

DR. JUAN BRÜGGEN

11(100-25)

**Geología y morfología de la
Puna de Atacama**



SANTIAGO DE CHILE
IMPRENTA UNIVERSITARIA
ESTADO 63
1947

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

DR. JUAN BRÜGGEN

AA M2693

11(100-25)

Geología y morfología de la Puna de Atacama



SANTIAGO DE CHILE
IMPRENTA UNIVERSITARIA
ESTADO 63
1946

20228

VISITACION
de IMPRENTAS y BIBLIOTECAS

SET 25 1947

DEPOSITO LEGAL

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

INTRODUCCIÓN

La región de la Puna de Atacama constituye una de las regiones de mayor interés geológico, no sólo por sus volcanes gigantescos y por los procesos tectónicos que condujeron al solevantamiento de esta altiplanicie de 4.000 m. de altura, sino también por constituir la zona de transición entre la facie porfírica del mesozoico chileno a la facie de las areniscas rojas del norte de Argentina.

En varios viajes cortos, dedicados a estudios de agua subterránea, sales, etc., había obtenido un conocimiento somero de la región de San Pedro de Atacama, como dejé expuesto en varias publicaciones sucesivas, que ampliaron nuestros conocimientos muy escasos de la geología de la región. Estos se basaron en primera línea en un viaje de exploración hecho por R. A. Philippi en los años de 1853-54 y en las observaciones hechas por L. Sundt durante las expediciones de San Román, en los años de 1883 a 1899. Entre las publicaciones modernas hay que mencionar una publicación del Dr. Felsch.

En los años de 1940 a 41 hice tres viajes de estudios, cada uno de 2 meses, que me fueron encomendados por la Corporación de Fomento de la Producción y el Departamento de Minas y Petróleo. El objeto de los viajes era el estudio de las posibilidades petrolíferas de la Puna. Después de haber publicado un breve extracto de estos estudios en las actas del Congreso Panamericano de Minas y Geología, la presente



memoria dará a conocer las observaciones detalladas, que se hicieron en estos viajes de comisión, y, además, en dos excursiones hechas con los estudiantes de minas de la Universidad de Chile.

I.—MORFOLOGÍA GENERAL DE LA PUNA DE ATACAMA

Con el nombre de Puna de Atacama se designan las altas mesetas desérticas que constituyen la continuación austral de la altiplanicie de Bolivia. Políticamente, la Puna pertenece en parte a Chile, en parte a la Argentina. Su altura media, tomando como tal la del pie de los volcanes sobrepuestos, es de unos 4.000 m. sobre el mar. El subsuelo de la Puna está formado en gran extensión por enormes corrientes de lavas y por tobas de material liparítico y dacítico. La erupción de estas rocas volcánicas, que se pueden comprender bajo el nombre de rocas riolíticas, se produjo en el terciario medio.

Encima de la meseta de la Puna se levantan los volcanes recientes, cuya formación principió en el plioceno. Constituyen una cadena continua de 20 a 40 km. de ancho, que se extiende desde la frontera con el Perú hasta la latitud de Copiapó, donde termina también la Puna misma.

En toda su extensión, desde Arica hasta Copiapó, el borde occidental de la Puna está formado por una grandiosa flexura, compuesta de las lavas riolíticas, que descienden con un solo declive uniforme desde los 4.000 m. hasta los 1.000 a 2.300 m. de altura, formando su superficie un enorme plano inclinado con que desciende la Puna hacia la gran depresión del Salar de Atacama. Sólo, donde hay mayores extensiones de cerros formados por rocas fundamentales, como al este del Salar de Imilac, el plano inclinado del borde de la Puna se presenta más borrado.

Frente al pie de este borde de la Puna se hallan extensas depresiones longitudinales: en el norte la Pampa del Tamarugal, más al sur el valle superior del río Loa y aún más al sur el gran valle longitudinal del Salar de Atacama, que se extiende hasta el río Frío y cuyo término más austral son las depresiones de los salares de Pedernales y Maricunga. Pero, estos últimos salares quedan separados de la región del Río

Frío por serranías de volcanes altos, que, desde la latitud de Taltal, avanzan hacia el oeste hasta la Cordillera Domeyko, que más al norte carece de volcanes recientes.

También la falda occidental de la gran depresión de Atacama está formada en parte por una flexura reciente, como en el perfil por la quebrada Los Tambores puede reconocerse por la posición de la capa de riolita que sube hacia los Cerros Purilactis. Pero, en gran extensión, como en el Bordo, al sur del perfil anterior, el límite occidental de la hoya de Atacama está formado por una falla grandiosa de un salto de más de 700 m.

La depresión del valle superior del Loa, en la región de Conchi, tiene la forma de una ancha artesa, subiendo las liparitas a ambos lados desde el curso del río.

En la región situada al sur del término de la Pampa del Tamarugal, todo el espacio comprendido entre la costa y la Puna está formado por varias depresiones longitudinales escalonadas de tal manera que siempre la más oriental tiene mayor altura. Cada una de estas depresiones, que tiene 10 a 30 km. de ancho, queda separada de la vecina por cordones de cerros formados por rocas fundamentales. Tal cordón es también la Cordillera Domeyko en su parte austral, mientras que desde Imilac al norte, ella constituye solamente el borde superior de la falla, en que bajó la gran depresión del Salar de Atacama.

Abajo, en la parte occidental de esta gran depresión, se ha formado la pequeña e interesante serranía de los Cerros de la Sal, compuesta por arcillas rojas terciarias con yeso y sal. En parte, las riolitas pasan con un anticlinal suave encima del cordón, indicando su origen como debido a presiones secundarias causadas por el hundimiento de la fosa.

II.—LA ESTRATIGRAFÍA

A. *Las rocas mesozoicas*

Las rocas mesozoicas se componen en primera línea de la formación porfirítica y de intrusiones granodioríticas. Constituyen la mayor parte de las serranías, que separan los ex-

tensos bolsones y depresiones de relleno terciario. Así constituyen la larga Cordillera Domeyko, que a su vez se compone de numerosas serranías pequeñas separadas por bolsones más pequeños.

En la vecindad de la Puna, las rocas mesozoicas tienen menor extensión, como en la Sierra Almeyda y la de Pingo Pingo, que dividen la parte austral de la fosa de Atacama en dos depresiones parciales. Hacia el sur continúan las rocas mesozoicas en el borde de la Puna hasta el pie del volcán Lullaillo. Además, aparece el mesozoico en algunas serranías muy pequeñas que se levantan como islas encima de las lavas riolíticas de la flexura entre Toconao y Peine. Pertenecen al tipo de dislocaciones, que he llamado tipo de Sagami según la bahía japonesa, en la cual se produjeron solevamientos parecidos en el terremoto de 1923. Estas serranías han sufrido solevamientos en parte posteriores a la erupción de las lavas riolíticas.

1) EL PERFIL DE PURILACTIS

(Láminas I y II)

El camino de Calama a San Pedro de Atacama conduce en los primeros 58 km. por los extensos llanos del bolsón situado al N y NE de los cerros de Limón Verde. En el km. 58, los Cerros de Purilactis, que constituyen la continuación septentrional de la Cordillera Domeyko después de una corta interrupción, se levantan con una larga falda rectilínea de falla, por la cual sube el camino en un pequeño zigzag. Al seguir por el camino, se nota luego, que los cerros de Purilactis consisten en realidad en una extensa altiplanicie de unos 8 km. de ancho, que desciende lentamente hacia el este.

En la falda de la falla y en los cortes del camino afloran brechas porfíricas compactas de un espesor de unos 100 m. Más arriba sigue un gran espesor de areniscas de grano fino que encierran algunos bancos de conglomerados. El rumbo de las capas es N 20°E. y el manto 40°E. Todas estas rocas

(1) Brügger (4).

tienen color chocolate oscuro hasta rojo oscuro. Algunas de las areniscas presentan cavidades irregulares cuyas paredes están incrustadas de pequeños romboedros de calcita de forma muy parecida a cubos. Las cavidades parecen corresponder a conchas marinas disueltas posteriormente.

El Dr. Felsch encontró al N. del camino, en un punto que no alcancé a ver, fósiles marinos del jurásico superior que se hallarían en yacimiento secundario, en un conglomerado porfirítico. De este hecho deduce edad del cretáceo inferior para la formación porfirítica de Purilactis.

Los bancos de areniscas duras atraviesan la altiplanicie en afloramientos largos y rectilíneos. Sólo en las pequeñas depresiones quedan cubiertas por rellenos modernos. Además, al S. del camino se observan algunas mesetas bajas de riolita, que parecen haberse extendido solamente en la parte baja de la meseta. El espesor de las areniscas de grano fino puede estimarse en unos 1.000 m.

Más arriba vienen los *conglomerados de Purilactis* que tendrán el mismo espesor. Consisten en bancos no muy firmes con rodados que alcanzan hasta 20 cm. de diámetro. Los rodados se componen preferentemente de material porfirítico; además hay escasos rodados de granitos de aspecto distinto de las granodioritas modernas. Los conglomerados alternan con areniscas rojas. En general se trata de rocas clásticas, cuya firmeza de concreción es muy inferior a la de las rocas porfiríticas de Purilactis.

2) LA FORMACIÓN SALINA PURILACTIS

Con su rumbo NNE, las capas descritas continúan hacia el N. hasta la región del cerro Chuschul, en el cual nace el río Salado, donde constituyen una ancha serranía que sube hasta 4.000 m. En dirección hacia el sur, parecen doblar hacia el SE, alcanzando el Llano de la Paciencia en la región de la «Salina Purilactis» (punto S. P. del croquis en la lámina II).

En este punto donde aparece la interesante formación salina de Purilactis, hay un espesor de muchos cientos de metros de areniscas grises y rojo-oscuros, que descienden hacia

el NE. Son rocas separadas en bancos delgados, en parte de color rojo con rodados de arcilla roja. En la bajada a la «Rinconada Purilactis» contienen un interesante fósil problemático, que presenta el aspecto de una concreción esferoidal de estructura concéntrica y que se asemeja al «Pucalitus» que es frecuente en ciertas areniscas rojas del norte de Argentina.

La «Rinconada Purilactis» se halla indicada en el croquis de la lámina II por la pequeña mancha de puntos (conglomerados de Tambores), situada al N de las letras S. P. (= Salinas Purilactis).

Areniscas parecidas se hallan también al norte de la Rinconada, donde tienen el mismo rumbo y manteo. Pero, un poco más al norte, al lado oeste de la letra *t* del croquis, aparece un cordón bajo de las mismas capas con manteo opuesto. Este cordón desaparece hacia el norte debajo de los conglomerados Tambores del terciario. En el perfil II de la lámina II dibujé la continuación del sinclinal debajo del anticlinal de la Formación San Pedro.

En la Salina Purilactis aparece debajo de las areniscas anteriores la *Formación salina de Purilactis*, compuesta de arcillas rojas y multicolores, ricas en sal y yeso. Las condiciones geológicas de este punto pueden verse en la figura N.º 1, en la cual el perfil D-C representa la sucesión normal de las capas, que es la siguiente:

8). varios cientos de metros de areniscas grises, verdosas y rojizas oscuras de la formación porfirítica.

7). 100 m. pizarras de color rojo a chocolate con eflorescencias blancas.

6 a). 8-10 m. pizarras calcáreas con yeso.

6). 20-25 m. arcilla gris rosada, de estructura brechosa; no tiene estratificación; con yeso y un poco de sal; esta última a veces en forma de guías prismáticas.

5). 50 m. pizarras abigarradas, rojizas a violáceas.

4). 200 m. mezcla irregular de sal y pizarras multicolores y bancos calizos con fósil problemático (¿Pucalitus?).

3). 100 m. sal superior. Manto cubierto por costras de sal; encierra grandes trozos de rocas de 20 a 40 m. formadas por arcilla roja.

2). 80 m. arcilla roja endurecida con yeso; presenta fuerte destrozamiento tectónico, habiendo muchas guías de yeso blanco entre los fragmentos.

1). 40 m. marga brechosa, parecida a las margas de Siglia. Consiste en numerosos fragmentos de arenisca calcárea gris. En la superficie casi siempre cubierto por costras de sal (sal inferior).

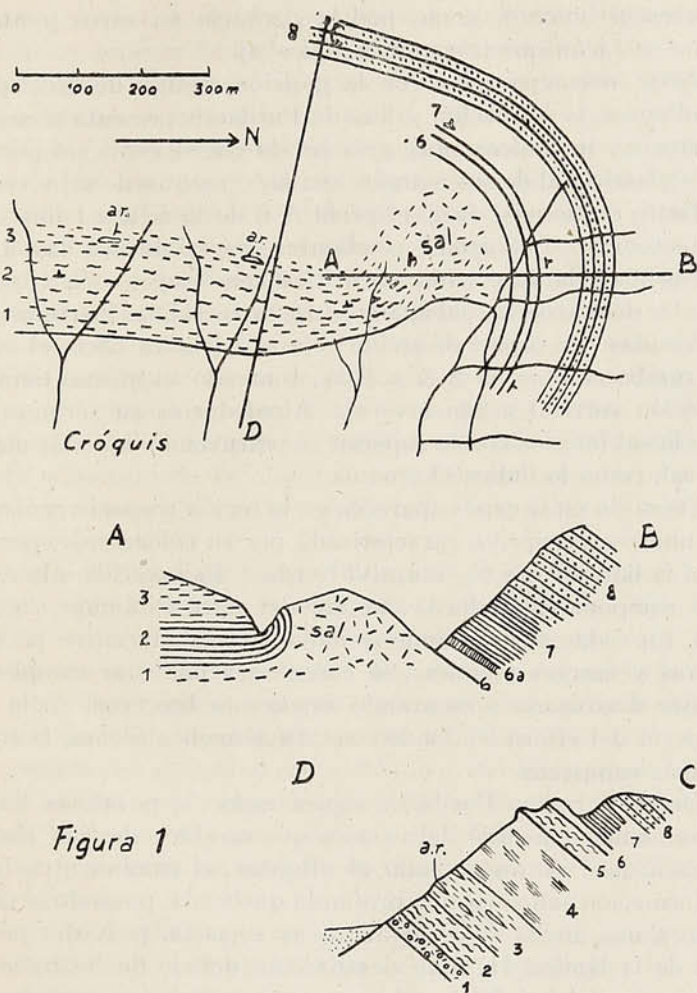


Figura 1

FIGURA N.º 1. Croquis y perfiles por la Salina Purilactis.

El perfil anterior muestra una transición estratigráfica normal de la formación salina de Purilactis pasando por pizarras y areniscas rojas a las areniscas normales de la formación porfirítica. Por esto no cabe duda acerca del hecho de existir una sobreposición normal, excluyéndose la posibilidad de un

sobreescurrecimiento, como podría pensarse en otros puntos, como en Licán que trataremos más abajo.

Pero, en comparación con la posición regular de las capas pendientes, la formación salina de Purilactis presenta siempre trastornos tectónicos muy grandes, lo que se explicará por la gran plasticidad de sus margas, arcillas y mantos de sal y yeso.

Tanto el croquis, como el perfil A-B de la figura 1 ilustran la tectónica. Las capas pendientes, especialmente las areniscas 8 de la formación porfirítica constituyen una cúpula regular debajo de la cual aparecen las capas salinas fuertemente dislocadas. La capa 2 de arcilla roja se adelgaza hacia el N y su rumbo cambia de S-N a E-W, tomando al mismo tiempo posición vertical y aún inversa. Alrededor de su término se une la sal inferior con la superior constituyendo una sola masa de sal, como lo indica el croquis.

Fuera de estas capas aparecen en la región trozos irregulares de una roca eruptiva caracterizada por su color verde, por lo cual la llamaremos el «eruptivo verde». Es parecida a la roca que compone en Siglia la cumbre del cerro Pirámide (figura 11). En todas partes donde se halla intercalada entre las pizarras y margas plásticas, se caracteriza por estar completamente destrozada presentando estructura brechosa. Sólo en el perfil del «Bordo», donde constituye anchos filones, la roca es más compacta.

Desde la Salina Purilactis siguen estas capas salinas hacia el sur hasta más allá del camino que conduce de San Pedro a Caracoles. Antes de subir al «Bordo», el camino atraviesa la formación salina en una profunda quebrada, pasando al otro lado a una ancha zona de areniscas rojas (a. p. r. del perfil III de la lámina II), que desaparecen debajo de los rodados terciarios del bolsón grande que termina en el precipicio del Bordo.

El perfil III de la lámina II presenta en forma esquemática un corte por la formación salina en esa región.

Debajo de los rodados gruesos del Bordo aparecen arcillas y pizarras arcillosas de color rojo ladrillo, a las cuales están intercaladas algunas capas de 2 a 10 cm. de areniscas calcáreas rojas. Tienen rumbo N 10°E y presentan un regular plegamiento como se ve en el perfil citado. Hacia el Este au-

menta la importancia de las areniscas rojas, disminuyendo el número y espesor de las pizarras. Los colores de las areniscas son también rojos, pero un poco más oscuros y chocolate; el grano es fino, lo mismo que la estratificación de algunos mantos. Casi todas las areniscas son calcáreas; contienen escasa cantidad de yeso, que aparece solamente en el núcleo del anticlinal en y del perfil. Cerca de este núcleo, el yeso se presenta en forma de concreciones irregulares o de guías en la roca.

En el Cerro del Filón ha penetrado a las areniscas del ala oriental del anticlinal un grueso filón porfírico, que parece pertenecer al mismo grupo del eruptivo verde. Hacia el N, el filón termina en forma de cuña, por lo cual, visto desde el N parece terminar hacia abajo en la misma forma. En el contacto del filón las pizarras rojas se han endurecido perdiendo su pizarrosidad. Se observa este metamorfismo tanto en el yacente como en el pendiente del filón, lo que comprueba su carácter intrusivo.

Hacia el Este siguen unos 100 a 150 m. de pizarras y areniscas rojas finamente estratificadas y después otro filón del mismo eruptivo. Más allá principia el perfil de la verdadera Formación salina de Purilactis. Los detalles del contacto entre ella y las areniscas rojas sin yeso pueden estudiarse mejor en una quebrada situada a unos 200 a 300 m. más al N, que es cruzada por el camino cerca del Cerro del Filón. Esta quebrada es bastante ancha, donde el camino la cruza; pero no se puede bajar por ella por más de unos 2 km., porque se presentan grandes saltos en su fondo. La llamaremos la quebrada de los Saltos.

El perfil detallado por esta quebrada (III, *a* de la lámina II) principia con las areniscas rojas (*a*) que constituyen la continuación norte de las capas del Cerro del Filón.

La capa más alta de estos estratos está formada por una pizarra roja de posición regular; no presenta ningún destrozoamiento. La formación salina principia con la capa *b* (perfil III *a*), que es una brecha tectónica compuesta de areniscas rojizas de unos 5 a 15 m. de espesor. Siguen en *c* algunos metros de arcilla y pizarra roja sin mayor destrozoamiento y en *d* otra capa de brecha parecida a la capa *b*. La capa *d* aumenta hacia el N hasta más de 30 m. de grueso; contiene irregularmente

repartidos paquetes estirados del eruptivo verde. La roca es una arcilla arenosa, en parte como polvillo endurecido con poco yeso y fuertemente comprimido.

Más arriba sigue la capa *e* formada por 40 m. de arcillas gris rosadas (multicolores), un poco pizarrosas; en parte están cementadas por yeso. Encierran capitas de 2 a 10 cm. de calizas blancas. Dentro de esta capa aparecen dos mantitos (*f* y *f*¹) de más o menos 1 m. de pizarra calcárea con yeso que se compone de capitas alternantes de ambos minerales. Va acompañada de brecha del eruptivo verde. En el centro del sinclinal en *g*, pero sólo atrás en el cerro, hay una arcilla roja con mucho yeso, dentro de la cual yacen también trozos irregulares del eruptivo verde. La posición de estas capas es la de un sinclinal.

Más hacia el este parece seguir otro anticlinal, pero luego la estructura se complica de tal manera que no pude descifrarla en el poco tiempo disponible. El filón verde del perfil III puede seguirse hacia el S hasta la Quebrada del Camino (Perfil III *a*). Más allá, en la Quebrada de los Saltos sigue un anticlinal y después otro filón verde grueso de posición casi vertical. Hacia el E. continúan capas de posición vertical que son las mismas que estudiaremos con más detalle en el perfil de la Quebrada del Camino. En un punto había una arenisca de grano fino con ripple marks.

En la Quebrada del Camino observé el siguiente perfil que aparece como Perfil III en la lámina II.

- 1). Filón verde en medio de un contacto de mármol de 15 m.
- 2). 100 m. areniscas de color gris rojizo oscuro con yeso. Rumbo NE.
- 3). 4 m. manto de yeso con microplegamiento.
- 4). 5 m. filón verde.
- 5). 75 m. areniscas parecidas a las de la capa 2; en parte tienen color verdoso. Encierran numerosos bancos de 10 a 40 cm. de calizas claras con estratificación diagonal.
- 6). 100 m. areniscas y arcillas violáceas y abigarradas con una zona de brecha verde.
- 7). 80 m. pizarras arenosas rojas con mucho yeso.
- 8). 150 m. pizarras rojas y verdosas con bancos de 20 a 60 cm. de yeso bien estratificado.

9). 50-100 m. pizarras violáceas (abigarradas) sin yeso en bancos, pero diseminado en la roca.

10). Las mismas capas se repiten en un sinclinal de posición oblicua, al cual está antepuesto otro anticlinal.

Las últimas capas desaparecen debajo de los rodados del Llano de la Paciencia. El espesor total de la Formación Salina es de unos 600 m.

Subiendo al cerrito frente al anticlinal de la capa 10, se observa hacia el sur el término de la Formación Salina. Al oriente las areniscas rojas constituyen también el pendiente de la formación salina. Hacia el sur, las mismas areniscas se extienden hacia el oeste y pasan encima de las capas salinas que de este modo desaparecen hacia el sur. En forma parecida conocimos su término hacia el norte en la Salina Purilactis.

En el perfil IIIa de la Quebrada de los Saltos, habíamos observado que el yacente de la formación salina está constituido también por areniscas rojas. Resulta que la formación salina de Purilactis constituye una intercalación en la Formación Porfirítica y por esto no debe confundirse con las arcillas rojas ricas en sal y yeso que componen los Cerros de la Sal y que hemos llamado la Formación San Pedro.

A juzgar por la ausencia de costras superficiales de sal en los perfiles III y IIIa, parece que la sal como componente más soluble, se haya concentrado más al norte, en la región de la Salina Purilactis y que falta en el camino del Bordo.

Las areniscas rojas y pizarras del mismo color con pequeñas eflorescencias blancas, pueden seguirse bastante más al sur por el pie de la Cordillera Domeyko, nombre que tiene en esta región la falda del Bordo. Las observé en un punto que dista 42 km. del camino de San Pedro a Calama, donde éste atraviesa el Llano de la Paciencia. El perfil en este punto es el siguiente:

Arriba:

3). más de 150 m. areniscas gris rojizas, en parte gris verdosas de grano fino; en parte contienen pequeños rodados de arcilla roja.

2). 15-20 m. areniscas rojas y pizarras del mismo color, más duras que la capa 1; color rojo más oscuro.

1). 100 m. pizarras rojas, un poco arenosas con algunos bancos un poco más duros. Las pizarras se descomponen en granitos esquinados, cubiertas

de eflorescencias blancas. Estas eflorescencias causan un color lila claro de la roca. Encierran un banco de 80 cm. de pizarra gris de exfoliación fina.

Estas capas siguen probablemente mucho más al sur por el pie de la falda de la Cordillera Domeyko; pero esta zona está enteramente desconocida hasta ahora y de difícil acceso.

Hacia el norte, las arcillas rojas y areniscas pendientes del mismo color (capa 7 del perfil de la figura 1) pueden seguirse desde la Salina Purilactis por unos 3 km. hasta la saliente de cerro que limita la Rinconada de Purilactis por el sur. Después de una interrupción de 35 km. reaparece la Formación Salina en cierta extensión en Licán, un caserío situado en la orilla occidental del Río Salado.

3). LA FORMACIÓN SALINA DE PURILACTIS EN LICÁN

(Perfil y croquis de la lámina II)

Las condiciones geológicas son muy parecidas a las de la Salina Purilactis, habiendo también una cúpula formada por las areniscas de la formación porfirítica, que ha sido destruída parcialmente por la erosión, apareciendo las arcillas rojas con sal y yeso en la ventana geológica así abierta. El plegamiento es aún más fuerte que en Purilactis, como se ve en el Perfil I. El croquis de la lámina II indica que las capas porfiríticas constituyen un afloramiento de forma de semicírculo alrededor de la formación salina. En vista de que las capas porfiríticas en toda la extensión del afloramiento mantean hacia afuera, hacia el SW, W y NW, las capas salinas ocupan el centro de la ancha cúpula.

Se trata especialmente de arcillas rojas ricas en yeso y en parte también en sal; aparecen también colores violáceos y abigarrados. Las arcillas están siempre fuertemente comprimidas, de modo que han tomado estructura brechosa. Además, hay filones y bancos del eruptivo verde fuertemente destruido.

El plegamiento que se observa en el Perfil I de la lámina II

consiste en varios sinclinales tendidos que han sido empujados hacia el pequeño anticlinal del cerro A.

Detalles interesantes se observan en el límite sur de las arcillas rojas. La capa más alta de esta formación, situada directamente debajo de las areniscas porfiríticas, forma varios farellones grandes de color rojo, encima de las cuales la falda continúa con declive más suave. Como se ve en la figura 2,

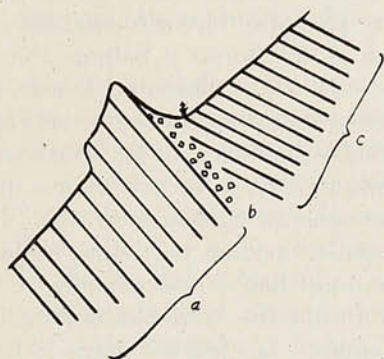


FIGURA 2.

Perfil por el límite entre las arcillas rojas y las areniscas porfiríticas.

- a). arcillas rojas con yeso.
- b). brecha de fricción.
- c). areniscas porfiríticas en capas delgadas.

el límite entre ambas formaciones está constituido por una gruesa brecha de fricción que sube hasta la punta misma del farellón.

Tenemos aquí otra vez el fenómeno de presiones tectónicas extraordinarias en el límite entre las arcillas rojas y las rocas de la formación porfirítica, lo que se explicará por la diferente forma en que las dos clases de rocas reaccionan a la presión. Además se observa que en casi toda la circunferencia de la ventana geológica, las capas rojas tienen posición relativamente regular y paralela a las porfiritas. El fuerte plegamiento se observa sólo a mayor distancia. La explicación será la siguiente:

En el primer plegamiento de la cordillera, en el cretáceo medio, las arcillas rojas yesíferas de Purilactis, estaban intercaladas paralelamente a las areniscas rojas de la formación porfirítica. En vista de hallarse encerradas en medio de capas poco plásticas, no podían plegarse en forma irregular, sino sufrieron un plegamiento suave igual al de las capas porfiríticas.

Después del primer plegamiento siguió una larga época, en que las rocas plegadas fueron denudadas, abriéndose las ventanas geológicas del Bordo y Salinas Purilactis en el sur y la de Licán en el Norte. Cuando más tarde, la formación de San Pedro sufrió su fuerte plegamiento, las capas plásticas de Purilactis y Licán se hallaban en las ventanas geológicas sin cubierta, y se plegaron en la forma intensa que acabamos de describir. Algunas rocas rígidas encerradas, como los filones del eruptivo verde, no podían participar en la transformación plástica y sufrieron el fuerte destrozamiento.

En la Salina Purilactis, la dobladura de las capas en el punto A del croquis de la Figura 1, hace la impresión de que las arcillas plásticas hayan salido del marco rígido de la cubierta porfirítica tal como una pasta dentífrica sale de su tubo. La formación de numerosos sinclinales en Licán (Perfil I) hace recordar la zona de «raíces» de los grandes sobreescurremientos alpinos, o sea indica una salida de material plástico hacia el Este.

Pero no podemos considerar a las arcillas rojas yesíferas de los Cerros de la Sal y de la región de Río Grande como continuación y equivalente de la Formación salina de Purilactis, porque le faltan las demás capas y especialmente el eruptivo verde, que es tan característico.

Areniscas rojas parecidas a las capas pendientes o yacentes de la formación salina de Purilactis se conocen también a mayor distancia al norte de Licán. Las encontré en el camino de Turi a Linzor, cerca de la captación del agua potable de Chuquicamata. A pocos cientos de metros al SW de Linzor afloran areniscas rojas en una pequeña extensión, de unos 200 por 200 m. en medio de la formación riolítica. Tienen rumbo E-W hasta N 40°W y manteo de 60°N. Abajo hay unos 30 metros de arcillas y areniscas rojas alternantes; en los planos

de estratificación hay algunas impresiones como de ramas de coníferas. Arriba siguen 50 m. de pizarras gris rojizas y como capa más alta observé 20-30m. de areniscas grises de grano fino, en parte con rodados de arcilla roja. Por el fuerte endurecimiento las capas se parecen más a las de la Formación de Purilactis que a las arcillas rojas de la Formación San Pedro.

4) LAS ROCAS MESOZOICAS AL PIE DE LA PUNA DE ATACAMA

En toda la extensión del Salar de Atacama, se conocen rocas mesozoicas solamente en algunas serranías bajas situadas al pie de la Puna. Estas serranías que constituyeron islas bajas en el mar de lavas liparíticas incandescentes, faltan por completo en todo el trecho entre San Pedro y la quebrada Aguas Blancas al sur de Toconao. Las rocas fundamentales principian en la región de Sóncor, donde la profunda quebrada de este nombre atraviesa una ancha zona de pórfidos y porfiritas de colores gris, café, morado y rojo. Pórfidos rojos componen el cerro de Patos, situado al Este de Sóncor, que se puede reconocer desde lejos por su color rojo. Este pórfido rojo sigue hacia el sur hasta la quebrada y oasis de Camar.

Después de una larga interrupción por las liparitas reaparecen las rocas fundamentales en gran extensión desde Socaire hasta Peine. En el cerro Quisop, al oeste de Socaire, consisten en rocas fuertemente metamorfas, en parte en tobas porfiríticas. Más al sur se halla la quebrada Algarrobito, hoy seca porque sus aguas se han desviado hacia los campos de Socaire. En los faldeos de varios cientos de metros de esta quebrada aparecen areniscas duras de color rojo; además pizarras duras de colores violáceos, verdosos y grises. Algunas capas son verdaderas rocas córneas metamorfas de color gris verdoso que en la superficie toman color un poco rojizo.

Un punto de pizarras interesantes, de que me hablaron, se halla al sur de la quebrada Algarrobito. Proviendo desde Socaire, se cruza la quebrada mencionada cerca de su desembocadura, donde había una antigua población con sus chacras secas debido a la desviación de las aguas. El camino toma dirección hacia el sur y en la primera quebrada seca de cierta

importancia hay que subir algunos kilómetros. En la parte estrecha de la quebrada aparecen pizarras de gran espesor, que por algunos habían sido tomados por pizarras betuminosas. En realidad son pizarras mesozoicas o aun más antiguas, muy duras; en parte pizarras córneas de color verdoso con algunas intercalaciones de areniscas de grano fino. Otras pizarras eran un poco calcáreas, partiéndose en hojas delgadas. Las pizarras ocupan una posición estratigráfica inferior a las areniscas rojizas y rocas córneas mencionadas más arriba. No hay indicio ni probabilidad de la existencia de rocas petrolíferas en estos cerros de rocas fundamentales.

5). LAS PIZARRAS BETUMINOSAS DEL PULAR

Más al sur en la región del ferrocarril de Antofagasta a Salta, reaparecen rocas fundamentales en mayor extensión.

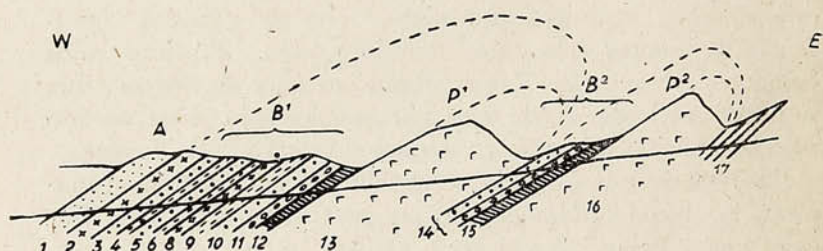


FIGURA 3. Perfil de las pizarras betuminosas en la quebrada Traspaso.

En el término sur de la Sierra de Almeyda, frente al Agua Colorada, afloran areniscas rojas de gran espesor, que se parecen a las areniscas de Purilactis. Más al sur sigue un gran macizo granodiorítico, que se extiende desde el Alto del Inca hasta el nacimiento de la quebrada Pajonales, donde se hallan las pizarras betuminosas del Pular. Al oeste de este granito pasa una zona de areniscas cuarcíticas de colores blancos y verdosos, encima de los cuales siguen conglomerados porfiríticos.

Las pizarras betuminosas del Pular constituyen una intercalación lenticular entre una gruesa serie de areniscas rojas

en el pendiente y brechas y porfiritas duras en el yacente. El perfil de la figura 3 da una idea aproximada de la tectónica y estratigrafía.

El perfil de las capas de la figura 3 es el siguiente:

1). 100 m. areniscas rojas del pendiente.

Principian con límite muy marcado encima de la capa inferior. En la base hay rodados gruesos y estratificación diagonal. Los rodados se componen principalmente de cuarzo, cuarcitas y arcillas rojas. No observé rodados de la serie betuminosa.

Unos 5 m. encima de la base terminan los rodados gruesos y principia una alternación de areniscas rojas de grano fino y otras de grano grueso con rodados de cuarzo de 1 cm. Siguen unos 20 m. de areniscas rojas que en la fractura fresca toman color gris rojizo debido a la abundancia de granitos de feldespatos; su grano es de tamaño medio a fino.

Más arriba hay pizarras rojas.

Todas estas rocas contienen mucho CaCO_3 . Rodados de arcilla roja y fajas irregulares de color más oscuro como en los «Ramos» de Corocoro y en Siglia son frecuentes.

2). 100 m. toba blanca a rojiza clara, riolítica, con fragmentos esquinados.

3). 60-80 m. areniscas de color gris a rojizo; en parte de grano grueso, en parte de grano fino. Contiene algunas capitas de pizarras en su parte inferior.

4). 30 m. pizarras oscuras, pobres en betumen. A 6 m. debajo del límite superior hay un banco verdoso con un poco de CaCO_3 . Contiene pequeñas conchas de *Estheria*, que son frecuentes también en algunas de las pizarras betuminosas.

5). 60-70 m. areniscas claras separadas en bancos no muy gruesos. Contienen rodados de carbón. Algunas capas son un poco pizarrosas. También hay una u otra capa de 10 cm. de pizarra.

6). 4 m. toba blanca con inclusiones que alcanzan hasta 10 cm.; están formadas por fragmentos de arcilla de aspecto de jaspe.

7). 8 m. pizarras betuminosas, relativamente ricas.

8). 60 m. toba clara de estructura brechosa. En su base es de grano especialmente grueso. Contiene inclusiones de fragmentos de pizarras betuminosas que alcanzan hasta 2 m. de longitud. Carece completamente de estratificación.

9) 60 m. horizonte principal de pizarras betuminosas.

Encierra 5 a 7 capitas de calizas, en parte de sólo 2 a 3 cm. Las dos más altas tienen 30 cm. y la superior contiene un gran número de concreciones silíceas de color negro a pardo oscuro, de forma redonda y en parte de estructura concéntrica. Las capas calcáreas tienen estructura eolítica.

10). 100 m. areniscas grises, un poco brechosas, de material porfírico; el tamaño del grano aumenta hacia abajo.

11). 40 m. conglomerados gruesos, de color oscuro con rodados que alcanzan hasta 60 cm. de diámetro. En parte, los componentes están poco

redondeados; se componen de material porfirítico; su concreción no es muy firme.

12). 50 m. cuarcitas duras de grano fino; en parte con grandes concreciones esferoidales de $\frac{1}{2}$ m. de diámetro. Sólo en forma de bloques sueltos encontré calizas de «chinchulines».

En el fondo de la quebrada Traspaso hay pizarras compactas de color chocolate rojizo, parecidas a rocas frecuentes en Siglia.

13). 5-600 m. rocas muy duras y compactas de la formación porfirítica; se trata, tanto de lavas como de brechas y conglomerados. Por su dureza constituyen una angostura muy estrecha.

14). 200 m. areniscas y conglomerados, iguales a las capas 10 y 11 de la base de la serie betuminosa.

15). pizarra compacta de color chocolate rojizo, como la capa N.º 12.

16). 5-600 m. rocas compactas de la formación porfirítica, iguales a la capa 13.

17). Pórfidos brechosos de color verdoso claro.

Como se ve en el perfil de la figura 2, se trata de varias escamas tectónicas, cuyo núcleo está formado por las rocas duras de la formación porfirítica, y solamente la primera escama contiene todo el perfil de la serie betuminosa.

La fuerte tectonización queda evidenciada por los fragmentos estirados de las porfiritas oscuras que flotan dentro de las rocas claras de la serie betuminosa, terminando en forma de cuña hacia abajo.

La serie betuminosa se halla dentro de las capas yacentes porfiríticas y de las capas pendientes de areniscas rojas como una intercalación extraña. Especialmente no hay ninguna transición lenta. Además se distingue de las capas yacentes por la concreción mucho menos firme de sus estratos. La presencia de un conglomerado basal indica una interrupción de la sedimentación después de la formación de las rocas porfiríticas.

También hacia arriba, el cambio es muy brusco, aunque velado por la intercalación de la toba blanca (capa 2). Encima de las areniscas rojas relativamente duras de la capa 1, continúan otros 200 a 400 m. de areniscas parecidas, en parte de color gris y con intercalaciones conglomeráticas. Hacia el oeste, las faldas de la quebrada Pajonales ya no muestran afloramientos de rocas, sino quedan cubiertas por arenas y rodados superficiales.

La extensión horizontal puede verse en el croquis de la

figura 4, que dibujé desde el cerro granodiorítico entre el Cerro Negro y la quebrada Calamidad. Se ve en este croquis que las areniscas rojas pendientes (A) siguen en forma regular hacia el sureste, probablemente aún más allá de la que-

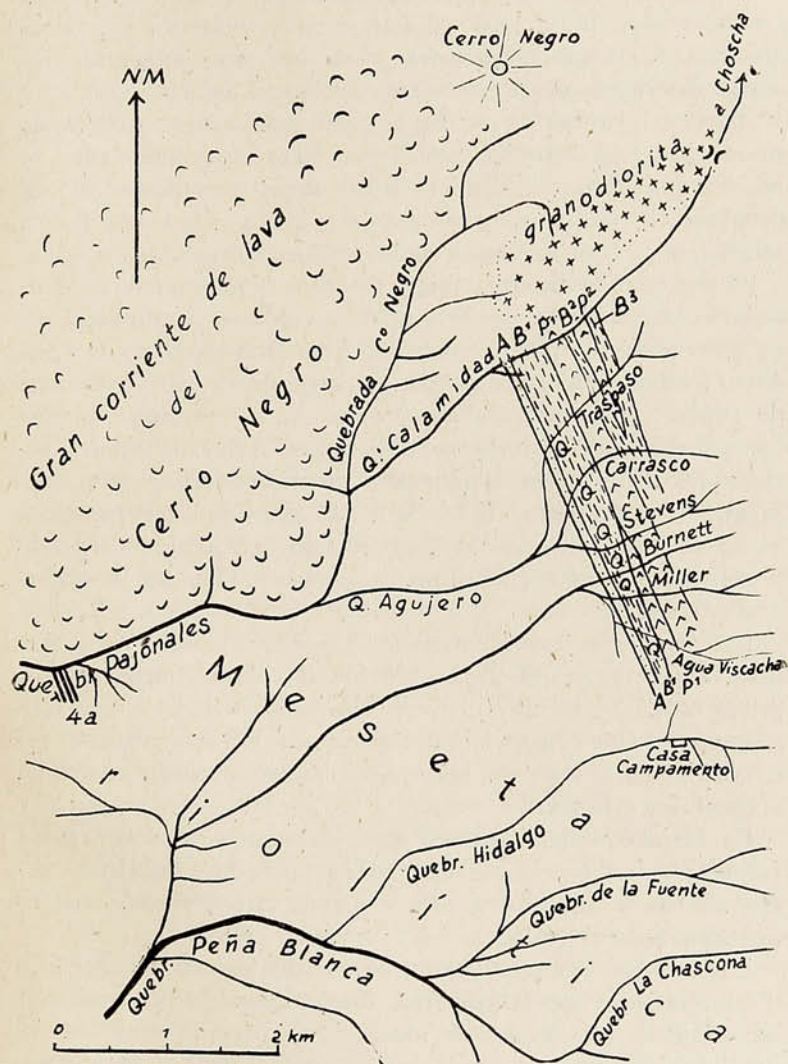


FIGURA 4. Croquis geológico de las pizarras betuminosas del Pular.

brada Agua Viscacha, que es el punto extremo en que las vi desde cerca.

La zona betuminosa B^1 presenta su mejor desarrollo en las quebradas Calamidad y Traspaso y su espesor disminuye hacia el sur por ensanchamiento de las porfiritas yacentes P^1 (= capa 13 de la figura 3). En la escama tectónica B^2 , ya no aparecen las capas superiores y medias, sino solamente las capas inferiores de la serie betuminosa. La base porfirítica P^2 parece terminar en forma de cuña hacia el sur, de modo que se junta la zona B^2 con la B^3 . Estas irregularidades, lo mismo que el estrechamiento de la serie betuminosa B^1 en dirección hacia el sur, se deberá en primera línea a la fuerte tectonización de las capas en las escamas estiradas.

El punto más austral, donde observé la formación betuminosa es la quebrada Burnett o Miller, que se puede alcanzar en auto subiendo por la quebrada Peña Blanca. En ella aparecen las areniscas rojas pendientes en todo su espesor de más de 100 m. Debajo de ellas sigue el banco de toba blanca fuertemente cubierto de rodados superficiales. Encierra inclusiones de pizarras silicificadas de aspecto de jaspe. Las pizarras betuminosas de la zona han perdido su betumen y están silicificadas, pero la estratificación fina se ha conservado no obstante la estructura muy compacta. También se observan calizas.

Las areniscas y conglomerados yacentes de color gris verdoso tienen un espesor de 100-150 m. Los conglomerados grises pasan en forma muy irregular al color rojo.

La estratificación original tiene poca influencia en la repartición del color rojo, que parece haber entrado en forma epigenética a la roca.

La expulsión del betumen que se observa se deberá a la fuerte presión tectónica, que habrá causado también la reducción de la zona B^1 a más o menos la mitad del espesor que tiene más al norte.

Los señores Fenner y Vogel han hecho un estudio detenido del yacimiento de las pizarras betuminosas, ejecutando un muestreo detallado de los mantos más importantes. En la quebrada Traspaso y otras vecinas distinguen: el manto superior de 30 m. (= capa 4 del perfil, figura 3), el manto medio

de 9 m. (= capa N.º 7) y el manto inferior (= capa 8) de 58,25 m. La ley media de estas pizarras betuminosas de color muy oscuro es de sólo 25 litros por tonelada. Dentro de la zona inferior aparecen 5 diferentes mantos de 25 a 42 cm. de grueso y con leyes de 80 a 141 litros por tonelada, que en ciertas regiones podrían explotarse.

Tomando una superficie de 11 ha. de los mantos en una longitud de 2,2 km. entre las quebradas Calamidad y Burnett, cubican Fenner y Vogel 385.000 ton. a la vista en estos cinco mantos, cuya ley media puede estimarse en 110 litros por tonelada. Las leyes bajas de 20 a 30 lts./ton. de las zonas betuminosas enteras de 9 a 58 m. no son comerciales. Por medio de sondajes, la cubicación anterior podría aumentar mucho.

La forma lenticular del depósito y de sus capas concomitantes se debe no sólo a las fuertes presiones tectónicas, sino esta forma debe ser también primaria. Las capas betuminosas se habrán depositado en una laguna que rellenaba una depresión pasajera dentro de los sedimentos porfiríticos. El conglomerado basal de la serie betuminosa indica que las porfiritas ya se habían cementado y dislocado, de modo que podían ser atacadas por la erosión. El origen lacustre queda comprobado por la presencia de las Estherias en la capa 4. Después del relleno con la serie betuminosa, se depositaron los extensos y potentes mantos de areniscas rojas, que se pueden seguir por muchos kilómetros hacia el sur y que constituyen probablemente la continuación de las areniscas rojas de la Sierra Almeyda.

En vista del carácter muy llamativo de las pizarras betuminosas y de la falta de vegetación, no es muy probable que existan otros depósitos de la misma importancia en la vecindad. La paralelización con la formación salina de Purilactis no puede hacerse directamente, porque todavía no se conocen rocas parecidas en ambas formaciones. Pero, las concreciones de sílice en calizas, los volveremos a encontrar en la región de Sigüa, donde aparecen capas parecidas a las de la formación salina de Purilactis y, donde últimamente se han descubierto también pizarras betuminosas, según me contaron en San Pedro de Atacama.

6) OTRAS ROCAS MESOZOICAS EN LA REGIÓN DEL SALAR DE PUNTA NEGRA

Porfiritas y brechas porfiríticas constituyen los cerros a ambos lados del curso inferior de la quebrada Pajonales, desde la aguada hasta su desembocadura en el gran llano longitudinal. En estas rocas muy duras, el estero ha excavado una angostura estrecha que ha dado origen a la aguada Pajonales. Como se ve en la Fig. 5, estas porfiritas han sido empujadas con una falla inversa (f) encima de areniscas rojas (2). Lo mismo que en las pizarras del Pular prevalece rumbo N 30°W, pero el manteo es muy fuerte, de 80°SW. En la vecindad de la falla las porfiritas están fuertemente destrozadas en una extensión de varios metros, presentando el aspecto de una brecha tectónica (milonita).

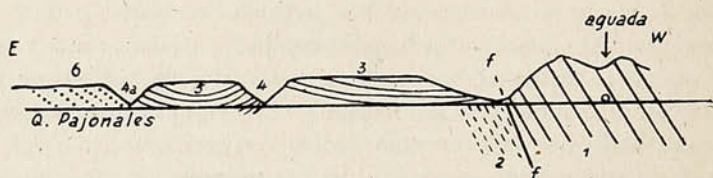


FIGURA 5. Perfil por la parte central de la quebrada Pajonales (falda sur).

Encima de las areniscas rojas calcáreas siguen con discordancia las brechas calcáreas de la capa 3, que son de grano muy grueso, alcanzando muchas de las piedras de 10 a 20 cm. de diámetro. Son muy calcáreas, pero poco cementadas y corresponden probablemente al grupo de las «Capas del Loa», que se describirán más abajo y que tienen mayor extensión más al sur, al este del Salar de Punta Negra. Parecen formar el subsuelo de la ancha depresión que se extiende a lo largo de la Quebrada Peña Blanca hacia el SE, y que está cubierta por tobas riolíticas blancas, que dieron el nombre a la quebrada.

Con discordancia reaparecen debajo de las capas 3 las areniscas grises calcáreas (4 y 4a) que encierran algunos conglomerados finos. Tienen rumbo N 60°W y manteo 30°NE.

Siguen unos 200 m. de conglomerados (5) que comparé en mi primera publicación con los «conglomerados Purilactis». En realidad son mucho menos firmes. Tienen posición sinclinal.

La meseta 6 se extiende varios kilómetros hacia el este; su falda hacia la quebrada Pajonales está cubierta de rodados sueltos en una masa arenosa de color rojizo. De vez en cuando se descubren cortos afloramientos de conglomerados gruesos muy blandos, aún más blandos que las brechas 3. Son calcáreos y los rodados relativamente bien redondeados. Tienen manteo de 30°W. Debajo de estas capas salen al fin en el este las areniscas grises y rojas que constituyen el pendiente de la serie betuminosa (capa 1 del perfil figura 3). De edad mesozoica, y contemporáneas con la serie betuminosa son solamente las capas 1, 2, 4 y 5.

Las capas mesozoicas de la quebrada Pajonales siguen con rumbo SE. al otro lado de la meseta riolítica, que también se extiende en la misma dirección. Antepuestas al surponiente de esta faja de capas se hallan las rocas cuarcíticas que constituyen los cerros en el curso inferior de la quebrada Zorritas, que proviene del pie noroeste del volcán Llullaillaco. Son pizarras y cuarcitas en bancos duros de color gris a rojizo, cuya superficie descompuesta presenta colores oscuros que caracterizan también a los cerros formados por estas rocas. La edad de estas rocas es desconocida. A ellas entró un macizo granodiorítico, cuyas rocas constituyen los afloramientos más occidentales de rocas fundamentales en la quebrada Zorritas.

Mucho más al sur, ya cerca de Río Frío, aparecen granitos rojos ricos en cuarzo, muy parecidos a ciertas variedades del Alto del Inca. Componen extensos cerros de color rojo.

Al oeste de la depresión longitudinal de Punta Negra e Imilac prevalecen rocas porfíricas con intrusiones granodioríticas y en la Cordillera Domeyko, al suroeste del Salar de Punta Negra, aparecen como formación nueva largos afloramientos de calizas y pizarras mesozoicas. En parte, las pizarras calcáreas son un poco betuminosas, pero no tienen relación con las pizarras betuminosas del Pular, que carecen de carbonato, habiendo solamente algunas capitas y mantos del-

gados de calizas intercaladas; pero la pizarra betuminosa misma del Pular carece de carbonato de calcio. Se trata de capas liásicas, que tienen mayor desarrollo más al sur, al suroeste del Salar de Pedernales y en la región de Copiapó.

7) LA FORMACIÓN PETROLÍFERA DE SIGLIA

Siglia se halla cerca de la frontera con Argentina, a unos 100 km. al SE. de Toconao, que es el término del buen camino de autos. La región consiste en la extensa planicie ligeramente ondulada de la Pampa del Lari, que tiene unos 4.300 m. de altura. Dentro de ella se halla la ventana geológica de Siglia, debida a una destrucción de las lavas riolíticas y basálticas. La parte más baja, donde se halla el salar de Siglia, tiene unos 4.000 m. de altura. Algunos de los cerros compuestos por la Formación de Siglia tienen tanta altura que antes de la erosión de la ventana geológica deben haber salido como «cerros islas» encima de la pampa del Lari.

El borde occidental de la ventana de Siglia está acompañado de un pequeño cordón de lavas basálticas oscuras. Corresponde probablemente a la grieta de erupción de los extensos mantos de basaltos que cubren gran extensión de la meseta riolítica. En el límite norte de la ventana geológica, al lado del campamento, las lavas oscuras pertenecen a basaltos de hiperstena con fenocristales de labradorita.

Dentro de la ventana geológica, cuyos límites se hallan representados en forma relativamente exacta en la figura 6, aparece la formación de Siglia, compuesta de sedimentos atravesados por intrusiones dioríticas y riolíticas.

Según este plano, levantado por Billingsley, los sedimentos habrían sufrido un plegamiento no muy fuerte, resultando

Cróquis geológico del
PETROLEO DE SIGLIA
Según Raul Billingsley

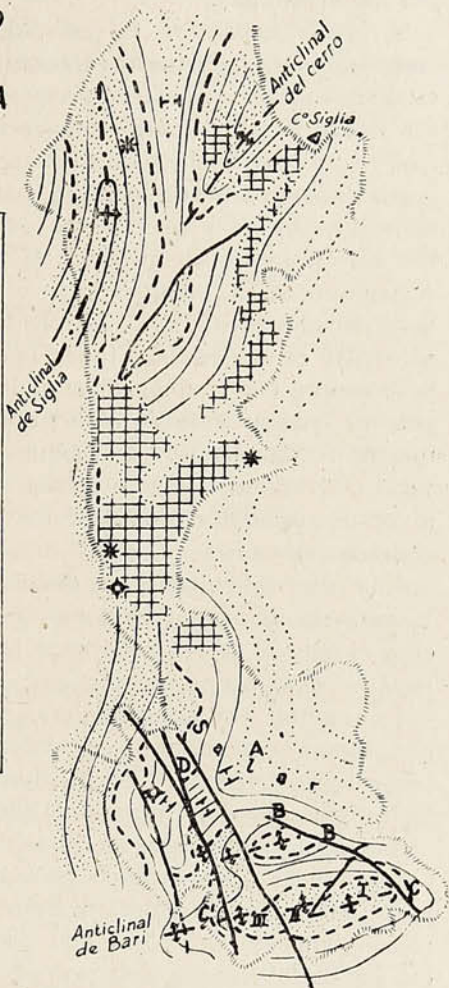
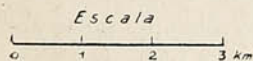
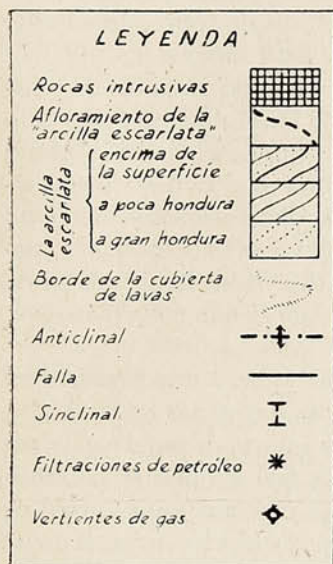


FIGURA 6.

anticlinales y sinclinales regulares, que estarían atravesados por algunas fallas.

No pude constatar tal tectónica sencilla, sino encontré complicaciones muy fuertes constituidas por escamas de sobre-escurrimiento y otros fenómenos parecidos. A base del estudio de Billingsley esperé una tectónica muy sencilla y creí que mi tarea se limitaría a ratificar sus estudios y determinar uno o varios puntos de sondajes, para los cuales parecían prestarse muy bien los anticlinales regulares de forma de cúpula. Por esto preparé la expedición sólo para una estadía de una semana en Siglia, incluyendo en este tiempo también la visita al yacimiento de Lari. Este tiempo naturalmente no ha sido suficiente para descifrar todas las complicaciones tectónicas; pero espero poder comprobar al lector por la descripción siguiente, que se trata en realidad de dislocaciones sumamente fuertes. En la parte sur del croquis, las curvas del mapa estructural corresponden más o menos a las verdaderas curvas de nivel, menos en la región del Salar, que es una zona plana con algunos cerros islas.

Una gran dificultad para descifrar la tectónica consiste en la ausencia de afloramientos claros de las capas de Siglia. En gran extensión se ven solamente los colores blanquizcos y rojizas como manchas superficiales, sin que sea posible determinar el rumbo y manteo de las capas o solamente el perfil de una sucesión de unas pocas capas. Esto vale para toda la parte septentrional de Siglia, donde Billingsley ha dibujado los anticlinales del Cerro y de Siglia. No sé en qué observaciones se ha basado para su dibujo.

Las únicas observaciones geológicas pueden hacerse en la parte sur, más allá del estrechamiento de la quebrada en la región del pozó con los gases de olor a petróleo. La parte ancha del sur de la ventana está ocupada en gran parte por el salar de Siglia, del cual se levantan algunos cerritos como islas, quedando unos cerros y cordones más altos, formados por las capas de Siglia, situados a ambos lados del salar. Esto contribuye también a dificultar el desciframiento de la tectónica, aunque el señor Billingsley traza las curvas de su mapa estructural también por la ancha depresión del salar, donde no hay ningún afloramiento.

En vista de estas dificultades, no pude establecer ningún perfil estratigráfico de las capas y me limitaré a describir las diferentes observaciones hechas en los distintos puntos.

Al lado NE del salar existen dos pequeñas lomas aisladas, que se hallan más o menos en el punto A de la figura 6. En la más oriental, que es la más chica, observé el perfil siguiente:

c) 10 m. caliza arenosa estratificada por manchitas de color chocolate oscuro, que tienen 2 a 6 cm. de largo y 2-4 mm. de grueso. Los granos de arena se hallan concentrados en fajas irregulares; tienen 2-3 mm. de diámetro. La roca es muy dura; constituye precipicios oscuros.

b) 10 m. arcillas multicolores de colores claros.

a) Más de 10 m. margas verdosas con yeso y piedras esquinadas.

La capa *c* parece existir solamente en algunos de los pequeños cerros islas; no volví a encontrarla en otras partes de Siglia. Me hizo recordar una arenisca parecida que vi en la «Formación de los Ramos», en Corocoro, en Bolivia.

Un perfil estratigráfico más extenso, lo observé en otro cerro isla, situado a poca distancia, es el de la figura 7.

Las brechas verdosas margosas de la capa *a* son el sedimento más importante de la región de Siglia. Los fragmentos, que componen la brecha, consisten casi exclusivamente de areniscas calcáreas de color gris claro. Son de grano muy fino. Los fragmentos, que alcanzan hasta 10 cm., tienen en término medio sólo 1-4 cm. de diámetro. La masa fundamental es una marga de color gris, ligeramente verdoso, y rosado en otros puntos. En la capa *a* de la figura 7 A, se intercalan bancos de arcillas rojas de 10 a 40 cm. a distancias de 5 a 10 m.; pero faltan en la mitad superior. Además hay algunos bancos de yeso cristalizado.

La composición uniforme de la brecha constituida solamente por fragmentos de una arenisca arcillosa que se tritura fácilmente, indica que no se puede tratar de una brecha de sedimentación sino de una brecha tectónica. La roca habrá consistido originalmente de una alternación de capas delgadas de areniscas y arcillas o margas. Por la fuerte presión tectónica la roca se ha destrozado tomando la estructura brechosa.

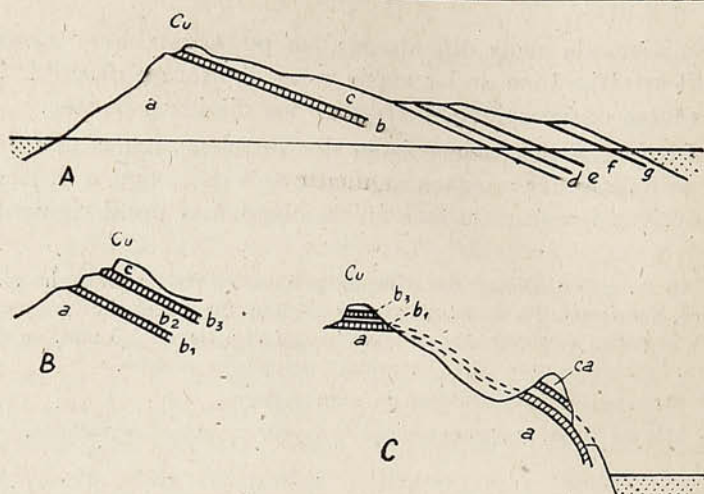


FIGURA 7.

Perfiles observados en la loma del punto A de la figura 6.
Cu es siempre la misma cumbre en los tres perfiles.

Perfil A.

- g) 10 m. brecha margosa.
- f) 20 m. pizarras de color chocolate, un poco arenosas y con un poco de Ca CO_3 . En el medio hay un banco de 2 m. de marga brechosa.
- e) 8 m. brecha verdosa margosa con yeso.
- d) 6 m. arcillas blanquizas y moradas (multicolores).
- c) 20 m. brechas margosas con menos yeso que la capa a.
- b) 4 m. zona de la arcilla roja escarlata; el detalle que se halla en figura 7 B.
- a) 60 m. brechas verdes margosas con yeso.

Fuertes presiones tectónicas quedan indicadas también por los detalles de la zona de la arcilla roja escarlata que es la capa más característica en esta región. Sus afloramientos en los cerros de color gris hacen la impresión como si los cerros se hubieran pintado con un gran lápiz de color rojo. El perfil detallado de la zona de la arcilla escarlata se halla en la figura N.º 7 B, es el siguiente:

- c). Brecha margosa = capa c del perfil grande.
- b₃). 1-1,5 m. arcilla escarlata; contiene espejos de falla y yeso como la capa b₁.

*b*₂). 2,0 m. brecha verdosa; en los 30 cm. inferiores contiene fragmentos irregulares de la arcilla esкарлата.

*b*₁). 0,5 m. arcilla esкарлата con numerosos espejos de falla en los agregados tabulares de yeso; las estrías tienen dirección E-W, siendo el movimiento probablemente hacia el E. Además contiene grandes fragmentos estrados de la capa *a*.

a). 60 m. brecha margosa = capa *a* del perfil grande.

Según este perfil parece que se han desarrollado movimientos tectónicos especialmente fuertes en el nivel de la arcilla esкарлата. Creía al principio que se trataba de un plano de sobreescurreamiento que hizo repetirse a la arcilla esкарлата, pero veremos también en otro punto que hay dos capas de este color situadas a poca distancia entre sí.

Hacia el sur descienden las capas con fuerte inclinación, como lo demuestra el perfil de la figura 7 C. En la cumbre de la lomita a la derecha, hay un pequeño trozo de una caliza (ca) que contiene concreciones oscuras de sílice. Es idéntica a la caliza con concreciones silíceas, que se halla en el horizonte principal de pizarras betuminosas del Pular (Figura 3, capa 9). Con esto queda comprobado que en Siglia aparece el equivalente de la formación betuminosa del Pular. En realidad, después de mi visita, un arriero descubrió las pizarras betuminosas también en Siglia, como se me comunicó medio año más tarde en San Pedro.

Al otro lado del salar de Siglia, y más hacia el sur, hay un cordón de dirección E-W cuya situación en la figura 6 está indicada por las letras B-B. En él observé el perfil siguiente:

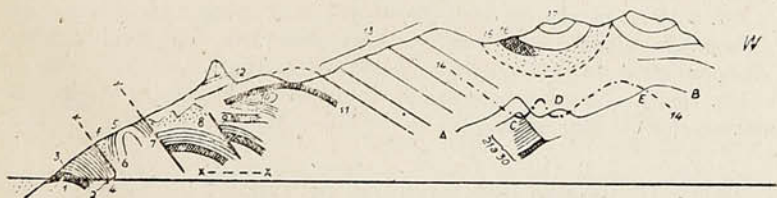


FIGURA 8.

1). Más de 5 m. pizarras de color chocolate, un poco arenosas con un algo de yeso y de CaCO_3 .

2). 5 m. pizarras gris verdosas con capitas duras de areniscas calcáreas, parecidas a los fragmentos de las brechas de los perfiles anteriores.

3). 1,5 m. arcilla verdosa, fuertemente endurecida por yeso; contiene pocos carbonatos.

4). 40 m. capas alternantes, iguales a las capas 2 y 3.

f). falla con brecha de fricción debajo de la escama tectónica superior. Rumbo N. 75° E, maneo 45° N. En la superficie, la falla se presenta como un largo farellón formado por la brecha compuesta de fragmentos de las pizarras de la capa 2 y otras superiores, que están firmemente pegadas por yeso.

5). 2-15 m. pizarras verdosas iguales al N.º 4. Por estiramiento en la base de la escama, el espesor sufre una fuerte reducción. Se ve claramente la dobladura del anticlinal sobreempujado.

6). 10-15 m. pizarras chocolate = N.º 1.

7). Repetición de la capa N.º 5: pizarras gris verdosas en grandes planchas con poco yeso en los planos de estratificación; a ½ m. encima del límite inferior hay una capa de 75 cm. con mucho yeso.

8). Muchos metros: brecha de fricción con mucho yeso. La brecha parece provenir de la unión de varias escamas. Encima de 8 principia la estratificación más regular del Morro.

X-X. Debajo de la brecha N.º 8 hay varias escamas fuertemente dislocadas.

9). La pizarra verdosa de este punto presenta un microplegamiento.

10). 3 m. pizarra verdosa que termina en forma de cuña.

11). 2-5 m. pizarra chocolate que sube hasta el portezuelo.

12). 30 m. pizarras verdosas del «Morro» con dos intercalaciones de 1 a 2 m. formadas por pizarras de color morado oscuro.

13). 150-200 m. brechas verdosas margosas con intercalaciones de pizarras de colores chocolate o morado.

14). Arcilla escarlata: principia en la parte oriental con dos capas delgadas situadas en una arcilla clara; aumenta hacia el oeste en espesor; el perfil detallado se da más abajo.

15). 40-50 m. arcillas multicolores que en su base encierran un banco de 3 m. de brecha verdosa.

16). 0-15 m. pizarra de color chocolate oscuro con algunas capitas de 4 a 7 cm. de calcita amarilla en grandes cristales. La capa termina hacia abajo en forma de cuña debido a un estiramiento tectónico.

17). 50-60 m. brechas verdosas formando un sinclinal en la cumbre del cerro, siguiendo otro sinclinal de las mismas capas hacia el oeste.

Bastante distinto es el perfil de las capas 13 a 17, si lo observamos a media falda del cerro, en la línea A-B, que se halla dibujado debajo del perfil anterior en la figura N.º 8. En la cresta que desciende hacia el norte, indicada con la letra C, la capa escarlata constituye un pequeño sinclinal, al cual

sigue en la pequeña quebrada situada más al oeste, un estrecho anticlinal y después de otro sinclinal hay otro anticlinal grande debajo de los dos sinclinales en la cumbre del cerro. El perfil detallado de las capas 21 a 30 en el cordón C es el siguiente:

- 21). Brecha verdosa.
- 22). 10 m. alternación de brechas verdosas con arcillas de color anaranjado a amarillento.
- 23). 10-15 m. brechas verdosas.
- 24). 1 m. arcilla escarlata.
- 25). 10 m. brecha verdosa.
- 26). 0,3 m. arcilla escarlata; es posible que se trate de una repetición por el anticlinal estrecho entre C y D, que en la línea del perfil estratigráfico puede haber tomado posición inclinada.
- 27). 4-5 m. brecha verdosa.
- 28). 2 m. brecha verdosa con capas anaranjadas.
- 29). 30 m. brechas verdosas.
- 30). 10 m. y más: pizarra de color chocolate.

Un poco más hacia el oeste, en D, el perfil presenta otro cambio importante, observándose debajo de la arcilla escarlata las capas siguientes (desde arriba):

- 3 m. brecha verdosa.
- 20 m. pizarras de color chocolate alternando con brechas y pizarras verdosas.
- 10 m. y más: pizarra de color chocolate (=capa 30 del perfil anterior).

Aun más al oeste, la capa escarlata sube por el anticlinal ancho y debajo de ella se hallan 60 a 80 m. de brechas verdosas.

Variaciones tan fuertes de un perfil de estratos, y, especialmente variaciones que se verifican a tan poca distancia, tienen generalmente origen tectónico. Parece que las capas 21 a 29 constituyen un anticlinal tendido, como lo indica también la repetición simétrica de las capas 24-25 en el núcleo; además, la repetición de las capas 23-27 y también de las capas anaranjadas 22 y 28. Parece que dentro de la capa 29 o en su base pase un plano de sobreescurreimiento. En favor de tal suposición habla la tectónica bien distinta de la pizarra chocolate de la capa 30, que está atravesada por una serie de fallas in-

versas de escaso salto y presenta un plegamiento trasversal bastante regular, como puede observarse más al norte (véase figura 9). Este anticlinal regular se halla a solamente 200 a 300 m. al norte del punto C. El perfil estratigráfico de este punto presenta otra variante de las capas yacentes de la arcilla esarlata, como se ve en la figura N.º 9.

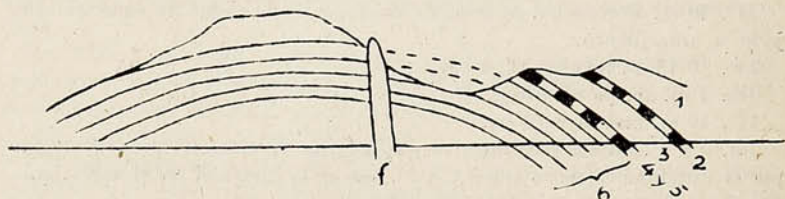


FIGURA 9.

- 1). Brechas verdosas.
- 2). 0,5 m. arcilla esarlata.
- 3). 6,- m. brechas verdosas.
- 4). 0,2 m. arcilla esarlata, muy comprimida.
- 5). 0,5-1,- m. brecha verdosa.
- 6). 20,- m. pizarras de color morado hasta chocolate con mucho yeso.
- f). filón o brecha de falla.

Tengo la impresión que en este anticlinal estamos en presencia de las capas más profundas y si se quiere ejecutar un sondaje en Siglia, este anticlinal sería el más apropiado.

Otra región que alcancé estudiar se halla al sur de la anterior, en el extremo sur de la ventana geológica. Es el «Cordón de las tres Cumbres», como podríamos llamarlo. Su situación C-C en la figura corresponde más o menos al «anticlinal de Lari» de Billingsley. Si consideramos las curvas del mapa estructural de este anticlinal en la figura 6 como curvas de nivel, entonces tendremos aproximadamente la configuración del Cordón de las 3 Cumbres.

La cumbre más occidental, el cerro I, se compone de brechas verdosas con intercalaciones de pizarras de color morado oscuro. Además hay una doble capa de arcilla esarlata separada por 3 m. de brecha. En el término oriental del cerro, las capas tienen rumbo N-S y manteo hacia el oeste o sea contrario al manteo indicado por el mapa estructural de Billingsley.

La cumbre misma del cerro I está formada por un filón de 10 a 20 m. de ancho de granodiorita anfibólica de rumbo N-S, que termina arriba en la falda norte del cerro. En su contacto, las brechas verdosas están fuertemente metamorfoseadas en una masa blanca sacaroide. Bajo el microscopio, la roca se presenta compuesta por listoncitos irregulares de albita, según investigación del señor J. Muñoz Cristi. Al pie oriental del cerro I, separado por una quebrada se hallan dos afloramientos de dacitas de grano muy grueso, que parecen constituir pequeñas intrusiones. Pertenecen probablemente a la sucesión magmática de las erupciones riolíticas.

Al suroeste sigue el Cerro II, en cuya falda norte se observa también un manteo de las arcillas abigarradas contrario a las indicaciones de Billingsley, lo mismo que en el Cerro III. Además, en vez del anticlinal regular, indicado por Billingsley, hay una estructura mucho más complicada, como se ve en la figura 10, en que aparecen perfiles por los cerros II y III, puestos uno detrás del otro, de tal manera que la capa 1 b se halla en la continuación de 1 a.

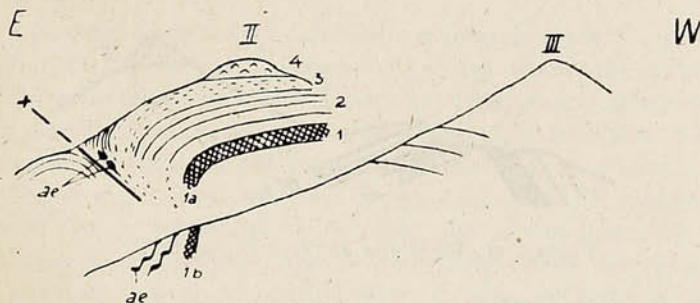


FIGURA 10.

- x = plano de sobreescorrimiento.
- 4 = probablemente basalto.
- 3 = arcillas multicolores.
- 2 = brechas verdosas.
- 1 = capa morada que es una pizarra de color chocolate a morado, fuertemente triturada.
- 1 b constituye la continuación del afloramiento 1 a.
- a. e. = arcilla escarlata.

Vemos en esta figura, que el Cerro II está formado por un gran anticlinal tendido que ha sido empujado hacia el noreste encima de otro pequeño anticlinal. En medio de las capas fuertemente comprimidas por la falla inversa aparecen trozos de la capa escarlata que quedaron separados por el estiramiento tectónico. También en la falda del Cerro III, debajo de la mancha morada 1 b se observan afloramientos irregulares de la arcilla escarlata.

Los afloramientos de la pizarra chocolate continúan en forma de manchas moradas hacia el noroeste, hasta la falda de atrás del cerro de la figura 8. Según esto, la escama del anticlinal del Cerro II seguirá encima de las capas situadas en la parte más alta de la figura 8.

El último punto, donde estudié la estructura geológica de Siglia, es el cerro Pirámide, situado en el punto D de la figura 6 y a unos 2 km. al norte del perfil de la figura 8. Se halla al poniente del principio del salar de Siglia. La estructura geológica puede verse en la figura 11.

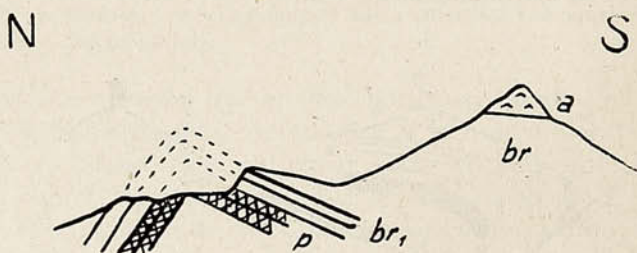


FIGURA 11. Perfil por el cerro Pirámide.

- a = eruptivo verde.
- br = brechas verdosas.
- p = pizarras de color chocolate.

A juzgar por los numerosos rodados de falda, la cumbre del cerro consiste en el «eruptivo verde», formado por una anfífolita de color oscuro, en la cual los cristales grandes de anfíbola presentan un arreglo divergente, estando los intersticios ocupados por un feldespato blanco (albita). En la masa fundamental abundan granitos de titanita. Se trata de una roca

eruptiva básica metamorfa, cuya metamorfosa queda indicada también por una regular cantidad de epidota.

Las capas situadas debajo del eruptivo verde tienen posición de un sinclinal llano. El rumbo del anticlinal, que sigue hacia el Norte es N 75° E y en el ala septentrional las capas tienen manteo de 70° al norte. Se nota en el terreno cierta independencia entre las pizarras chocolate y las brechas, tal como lo conocimos ya en el perfil de la figura 8.

El anticlinal sigue algunos cientos de metros hacia el S W y termina en una falla trasversal que pasa por el portezuelo al S del cerro Pirámide.

Al otro lado de la falla aparecen arcillas multicolores con capas intercaladas de arcillas y pizarras moradas. En ellas parece continuar un anticlinal de forma parecida. Las variedades grises de las arcillas multicolores se parecen a las brechas verdosas. Consisten en fragmentos esquinados, aunque de diámetros inferiores a $\frac{1}{2}$ a 1 cm. término medio. Tanto la estructura brechosa como la forma estirada, que presenta una inclusión de una capa morada, indican una fuerte tectonización de las capas.

Los indicios de petróleo de Siglia consisten, según los señores Billingsley, Fritzsche y Felsch, en varias vertientes de gas y en filtraciones de petróleo. A éstos hay que agregar afloramientos de pizarras betuminosas que se habrían descubierto después de mi visita, según me comunicaron en San Pedro.

Según el Dr. Fritzsche, los indicios consisten en arenas superficiales impregnadas de petróleo que tienen hasta 40 cm. de espesor. En un pozo, que se excavó dentro de uno de estos campos de arenas, los trabajadores podían permanecer solamente pocos minutos en la excavación, tan fuertes eran las emanaciones de gases petrolíferos. Una de las arenas petrolíferas superficiales tiene una área de $1\frac{1}{2}$ a 2 ha, mientras que en el segundo depósito, situado en la falda oriental en el límite de un salar, las arenas petrolíferas afloran en muchas partes de una superficie de 120 hectáreas.

El indicio más importante, que observé, se halla en un pozo derrumbado situado en la parte estrecha entre las regiones norte y sur de la ventana geológica. En la mañana, cuando no

hay viento fuerte, se nota un olor a petróleo o bencina, que puede percibirse a 50 m. de distancia. Alrededor del pozo, la arena superficial está teñida de color negro por la formación de un poco de asfalto. Según el mapa de Billingsley, el pozo se hallaría en el límite entre la roca eruptiva y las arcillas abigarradas. En realidad las faldas están cubiertas por rodados de falda de modo que no es posible determinar exactamente los límites de las rocas.

Otro indicio de petróleo es un pequeño cono de barro situado en el salar de Siglia, cerca de la falda SW. del cerro Pirámide. Se halla aproximadamente en la continuación del anticlinal de las pizarras chocolate de la figura 9, donde fijé un punto de sondaje. La altura del cono es de un metro y su diámetro de 1,5 m. El borde está cubierto por incrustaciones de sal. El agua en el cono es helada y muy salada. Cada minuto suben pequeñas burbujas de gas; carecen de olor, aunque el fuerte viento puede explicar que no se note el olor. La cantidad de gas era demasiado pequeña para poder saber si eran inflamables o no. Tampoco podían observarse telas irisadas durante la visita. Sin embargo no me cabe duda que se trata de un verdadero indicio de petróleo, porque en caso de tratarse de aguas de origen volcánico, el agua debería tener una temperatura más elevada.

Antes de discutir la importancia de la zona de Siglia para reconocimientos petrolíferos, estudiaremos en el párrafo siguiente otros afloramientos interesantes de la misma formación de Siglia.

8) LA REGIÓN DEL AGUA DE LARI

El Agua de Lari se halla a unos 7 km. al N de Siglia. El camino conduce primero por la superficie de la formación riolítica. Después de algunos kilómetros, el camino, o mejor dicho, la huella descende hacia un ancho valle que va hacia el Este, hacia la gran depresión por la cual pasa la frontera con Argentina. Al otro lado de este valle, se ve una ancha quebrada en cuya parte central aparecen dos o tres manchitas de arcilla escarlata. Pero, desde cerca no se puede descifrar nada de la estructura geológica por falta de afloramientos.

Tales afloramientos se hallan un poco más al Este en la falda de la meseta hacia la depresión grande. Consisten en arcillas abigarradas, sin que se pueda reconocer una tectónica definida, porque los límites de las diferentes capas son siempre muy borrados.

Arriba en la falda hay un afloramiento de forma de un bloque grande que consiste en la misma caliza con concreciones oscuras de sílice que ya encontramos en Siglia y que en el Pular aparece en medio de las pizarras betuminosas. También en este punto en Lari hay fuertes dislocaciones como en Siglia, ya que el bloque, que es probablemente un resto de denudación, yace encima de arcillas multicolores que tienen rumbo normal al rumbo de los estratos del bloque.

El camino sigue por la meseta riolítica y, después de otros 2 a 3 km, descende hacia la gran ventana geológica de la Aguada de Lari. En ella reaparecen las capas de Siglia formando varios anticlinales largos y aparentemente regulares, como se ve en la figura 12, que nos presenta la parte septentrional de la ventana geológica de Lari.

En el noreste, debajo de la meseta riolítica afloran pizarras de color chocolate iguales a las que conocimos en Siglia. En Lari tienen un espesor superior a 150 m.; en el punto 1, su rumbo es N-S y, en el estero, donde atraviesa la línea del perfil C-D observé manteo de 30° W. No pude observar la superposición de las brechas margosas y verdosas encima de las pizarras. En el punto 2 había un rumbo muy distinto con manteo de 5 a 10° N. en brechas grises un poco rosadas, parecidas a las margas verdosas de Siglia. Esto indicaría una discordancia en la base de las brechas margosas, pero es posible que ambos puntos estén separados por la gran falla diagonal.

Al oeste del estero, cuyo nacimiento tiene agua dulce muy buena, hay varios cerros alargados de dirección NNW-SSE que se han enumerado con las cifras I a IV. Como se ve en los perfiles de la figura 13, estos cordones se componen de varios anticlinales relativamente regulares. En el anticlinal I, al Este del Lago de Lari, aparece también la arcilla escarlata cerca de la cumbre. La loma II está formada por un anticlinal cuya parte NE. está destruída por la erosión; hacia el S con-

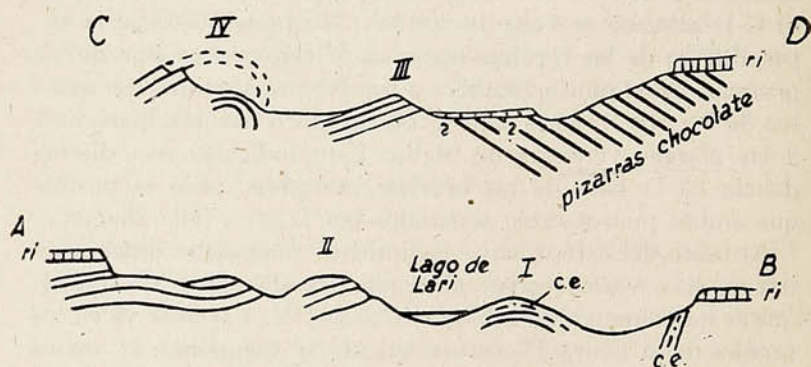
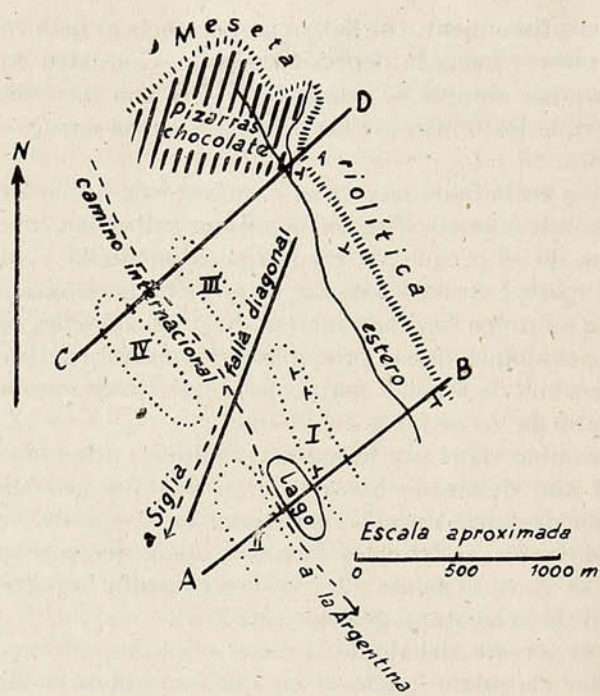


FIGURA 12. Croquis y perfiles de Lari

I a IV, los diferentes cordones.

ri = riolitas.

c. e. = capa escarlata.

tinúa un plegamiento suave hasta el borde de la meseta riolítica en B.

Las rocas plegadas consisten casi exclusivamente de brechas margosas muy ricas en yeso; tienen color gris un poco rojizo; son idénticas a las brechas verdosas de Siglia, lo que queda comprobado también por la presencia de la capa escarlata. El rumbo en el anticlinal I es N 20° W y el manteo en la falda oriental es de 30° NE.

Los anticlinales I y II están separados de los III y IV por un ancho valle arenoso por el cual pasa una falla diagonal, en la que se han removido horizontalmente los anticlinales III y IV con respecto a los I y II.

El anticlinal IV presenta una curvatura muy pronunciada cerca del pie oriental. Parece tratarse de un anticlinal oblicuo en forma de escama plegada, tal como se ha indicado en el perfil C-D. Hacia el N termina el anticlinal un poco más allá del perfil C-D, observándose en su término un afloramiento de las capas en forma de curva perfecta. Después continúa otro anticlinal que desaparece debajo de las riolitas de la meseta.

Dispuse solamente de pocas horas para esta interesante región de la Aguada de Lari. Pero no me cabe duda que el plegamiento más regular sería más favorable para la concentración y conservación del petróleo que las estructuras complicadas de Siglia. Parece que todavía no se conocen indicios de petróleo en la región de Lari; a lo menos, mi arriero no pudo darme noticias de tales indicios.

9) OTROS PUNTOS DE LA PUNA CON CAPAS DE SIGLIA

En el viaje de vuelta que hice más al sur, pasando por el Salar de Tuyajto y por Socaire, descubrí un nuevo afloramiento de las arcillas abigarradas al Este del lago Laco. Hay unas lomas bajas en el portezuelo entre este lago y el de Sico, en que aflora también la capa escarlata. Pero los afloramientos de las capas de Siglia tienen una superficie de solamente 2 a 3 hectáreas. Todo lo demás está cubierto por lavas. En la pequeña quebrada que conduce desde este punto hacia el Este, parecen aflorar también las pizarras de color chocolate.

Sería interesante examinar la región del lago Sico, que se halla más al Este, y que podría corresponder a otra ventana geológica.

El Dr. Felsch, en su informe preliminar (*Boletín de Minas y Petróleo*, N.º 29) dice en la página 413: «Al lado norte del Salar de Aguas Calientes afloran otra vez sedimentos fuertemente plegados. Estos sedimentos son areniscas arcillosas, margas arenosas y margas pizarrosas de color colorado a rosado, pardo y gris verdoso».

En vista de este dato tomé el camino por Hecar y el porte-zuelo de Pili, entrando desde el norte al Salar de Aguas Calientes. Pero no pude descubrir nada que podía corresponder a la formación de Siglia. Sólo al Este del Salar de Aguas Calientes vi a la distancia algunas lomas rojizas. Por las formas de superficie me hicieron la impresión de consistir en riolitas u otras clases de lavas.

Es posible, que la formación de Siglia aparezca también en otros puntos de la Puna de Atacama, pero no será fácil a una expedición descubrir tales puntos, porque uno puede pasar a veces a pocos kilómetros de distancia, sin darse cuenta de la existencia de alguna ventana geológica, en cuya depresión afloran las capas buscadas.

10) RESUMEN SOBRE LA FORMACIÓN DE SIGLIA Y SUS RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

La Formación de Siglia constituye una entidad estratigráfica muy característica. Pero aparece solamente en una extensión muy reducida en la Puna.

Ya hemos visto que contiene algunas capas características que reaparecen también en otros puntos. Así, las calizas con concreciones silíceas oscuras se conocen en Siglia y Lari y en forma parecida también en El Pular. Pero, las demás capas son bastante distintas, prevaleciendo en El Pular los sedimentos clásticos como areniscas y conglomerados, que son poco importantes en Siglia y Lari, donde prevalecen arcillas y margas. Otro sedimento común es también la pizarra roja chocolate, que aparece en ambos puntos en la parte inferior. En vista de estas relaciones, no me ha sorprendido, cuando

más tarde me comunicaron en San Pedro de Atacama, que en Siglia se habían descubierto también pizarras betuminosas, aunque yo mismo, ni mis antecesores las habían observado. Sobre la dificultad de tales descubrimientos por parte de expediciones científicas trataremos al final, al discutir el problema del petróleo en el norte.

En El Pular ya conocimos la relación que tiene la formación betuminosa con la formación porfirítica del mesozoico, que constituye la base, mientras que el pendiente está formado por areniscas rojas duras.

Otra formación, con que deben paralelizarse las capas de Siglia-Pular es la formación salina de Purilactis, donde encontré las mismas margas brechosas que son el sedimento principal de Siglia. También aparecen mantos calcáreos, pero todavía no encontré las concreciones silíceas. Rocas comunes son también el eruptivo verde, que parece faltar sólo al Pular. La formación salina en Purilactis y en el Bordo está encerrada en una potente serie de areniscas rojas, pero en Licán el pendiente está formado directamente por las areniscas grises porfiríticas, lo que se explicará probablemente porque éstas han sido empujadas como escama tectónica encima de las arcillas rojas. En favor de esto habla la brecha de fricción que aparece en el límite (véase fig. 2). El yacente de las arcillas rojas de Licán no lo pude observar.

Resulta que las formaciones de Siglia, Pular y la formación salina de Purilactis son contemporáneas y que pertenecen a la formación porfirítica del mesozoico. La edad exacta, no se puede determinar, porque faltan los fósiles característicos. Encontré en El Pular gran cantidad de Estherías, pero no son muy características. Además, descubrí dos fósiles dudosos, uno parecido al *Pucalitus* Steinm, que se halla en el noroeste de Argentina en las areniscas rojas, cuya edad es todavía materia de discusión y cuya relación con nuestras formaciones se hará al final de este trabajo. Por esto es de gran importancia que descubrí una formación muy parecida, relacionada con calizas marinas fosilíferas, que se halla al interior de Caleta Coloso, cerca de Antofagasta.

11) LAS ARENISCAS ROJAS DE CALETA COLOSO

Caleta Coloso es un antiguo puerto, situado a unos 20 km. al sur de Antofagasta. Todos los cerros vecinos de este último puerto están formados por brechas, conglomerados, areniscas, etc., de la formación porfirítica, que se caracterizan por la firmeza grande de su concreción.

Pero ya a 1 km. al sur de la estación de radio, aparecen en los cerros gruesos conglomerados rojos de una concreción mucho menor. Afloran también en la costa misma, constituyendo una ancha plataforma de abrasión. Con rumbo N-S y N 30° W siguen por la costa hasta la desembocadura de la Quebrada del Way y Caleta Coloso, donde un gran macizo granodiorítico ha hecho intrusión en esta formación. Cerca del contacto se halla la mina Esmeralda, con vetas e impregnaciones de chalcosina en las areniscas rojas.

La formación roja se compone de gruesos conglomerados y areniscas, en gran parte calcáreas. Grietas de secamiento, impregnación con yeso y sal indican origen terrestre en un clima desértico. Terminan arriba con una potente serie de capas calizas, que constituyen el largo cordón alto de las Caleras del Way y otro afloramiento más reducido en las Caleras de la Viuda. Por falta de un plano topográfico detallado, no pude descifrar la tectónica en sus detalles, pero se trata más bien de bloques dislocados por fallas que de un verdadero plegamiento, ya que aún el aparente anticlinal al sur de las Caleras de la Viuda que aparece en el perfil de la figura N.º 13, estará atravesado por una falla.

Lo que sorprende más, es el rumbo trasversal del cordón de las Caleras del Way, con las cuales los afloramientos de las areniscas rojas forman un ángulo agudo, como queda indicado por la línea *pz* del croquis. En la parte austral del perfil se ve que la falla, que debe separar a ambas regiones, pasa a cierta distancia del pie de los cerros calcáreos, de modo que no cabe duda acerca de la sobreposición de las calizas fosilíferas encima de las areniscas rojas.

El fósil más frecuente es fuera de numerosos corales la *Exogyra Couloni*, que constituye verdaderos bancos de ostras.

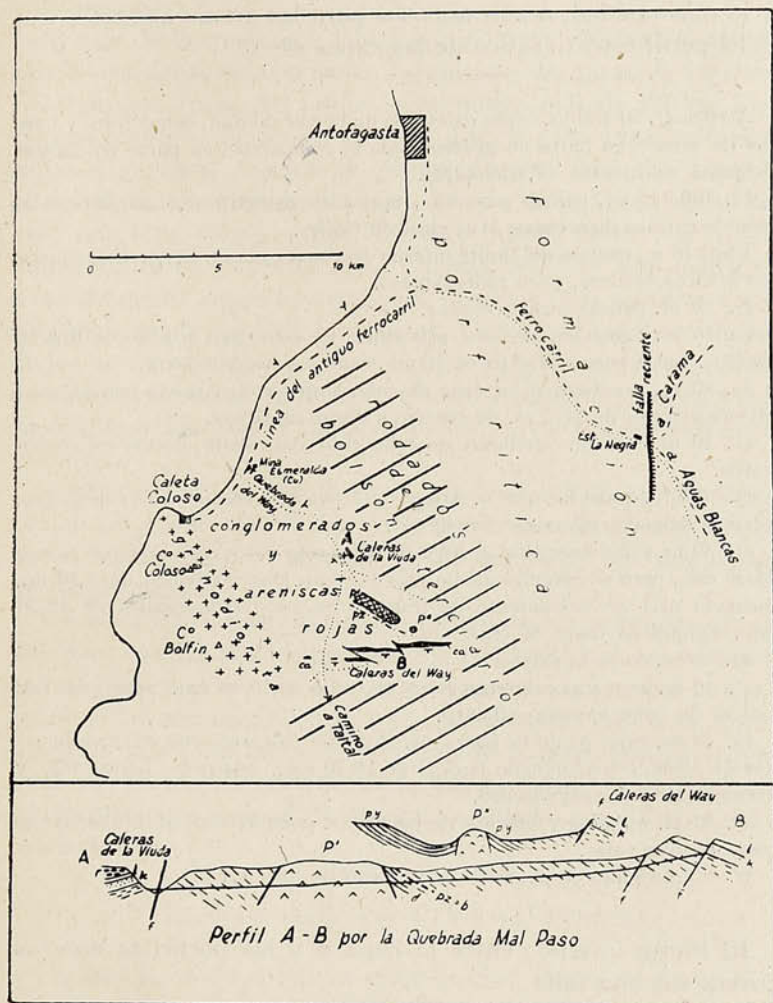


FIGURA 13. Croquis y perfil de la formación roja de Caleta Coloso.

pz = pizarras calcáreas.

py = pizarras yesíferas

ca = calizas (negro).

P' y P'' = porfiritas.

r = rodados del bolsón.

d, k, l = capas del perfil estratigráfico.

Resulta, pues una edad de cretáceo inferior, para las calizas, y la misma edad, o aún anterior para las areniscas rojas.

El perfil estratigráfico de las capas es:

Arriba: *l*). 80-100 m. capas calcáreas de buena calidad, con corales y bancos de ostras; en parte en gruesos bancos compactos, en parte en capitas delgadas onduladas (Wellenkalk).

k). 100-150 m. calizas arenosas, muy bien estratificadas por intercalación de capitas pizarrosas. Muy ricas en fósiles.

Unos 10 m. encima del límite inferior hay una capa de 15 cm. de rodados porfíricos oscuros, poco redondeados.

j). 10 m. calizas muy arenosas.

i). 10 m. banco de arenisca gris rojiza de color gris rojizo con mucho CaCO_3 . En la base una capa de 30 cm. con rodados de 1-3 cm.

h). 80 m. areniscas pizarrosas de colores gris rojizo pardo con algunas intercalaciones de $\frac{1}{2}$ -1 m. de areniscas duras calcáreas.

g). 10 m. pizarras arcillosas de color rojo aladrillado, pobres en carbonatos.

f). 100 m. como la capa *h*. Aparece un poco de yeso en guías delgadas; además delgadas eflorescencias de sal.

e). 30 m. conglomerados gruesos de color rojo parduzco. Rodados tienen 15-20 cm., pero en término medio sólo 1-3 cm. Hay un banco de 1,20 m., formado casi exclusivamente de fragmentos poco redondeados de 10-20 cm., algunos de hasta 60 cm.

d). 10 m. como la capa *h*.

c). 10 m. areniscas calcáreas grises en capas de 10-60 cm., separadas por fajitas de color rojo-amarillento.

b). 30 m. capa *pz* de la figura 13. Pizarras calcáreas con capitas delgadas de sílice, constituyendo bancos de 10-30 cm., separados por arcillas y areniscas de color rojo oscuro.

a). 30 m. rodados y brechas de porfiritas, poco cementados, alternando con areniscas rojas.

P' = gran masa de porfiritas muy duras de color oscuro.

El límite inferior, entre la capa *a* y las porfiritas oscuras parece ser una falla.

De mayor interés son las pizarras calcáreas de la capa *b*, cuyas capitas delgadas de sílice hacen recordar las concreciones de sílice en las calizas de Siglia y de Lari, y también del Pular. Pero, se trata de capitas de forma de placas regulares de 1-2 cm. de grueso, no de forma redonda como en las pizarras betuminosas del Pular. Además, los planos de estratificación presentan bonitos dibujos de dendritas, de forma de he-

lechos ramificados, que son cristalizaciones de óxidos de fierro y manganeso.

Al este de la quebrada Mal Paso, aparece debajo de las pizarras calcáreas una potente formación de pizarras rojizas, ricas en yeso (p. y. del perfil), que miden más de 100 m. Encierran también mantos puros de yeso o yeso mezclado con caliza y pizarra. A ellos ha penetrado una intrusión oscura p' del perfil superior de la figura 13, por la cual las capas de yeso han sido solevantadas. En este mismo perfil, las capas inmediatamente yacentes a las Caleras del Way son idénticas a las del perfil anterior y se puede observar una perfecta concordancia en la base de las calizas. Debido al rumbo oblicuo de las pizarras calcáreas (pz de la figura 13) éstas ya no existen en el perfil superior, sino las areniscas, y pizarras ricas en yeso siguen inmediatamente al lado de las capas inmediatamente yacentes.

También hacia el noroeste, las pizarras calcáreas desaparecen, antes de alcanzar la quebrada por la que conduce el camino a Taltal. Su continuación queda indicada por una zona de rocas rosadas.

En vista de lo parecido de la formación de areniscas rojas del Way con las formaciones de Siglia, donde hay las mismas calizas con concreciones silíceas, me parece seguro que ambas formaciones son contemporáneas. La formación del Way tiene sin duda edad del cretáceo inferior, de lo que resultaría que también las formaciones betuminosas de Siglia y del Pular y las formaciones salinas de Purilactis, tienen edad del cretáceo inferior.

B. *La Formación de San Pedro (Terciario)*

En los Cerros de la Sal, al oeste de San Pedro de Atacama, aparece una potente serie de areniscas y arcillas rojas con sal y yeso. Su firmeza es muy inferior a la de la Formación Salina de Purilactis; también el plegamiento es mucho menos intenso que el de las formaciones anteriores, pero existe también un gran número de anticlinales oblicuos y estructura imbricata. Podemos estudiar esta formación también en la falda oriental de los cerros de Purilactis, en la bajada del camino

por la quebrada de los Tambores. En los años anteriores había atravesado esta formación siempre en viaje rápido, sin tener tiempo para una investigación detallada. Por esto, los perfiles nuevos, levantados con mayor prolijidad, se diferencian bastante del perfil que publiqué en 1934.

1) EL PERFIL DE LA QUEBRADA TAMBORES

(Véase plano II, perfil II)

Los conglomerados mesozoicos de Purilactis, que hemos descrito al principio, desaparecen hacia el este debajo de unos 500 m. de conglomerados relativamente blandos con base arcillosa. Esta formación la llamé «Conglomerados de Tambores». Se distinguen de las rocas más antiguas por un endurecimiento mucho menor, aunque suficiente para formar las pintorescas paredes verticales, cuya socavación ha dado el nombre a la quebrada Tambores.

Los rodados no son muy bien redondeados; tienen en término medio 1 a 15 cm. de diámetro, pero los hay también de 50 cm. La masa fundamental es arenosa y arcillosa de color gris rosado. En gran extensión presentan un manteo suave de unos 10° hacia el Este que hacia valle abajo pasa a manteo opuesto que va aumentando en la dirección indicada.

Los conglomerados de Tambores constituyen un grandioso «paisaje malo» que ocupa una ancha faja en la bajada de los cerros Purilactis hacia el Llano de la Paciencia. Encima de los conglomerados se elevan algunas mesetas estrechas de riolitas que son restos de denudación.

Siguiendo desde la región de las mesetas riolíticas hacia valle abajo, aparecen siempre capas más inferiores de los conglomerados. En la parte inferior disminuye no solamente el porcentaje de los rodados, sino se intercalan también varias capas de areniscas y arcillas rojas parecidas a las de la Formación San Pedro.

En el informe del año 1934 había descrito el límite inferior como formado por una discordancia angular que separaría la Formación Tambores de la de San Pedro. Un estudio más de tenido efectuado en las dos excursiones con estudiantes en lo-

años de 1939 y 1940, me ha llevado a otro resultado. No se trata de una discordancia, sino de un resbalamiento producido en un plano de estratificación. Encima de un banco duro se ha producido un resbalamiento que causó cierta torsión de las capas situadas inmediatamente encima de este banco duro. La posición no disturbada de las capas más altas la consideré como discordancia en la figura de mi informe anterior. En la otra falda de la quebrada existe una concordancia perfecta de todas las capas.

Además, continúan pequeñas capas conglomeráticas debajo del plano de resbalamiento. Este hecho, junto con la escasez relativamente grande de piedras y rodados en las capas pendientes indica que se trata de una transición paulatina de los conglomerados de Tambores hacia las areniscas y arcillas de la Formación San Pedro.

Las capas de San Pedro, en cuanto aparecen en la quebrada Tambores, pueden dividirse en dos grupos: uno superior que carece de yeso y otro inferior rico en yeso. El grupo superior principia arriba con unos 300 m. de areniscas rojas calcáreas, que a veces contienen unos pocos rodados de $\frac{1}{2}$ a 1 cm.; alternan con delgadas capas de arcilla roja. En algunos puntos presentan pequeños pliegues probablemente de poca importancia tectónica.

Siguen después unos 100 m. de arcillas rojas caracterizadas por contener pequeñas geodas calcáreas de 4 a 10 cm. de diámetro. En el interior de las geodas hay irregulares grietas y cavidades vacías. Las arcillas encierran capas delgadas de 1 a 4 cm. de areniscas.

Con límite pronunciado, pero con posición concordante debajo de estas capas libres de yeso, siguen las arcillas rojas yesíferas de unos 150 a 200 m. de grueso. El yeso aparece en capitas delgadas y en guías irregulares que atraviesan la arcilla en dirección normal, oblicua o también paralela a la estratificación. Además hay algunos bancos de yeso de $\frac{1}{2}$ a 2 m. de espesor.

Hacia el Este, estas capas toman posición más parada hasta formar un anticlinal vertical. La forma verdadera del anticlinal puede reconocerse solamente al subir por la falda norte de la quebrada. Observándolo desde el fondo de la quebrada,

por la proyección visual aparece un anticlinal muy oblicuo atravesado por una falla.

Las capas yesíferas siguen todavía por alguna distancia hacia el Este y después desaparecen debajo de la capa riolítica, como lo indica el Perfil II. No me es posible paralelizar las capas de San Pedro de este perfil con las que aparecen más al Este en los Cerros de la Sal, al oeste del pueblo de San Pedro. La capa más característica del perfil de Tambores, que es la arcilla con geodas, no la he visto todavía en otras partes.

Mientras que la Formación San Pedro constituye solamente una pequeña isla o ventana geológica dentro de la Formación Tambores, esta última ocupa una enorme extensión en la falda oriental de Purilactis. El croquis del Plano I indica que los conglomerados de Tambores se extienden hacia el sur hasta la «Rinconada Purilactis», donde se hallan con discordancia encima de las areniscas porfiríticas. Hacia el norte pueden seguirse por toda la falda occidental del Llano de la Paciencia hasta la región de Licán, en el Río Salado (Plano III). En la quebrada seca, que desciende al S. de la quebrada en que se estudió la formación salina, puede verse claramente la sobreposición discordante. Interesante es el hecho que dentro de los conglomerados Tambores de este punto aparecen gruesas capas de yeso. Con esta inclusión se presenta en la formación Tambores un mineral característico de la Formación San Pedro, lo que apoya la suposición de que los conglomerados de Tambores, en realidad, son una parte de la Formación San Pedro, hacia la cual pasan hacia abajo y lateralmente. Esta suposición se ha representado en el Perfil II del Plano II.

La idea antigua, según la cual Tambores se consideró como formación muy distinta de la de San Pedro, separada por una discordancia, ofrecía la gran dificultad de no explicar como una formación tan potente como la de Tambores, podía desaparecer a tan poca distancia hacia el Este. En realidad, a menos de 10 km. de la quebrada Tambores en los Cerros de la Sal, no hay rastro de los conglomerados Tambores, mientras que los conglomerados se extienden en dirección N-S por más de 30 km., sin presentar cambios importantes.

Además sorprende que en todas partes, donde debía esperarse la sobreposición de la Formación San Pedro encima de

las areniscas porfiríticas de Purilactis, se intercalan los conglomerados de Tambores. Para buscar esta sobreposición había hecho el viaje a Licán, en que descubrí la Formación Salina mesozoica. Pero, en vez de encontrar el límite entre las porfiritas y las arcillas rojas, que en San Bartolo, y Río Grande, a una distancia de apenas 10 km. miden mil metros, se presentó otra vez la Formación de Tambores.

Estos hechos se explican en la forma más natural, si consideramos a los conglomerados de Tambores como la facie marginal de la Formación San Pedro. En las cercanías de los cerros de Chuschul, Purilactis, etc, se depositaron los componentes gruesos, que en el contacto mismo como en Licán tienen rodados muy poco redondeados. El material fino, las arenas y arcillas fueron trasportadas a mayor distancia, hasta la parte central de la extensa hoya que se extendía desde la punta sur de los Cerros de la Sal hasta Bolivia y Argentina.

El hecho que la facie conglomerática en la quebrada Tambores se halla encima de las arcillas rojas, se explica por la cercanía de los cerros porfiríticos y porque con el relleno de la gran hoyada por el material fino, los sedimentos gruesos avanzan encima de los finos como lo conocemos en forma típica en los deltas de los ríos.

2) PERFILES AL OESTE DE SAN PEDRO, EN LOS CERROS DE LA SAL

En la quebrada Tambores las arcillas rojas de la Formación San Pedro desaparecen hacia el este debajo de la capa de riolita que descende con flexura, desapareciendo debajo del Llano de la Paciencia. Pero reaparece al otro lado del llano como el largo anticlinal de los Cerros de la Sal. Constituyen un ancho abovedamiento, en cuya parte central afloran las arcillas rojas de la Formación San Pedro, en parte por haberse destruído la cubierta riolítica, en parte por haber constituido cerros que no fueron cubiertos por estas lavas.

Tales aberturas en una formación de cubierta se llaman «ventanas geológicas». Como se ve en el croquis geológico y en los perfiles de los planos III y IV, hay también largas fajas entremedio de las ventanas geológicas, en que se ha conser-

vado la cubierta riolítica, constituyendo verdaderos «puentes geológicos» como en el largo puente encima del túnel del camino.

a) *El perfil de la quebrada del camino inconcluso*

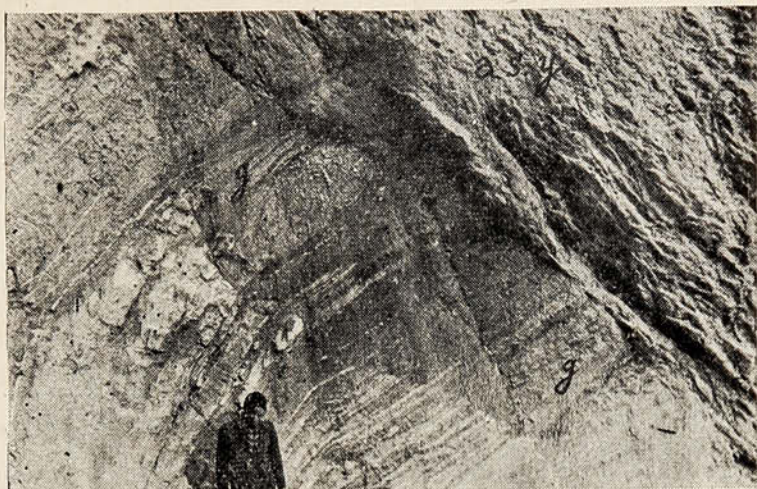
(Plano III y Plano IV, perfil C-C')

Un perfil bastante completo por la Formación San Pedro puede observarse en una quebrada seca que desemboca frente a San Pedro, proviniendo desde el oeste. Por ella se ha construido un camino carretero que no pudo terminarse, porque en la subida hacia el borde occidental de la ventana había demasiado arena de dunas.

El perfil principia en el oeste, en el Punto O, debajo de la cubierta riolítica, inmediatamente con una aparente discordancia. Las capas situadas al este y debajo del plano de disconformidad, son las arcillas *g* de color rojo y ricas en yeso en forma de guías y capitas y mantos; las del lado occidental carecen de yeso y por ésto les dí el signo *asy* = arcillas sin yeso.

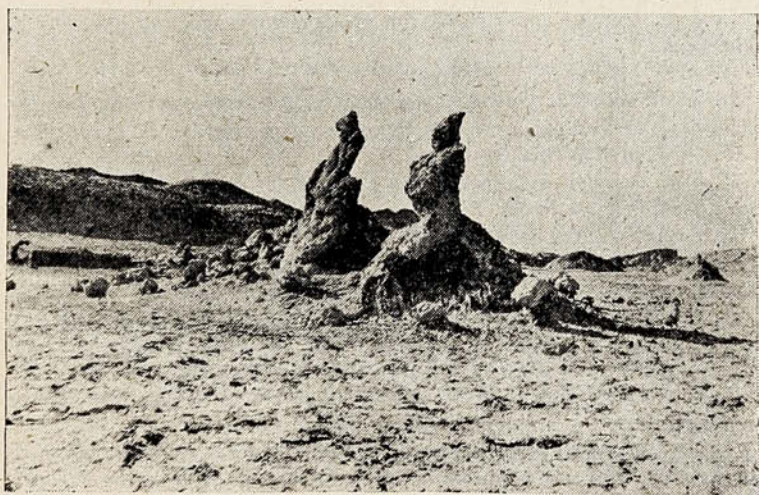
El límite entre ambas capas, que aparece en la fotografía N.º 1, puede ser tectónico o una discordancia. En la fotografía se ve que el límite es muy pronunciado, cortando los mantos yesíferos de la capa *g*, que no muestran mayores signos de compresión, fuera del enderezamiento que han sufrido por el plegamiento. Pero, las capas *asy* presentan en su parte vecina al contacto cierta pizarrosidad que comprueba una fuerte tectonización, por lo cual debemos considerar el plano de separación como una falla inversa en la cual las capas *asy* han sido empujadas encima de las arcillas yesíferas *g*. En caso de una discordancia debería esperarse una firmeza menor en la capa situada encima de la discordancia, fuera de rodados de la capa inferior en la base de la superior. En realidad se observa uno u otro fragmento directamente encima de la falla, pero se tratará de fragmentos arrastrados en el movimiento tectónico.

La capa *asy* pertenece probablemente al mismo complejo de arcillas rojas que los estratos que siguen más al este. La



FOTOGRAFÍA N.º 1.—Contacto tectónico entre las capas *asy* y las capas yesíferas *g* de la formación San Pedro.

Las capas blancas consisten en yeso.



FOTOGRAFÍA N.º 2.—Formas raras de descomposición en los mantos de sal de la salina de Tomic, San Pedro.

C = casa del campamento. Tales columnas han dado origen a la leyenda de la mujer de Lot transformada en una columna de sal.

cubierta de las riolitas impide investigar su continuación hacia el oeste.

Desde las capas g hacia el Este se observa un perfil estratigráfico continuo que tiene la composición siguiente:

g). 150 m. arcillas rojizas ricas en yeso. El yeso aparece en forma de capitas de yeso fibroso de 1 a 5 y aun 10 cm. de espesor, que distan unos 30 a 70 cm. entre sí.

En la parte más occidental, al lado del término del camino, las capas tienen posición vertical o manteo parado hacia el Oeste; la mayor parte tienen manteo de 60° E. y rumbo N 48° E. Se trata de un anticlinal muy estrecho y vertical, que no permite reconocer la dobladura del vértice, como es frecuente en las arcillas rojas.

Las arcillas tienen color rojo grisiento con algunos mantos de 1 a 2 m. de arenisca gris cementada por yeso.

f). 120 m. zona de conglomerados con el siguiente perfil detallado desde el Oeste.

- 1). 2 m. arenisca gris, muy dura que en los 30 cm. superiores consiste en un conglomerado de rodados oscuros de hasta 3 cm. de diámetro.

- 2). 3 m. arcilla rojiza yesífera.

- 3). 3 m. arenisca como N.º 1 con conglomerado igual en los 100 cm. superiores.

- 4). 40 m. arcillas rojas yesíferas.

- 5). 20 m. areniscas y conglomerados grises, yesíferos con pocas intercalaciones de arcillas rojas.

- 6). 50 m. arcillas rojas yesíferas.

- 7). 4 m. conglomerado gris oscuro con rodados poco redondeados de 3 cm. y piedras hasta 10 cm. Prevalecen porfiritas. La capa se pone vertical y hasta toma manteo hacia el oeste.

e). 150 m. arcillas rojas yesíferas. Prevalece rumbo N 70° E y manteo 70° W.

d). 120 m. una gruesa masa de arenisca rica en yeso y sal. Superficialmente está cubierta por costras de sal que impide reconocer la estratificación. El yeso aparece en forma de bolones concrecionarios de color blanco. En el límite oriental, tales bolones constituyen un manto de 2 m. formado por yeso casi puro.

c). 200 m. arcillas rojas yesíferas. El yeso es menos abundante que en las capas b y d. A veces aparece en forma de bolones. La posición es vertical con pequeñas variaciones hacia el E o W.

b). 60 m. mantos de yeso. Hay unos 5 a 6 mantos de yeso de 3 a 10 m. de espesor separados por arcillas rojas yesíferas. Los mantos de yeso contienen este mineral en forma de innumerables cristales tabulares o prismáticos que yacen en una masa fundamental de arcilla roja. Los mantos de yeso son más duros que las otras capas y sobresalen arriba en el cordón en forma de crestas largas.

a). 20 m. o más: mantos de sal. Son areniscas arcillosas de grano muy fino; son húmedas y de color oscuro; en la superficie tienen una costrita blanca de sal. Los mantos alternan con arcillas rojas que contienen cristales de yeso; además hay una capa blanca de aspecto de una toba riolítica, y otra de color rojo aladrillado claro.

La capa *a* no se observa en el perfil de la Quebrada del Camino Inconcluso, sino a unos 200 m. más al N. en el núcleo del anticlinal.

El perfil de la Quebrada del Camino Inconcluso continúa con la repetición de las capas debida al plegamiento; sigue con las capas siguientes:

b₁). 60 m. mantos de yeso.

c₁). 200 m. arcillas rojas; en el fondo de la quebrada tienen posición vertical.

d₁). 100 m. arcillas rojas con varios mantos de yeso en forma de bolones blancos. Al lado del manto superior de bolones de yeso hay un banco de 1 m. de toba blanca riolítica. La capa desaparece hacia el sur en forma de cuña.

e₁). Gran espesor de arcillas rojas con yeso.

El espesor total de las capas de este perfil, desde el núcleo del anticlinal formado por la capa *a* hasta la capa *g*, es de 800 m. Como único horizonte verdaderamente característico existe solamente la zona de 120 m. de conglomerados (capa *f*). Característicos son también los mantos duros de yeso de la capa *b*; pero no está excluido que a mayor distancia pueda aumentar la cantidad de yeso también en otros estratos de las arcillas yesíferas.

El plegamiento de las capas, visto desde lejos, tiene el aspecto de un anticlinal ancho con posición vertical y aun inversa en las alas. Pero en el perfil C-C' del Plano IV, se ve que el núcleo del anticlinal está tan fuertemente comprimido que las capas *a* y *b* toman posición vertical. La dobladura de los mantos de yeso (*b*) en el núcleo del anticlinal puede observarse solamente en muy poca extensión arriba en los cerros. Pero aun allá es difícil saber, cuál es la correspondencia de los mantos de yeso y cuál la verdadera situación del eje del anticlinal.

La tectónica del cerro G, que se halla antepuesto en el Este al ancho anticlinal, se describirá más abajo, al estudiar la continuación austral del perfil.

b). El perfil del camino del túnel.

Hacia el Norte, el ancho anticlinal que acabamos de describir, puede seguirse en la forma como lo indica el croquis geológico del Plano III. El eje del anticlinal atraviesa el río Atacama a poca distancia al NW de la angostura en que se halla el antiguo pueblo de indios. El mismo croquis indica también que la zona de conglomerados continúa en el rumbo hasta el perfil del túnel del camino (perfil B-B' del Plano IV), donde los conglomerados atraviesan el camino cerca del principio de la subida desde el río Atacama. En este punto tienen rumbo N 25° E. y manteo de 70° W. Encima de los conglomerados continúa el perfil con las capas siguientes (véase perfil B-B' del Plano IV):

- g). 150 m. arcillas rojas yesíferas (=capa g del perfil C-C').
- h). 360 m. areniscas con sal, con el perfil detallado como sigue:
 - 1). 30-40 m. areniscas grises cementadas por sal con intercalaciones de arcillas rojas con yeso.
 - 2). 50 m. arcillas rojas yesíferas.
 - 3). 20 m. areniscas grises con cemento de sal.
 - 4). 250 m. bancos de areniscas grises de 0,2 a 1,- m., un poco calcáreas, con cemento de sal. Alternan con arcillas de color chocolate.
 - i). 150 m. arcilla roja con pocas intercalaciones de areniscas. Hay poco yeso en guías largas y un poco de sal como impregnación.
 - j). 4 m. arenisca, en parte de grano grueso.
 - k). 200 m. arcillas rojas yesíferas que llegan hasta la boca oriental del túnel.

Las arcillas rojas de la capa *k* siguen por el corte del túnel y al otro lado del cordón atravesado por el túnel hasta unos 150 m. de distancia de la boca occidental del túnel. Con una longitud aproximada de 150 m. del túnel resultaría para las arcillas rojas un espesor total de 500 m. Pero, como se ha indicado en el perfil B-B' del Plano IV, pasa por estas capas una falla inversa, por la cual las capas muy parecidas de *e*¹ quedan separadas de las del grupo *k*. Estas últimas aparecen con doble espesor a causa de que se repiten en el sinclinal situado al Este de la falla. La situación exacta de la falla no se

sabe, y por esto tampoco el espesor exacto del grupo k , que será de unos 200 a 350 m.

Resulta para toda la formación de San Pedro, en cuanto se ha podido observar, un espesor total de 1.700 a 1.800 m., igual al espesor total de las capas a hasta k .

En la boca occidental del túnel las capas tienen rumbo N 45° E y manteo de 75° W, lo que significa que la estructura aparentemente monoclinal de la falda oriental continúa.

El perfil a lo largo del camino a Calama sigue después de la capa $e^1 + k$ con 500 m. en total medidos a ambos lados del cordón:

f_1 . 150 m. zona de conglomerados con el detalle siguiente:

1). 1,5 m. conglomerado con piedras mal redondeadas que alcanzan hasta 10 cm.

2). 2,5 m. arcilla roja con sal.

3). 2,- m. conglomerado igual al N.º 1.

4). 3,- m. arcilla roja.

5). 4,- m. arenisca calcárea clara con aislados rodados.

6). 5,- m. arcilla roja.

7). 20,- m. conglomerados o brechas oscuras con capas de arcilla roja de 0,3-0,5 m.

8). 60,- m. arcillas rojas con poco yeso; hay tres intercalaciones de conglomerados oscuros, cada una de 1 m.

9). 4,- m. conglomerado con una capa de 0,8 m. de arcilla roja en el medio.

10). 1,5 m. arcilla roja.

11). 1,- m. conglomerado.

12). 3,- m. arcilla.

13). 0,8 m. conglomerado.

14). 3,- m. arenisca.

15). 4,- m. conglomerado.

16). 6,- m. areniscas y arcillas alternantes.

17). 1,5 m. conglomerado.

18). 12,- m. areniscas con intercalaciones de arcillas con yeso.

19). 1,- m. conglomerado.

20). 2,5 m. arcillas y areniscas.

21). 0,8 m. conglomerado (se halla a 670 m. al oeste de la boca del túnel).

22). 10,- m. arcillas y areniscas.

23). 0,7 m. conglomerado.

g_1 . 80 m. arcillas rojas yesíferas.

f_2 . repetición de la zona de conglomerados.

e_2 . 200 m. arcillas rojas yesíferas.

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

- f*₃). 170 m. zona de conglomerados con el detalle siguiente:
- 1). 20 m. arcillas rojas con 3-4 mantos conglomeráticos.
 - 2). 30 m. conglomerados con arcillas intercaladas.
 - 3). 80 m. areniscas y arcillas yesíferas con conglomerados a distancias de 10 a 20 m.
 - 4). 40 m. arcilla y areniscas alternantes con algunos bancos de conglomerados.
- g*₂). 800 m. arcillas de color rojo intenso; toman posición casi vertical.

En el perfil A-A' del Plano IV no observé la sucesión detallada de los estratos, sino lo dibujé solamente para la explicación de la tectónica.

c). La tectónica de la formación de San Pedro.

Es relativamente sencilla, después de haber descifrado la sucesión de las capas. En el perfil C-C' del Plano IV hay un ancho anticlinal formado por las arcillas rojas de la capa *c*. Pero el núcleo del anticlinal, que es formado por los bancos de yeso (*b*) está fuertemente comprimido, de modo que la dobladura de las capas puede verse solamente en pocos puntos. Esta posición de las capas en el núcleo del anticlinal es muy desfavorable para hacer sondajes, sea en busca de petróleo, sea solamente para reconocer las capas inferiores.

El anticlinal puede seguirse hacia el NE. hasta más allá del río Atacama, sin experimentar cambio importante; en el perfil B-B' se halla al Este del río Atacama. Al Oeste de este anticlinal se presentan complicaciones más grandes en el camino del túnel al Llano de la Paciencia.

Avanzando desde terreno conocido, que está constituido por los conglomerados *f* al lado del río Atacama (perfil B-B'), encontramos encima de ellos primero las capas *g*, que conocimos también en el perfil C-C'. Pero después siguen hacia el Oeste una serie de capas nuevas: *h*, *i*, *j*. También una parte de las arcillas *k* debe agregarse, resultando un espesor total de 1.800 m. para el conjunto de las capas desde *a* a *k*. Como se ve en el perfil B-B', todas estas capas pertenecen al ala occidental del gran anticlinal del río Atacama, como podríamos llamarlo.

Al oeste del túnel se repiten varias veces los afloramientos de los conglomerados f con sus capas acompañantes. En la zona situada al Oeste del túnel hay dos puntos de tectónica segura, que son: el anticlinal en el cerro H (véase perfil A-A' y plano III); y, además, el sinclinal f_1-f_2 del perfil B-B'. El anticlinal del cerro H es claramente visible desde lejos, por ejemplo desde el camino carretero. El sinclinal f_1-f_2 queda comprobado por unirse hacia el sur los afloramientos de las capas f_1 y f_2 , tal como se indica en el croquis del Plano III.

Los conglomerados del ala oriental del anticlinal H se pierden hacia el sur por estiramiento tectónico, de modo que faltan en el perfil del túnel B-B'. De este modo, las capas yacentes e_1 llegan al contacto con las capas pendientes k del otro lado del túnel. El límite está constituido por un plano de sobreescurrecimiento o falla inversa x_1 . No tuve tiempo para ubicar este plano en el terreno; puede ser que pase por el túnel o también un poco más al Este.

Al Oeste de f_2 debe haber otra dislocación parecida, porque hay un cambio brusco entre el manteo de los conglomerados f_2 y las capas e_2 . Por esto no podemos unir las capas f_3 directamente con f_2 por un anticlinal (véase perfil B-B'), tal como pasa un poco más al norte en el perfil A-A'.

Entre estos dos perfiles, corre una falla o dislocación transversal. Al norte de la dislocación hay rumbo N 60° E y manteo hacia el NW; al sur hay rumbo N-S y manteo hacia el Oeste. Los detalles de la dislocación pueden verse en el punto x de la figura siguiente.

Vemos en la figura que los afloramientos de las capas rojas, que provienen desde el sur, se doblan repentinamente en x hacia el SE y después toman rumbo N 60° E. Parece tratarse de una traslación horizontal, por la cual la parte septentrional se removió hacia el Este.

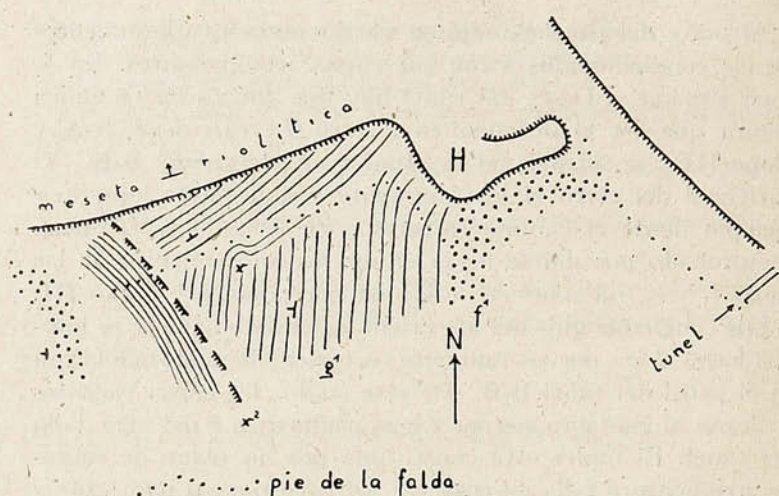


FIGURA N.º 14.—Croquis geológico de la región al N. del camino del túnel.
(Signos como en el Plano III)

3) LA CONTINUACIÓN DE LA FORMACIÓN SAN PEDRO HACIA EL NORTE

a) *La continuación de las arcillas rojas desde el camino del túnel hacia el Río Salado*

La ventana geológica, recorrida por el camino desde el Llano de la Paciencia hasta el túnel, tiene una angosta continuación hacia el N, por la cual pasa una huella de autos. Esta sale del camino principal directamente al salir éste de la angostura de la riolita; es la zona que, en el Plano III, se extiende desde el perfil A-A' hasta el punto R.

Al principio se hallan a ambos lados de la huella las arcillas rojas yesíferas del perfil B-B₁. Más arriba aparecen los conglomerados de la capa f₃ cuyos afloramientos duros son cruzados por la huella. El camino pasa después por un pequeño portezuelo y atraviesa la riolita al E. de la ventana, llegando hasta el punto R del Plano I, donde se halla un encanche de la finca San Bartolo.

En este punto *R* se ve al poniente el alto precipicio de la falda occidental de los Cerros de la Sal, coronado por la riolita que descende hacia atrás hacia el Llano de la Paciencia. Debajo de esta liparita sigue un importante perfil de la Formación San Pedro. Los conglomerados, que habíamos seguido desde el camino del túnel, han subido a todo el alto de la falda, de modo que podemos observar un extenso perfil de las capas inferiores, que está representado en la figura siguiente:

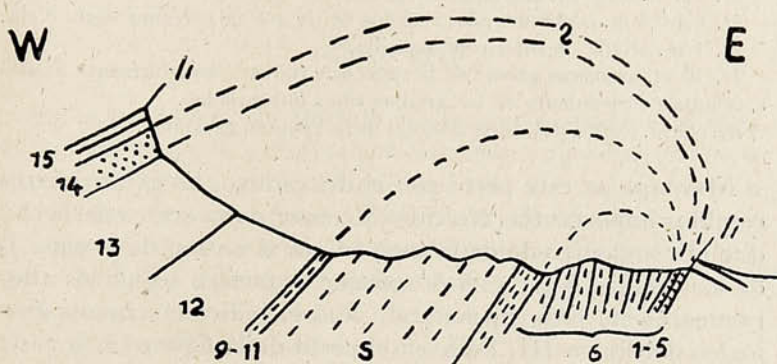


FIGURA N.º 15. El perfil de la Formación San Pedro en el punto R del Plano I.

ri). 20 m. banco de riolita que descende al Llano de la Paciencia.

15). 5-10 m. arcilla de color rojo ladrillo; posiblemente pertenece a la formación riolítica.

14). 30 m. conglomerados oscuros con pocas intercalaciones de arcillas. Son la continuación de las capas f_3 del perfil B-B₁.

13). 100-150 m. arcillas arenosas grises; encierran aisladas capas de tobas blancas de riolita (?). Además hay una capa de 0,6 m. de arcilla caolínica de color gris claro.

12). 100 m. arcillas grises con capas de yeso a distancias de $\frac{1}{2}$ a 4 m. Fuera de guías de yeso aparece este mineral también en forma de concreciones irregulares.

11). 1-1,5 m. banco de yeso nodular.

10). 8 m. arcilla gris con delgadas capas de yeso; rumbo N-S, manteeo 45° W.

9). 4 m. banco de yeso nodular.

8). 200-250 m. arcillas rojizas, contienen capitas de yeso fibroso a distancias de 30 a 60 cm. y, además, guías irregulares de yeso.

7). 30-40 m. arcillas yesíferas de color gris rojizo sin estratificación. Manteo 50° W.

6). 120-150 m. arcillas yesíferas de color gris; encierran varios bancos de areniscas de grano fino de 10 hasta 60 cm. El yeso constituye placas irregulares onduladas que forman bancos de hasta 40 cm. Rumbo N-S y manteo 90°.

5). 2-3 m. conglomerado grueso. Los rodados tienen hasta 4 cm. de diámetro; encierra dos capas de arcilla roja de 20 cm. Los rodados consisten en porfiritas y riolitas (?).

4). 1,5 m. arenisca gris de grano grueso.

3). 0,4-0,5 m. conglomerado; rodados de $\frac{1}{2}$ a 1 cm; algunos hasta 3 cm.

2). 1 m. arcilla de color rojo aladrillado.

1). 10 m. areniscas grises; en la superficie rojizas, probablemente debido a teñidura proveniente de las arcillas rojas intercaladas.

li). 20 m. riolita del borde oriental de la ventana geológica.

Al comparar este perfil con el del camino, se notan ciertos cambios importantes. No cabe la menor duda acerca del hecho que el conglomerado de la capa 14 sea el mismo de la capa f_3 de los perfiles B-B¹ y A-A¹ porque se pueden seguir los afloramientos sin interrupción, tal como lo indica el croquis geológico del Plano III. Pero en el perfil de la figura 15, la capa 14 se compone en todo su espesor casi exclusivamente de bancos de conglomerados, mientras que en los perfiles del camino de Calama los bancos de conglomerados componen más o menos la mitad del espesor de las capas arcillosas y en el perfil del camino inconcluso (perfil C-C₁) constituyen solamente intercalaciones en una gruesa capa de arcilla roja. Este cambio se explica por hallarse el perfil de la figura 15 mucho más cerca de los cerros Chuschul, formados por rocas fundamentales.

También las capas yacentes al conglomerado presentan cambios notables. Las capas 12 y 13 carecen de yeso y tienen color gris, mientras que en el camino del túnel (Perfil B-B₁) se componen de arcillas rojas yesíferas. Puede tratarse de un cambio paulatino o de una intercalación de unas capas que han desaparecido hacia el sur. En tal caso, la capa 8 correspondería a la capa e_2 del perfil B-B₁.

Las capas de la figura constituyen un pequeño anticlinal oblicuo con estiramiento del ala oriental, tal como lo indican

las líneas cortadas de la figura 15; presenta la misma tectónica observada más al sur en el camino del túnel. No estoy muy seguro que los conglomerados 1 a 5 son los mismos que los de la capa 14.

Los afloramientos de la figura 15 continúan hacia el N por el valle del Río Salado; pero no hubo tiempo para seguirlos en detalle. Después desaparecen debajo de la riolita que desciende hasta el fondo del valle.

b) La región de San Bartolo

(Plano III)

En la región de San Bartolo existe otra ventana geológica, en que las rocas de la Formación San Pedro aparecen en mayor extensión. Queda enteramente separada de la ventana de San Pedro, de modo que es imposible seguir los afloramientos de algunas capas características de San Pedro hasta San Bartolo. Tampoco hay capas suficientemente características en ambas regiones que permitan una paralelización. En vista del poco tiempo disponible, me limité a descifrar solamente la tectónica, que se caracteriza por dos anticlinales de rumbo NE, cuyo eje norte pasa por el valle del Río de las Minas y cuyo eje sur pasa por la finca San Bartolo.

En la región de la finca San Bartolo, al llegar desde el sur, principian las arcillas rojas y grises con inclinación hacia el SE, luego toman posición vertical y al pie sur del cerro San Bartolo toman manteo hacia el NW. Se trata de arcillas yesíferas encima de las cuales se halla una ancha faja de mantos de sal cubiertos por costras salinas. El afloramiento de esta faja de sal desciende lentamente hacia el NW, de modo que a medio camino entre la finca y la planta San Bartolo, las costras de sal alcanzan el nivel del Río Grande. El núcleo del «anticlinal de la finca» se observa un poco al SW. de ésta, pero la curvatura en el vértice no es bien clara.

La unión del anticlinal de la finca con el de la mina se efectúa por medio del sinclinal que compone el Cerro San Bartolo. En forma esquemática, el perfil de la Figura 16 representa estas condiciones.

Entre la planta y la finca San Bartolo descienden las capas del sinclinal hasta el nivel del Río Grande; pero las gruesas costras de sal que cubren la superficie, no permiten reconocer la estratificación. Sólo desde la región de la planta, al N del sinclinal, reaparecen las arcillas yesíferas con gran espesor debajo de la riolita que constituye la meseta entre el Río Grande y el Río Salado. El manto es opuesto, o sea hacia el SE, lo que indica que ya hemos pasado el sinclinal y un poco más valle arriba, en la región de la planta San Bartolo los mantos fuertemente inclinados toman manto NW, indicando que se ha pasado también el núcleo del anticlinal. El núcleo del anticlinal de la mina corre más o menos por el fondo del Río de

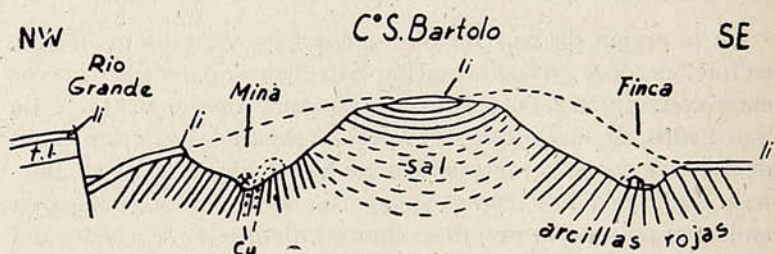


FIGURA 16. Perfil por los anticlinales de San Bartolo.

ri = riolita.

cu = mantos impregnados por cobre nativo.

t. r. = grueso manto blanco de toba riolítica.

las Minas. El eje pasa a pocas decenas de metros al SE del fondo de la quebrada, pero viajando por este fondo no se observa en ninguna parte la curvatura de las capas en el núcleo, hasta llegar al nacimiento del valle donde se explotaron las minas más importantes. En vista de la posición isoclinal de las capas, hay que subir hacia el SE, donde desde cierta altura se puede observar la curvatura muy estrecha en el vértice del anticlinal.

La mineralización de cobre es más fuerte en el lado noroccidental del anticlinal, donde hay dos o tres mantos mineralizados en forma idéntica a la de Corocoro en Bolivia. Hoy día las minas están completamente abandonadas y la planta se halla en ruinas.

Mineralizaciones de cobre no son raras en la Formación San Pedro. Impregnaciones pobres se observan cerca de la Finca San Bartolo, a unos 1.000 m. al oeste, cerca del núcleo del anticlinal austral. También en los Cerros de la Sal, a 1 km. al SW del punto K del Plano III hay pequeñas minas abandonadas.

Al N de la planta San Bartolo, las dos faldas del ancho valle del Río Grande están compuestas por la formación riolítica. Sólo en el fondo mismo afloran arcillas rojas. Como se ve en el perfil de la figura 16, corre una falla a lo largo del fondo del valle, en la cual la riolita, que viene descendiendo desde el Este, ha subido algunos cientos de metros, formando la meseta al oeste, que separa el Río Grande del Río Salado.

En el pueblo de Río Grande reaparecen las arcillas rojas en mayor extensión. Constituyen otro anticlinal cuyo eje atraviesa el valle a unos 3 km. al norte del pueblo. El núcleo es isoclinal igual como en el Río de las Minas (véase perfil I del plano II). Más al norte de este punto afloran solamente capas riolíticas a ambos lados del Río Grande y de su afluente, el río Machuca.

4) LA CONTINUACIÓN DE LA FORMACIÓN SAN PEDRO HACIA EL S

Al sur de la quebrada del Camino Inconcluso, las riolitas y su equivalente, las Capas del Loa, avanzan hasta muy al SE, de modo que cierran la ventana geológica casi por completo. Solamente un pequeño cordón avanzado, G del plano III, sigue sin interrupción hacia el sur. Pero este mismo cordón está separado por una fuerte dislocación del anticlinal regular, en el cual estudiamos el perfil estratigráfico de las arcillas rojas.

Como se ve en el perfil C-C' del plano IV, las arcillas rojas e_1 toman hacia el este una posición más y más parada y hasta inversa con fuerte manteo hacia el oeste. Debajo de ellas se hunden los mantos yesíferos que constituyen la cubierta de la falda occidental del cordón avanzado. Más abajo siguen unos 10 m. de arcillas rojas y después una serie potente de capas con yeso y sal, que descienden hasta el pie del cerro. Desde el alto del punto K puede observarse, cómo las capas siguen

por mayor distancia con la misma estructura hasta llegar al perfil D-D'.

También las arcillas rojas del gran anticlinal del Camino Inconcluso siguen hacia el sur, desde la interrupción por el puente geológico. Reaparecen al pie del precipicio L-K de la formación riolítica y continúan hasta el puente geológico del punto Q. Ahí parecen descender hacia el sur, tomando rumbo transversal como es característico para el término de un anticlinal.

Al sur sigue el perfil E-E₁, que atraviesa toda la cadena de los Cerros de la Sal y que presenta condiciones geológicas muy distintas de la región más septentrional.

Las capas del Loa aparecen solamente en el extremo oeste en forma de un grueso manto de caliza del Loa.

De mayor importancia son tres grandes cúpulas de sal. En la primera, en la cual se halla la salina de Tomic, observé que las arcillas rojas, que constituyen el pendiente de la sal, presentan un rumbo circular con manteo hacia afuera, tal como se ve en el croquis geológico del Plano III. La estratificación en los mantos de sal es difícil de determinar por las gruesas costras de sal superficiales. Pero parecen tener la posición indicada en el perfil. Claramente se ve esto en el Este, donde los mantos de arena cementada por sal, que forman el núcleo de la cúpula, se inclinan hacia el Este, desapareciendo debajo de arcillas rojas con poco yeso. Estas arcillas que se parecen a las arcillas *asy* del punto O en el término del Camino Inconcluso, se enderezan, fuertemente en el borde de las dos cúpulas I y II; en el medio del cordón no muy ancho tienen posición sinclinal y quedan cubiertas por las capas del Loa.

Al E. de la cúpula II sigue una faja de arcillas rojas con mantos de yeso que presentan un fuerte plegamiento. Después de estas arcillas rojas aparece inmediatamente la cúpula III que se extiende hasta el llano de San Pedro.

La sal de las cúpulas se halla fuertemente mezclada con arena y arcilla formando el cemento de estas impurezas. En la superficie está siempre cubierta por costras secundarias. La sal pura de la salina Tomic, que presenta bonitos cubos de hasta 5 cm. de largo, se halla probablemente todavía dentro de la costra superficial. Constituye masas blancas irregulares den-

tro de material menos puro, pero siempre de más de 50% de sal.

5) LA PARTE AUSTRAL Y CENTRAL DE LOS CERROS DE LA SAL

La parte septentrional de esta cadena, compuesta por las arcillas rojas, fuertemente plegadas, se distingue fuertemente de las partes centrales y australes, que estudié en una extensión de unos 80 km. la sur de San Pedro, en una investigación sobre la posibilidad de encontrar sales potásicas. De este estudio, publicado en 1934 en el Boletín del Departamento de Minas y Petróleo, daré el siguiente extracto necesario para poder comparar las dos zonas de diferente estructura.

Es ésta la parte más austral de la larga cadena, que aparece en el plano I; los Cerros de la Sal desaparecen en forma de un anticlinal muy llano, cuyo vértice con posición casi horizontal de las capas tiene un ancho de 1 km. En las alas se observan ángulos de manteo de 20 a 30°.

Como se ve en el perfil I de la figura 17, salen de la llanura del Salar de Atacama, unos 100 a 150 m. de arcillas y areniscas de color rojo oscuro, ricas en sal. Esta sal impregna toda la roca, en parte la atraviesa en forma de mantitos de $\frac{1}{2}$ a 2 y aun 5 cm. de espesor de cloruro de sodio puro. La sal tiene forma prismática y los prismas tienen posición normal a los planos de estratificación. Además hay vetitas irregulares de sal con la misma estructura. Frecuentes son concreciones y vetas de sulfato de calcio, en parte yeso, en parte anhidritina.

La sal se ha enriquecido especialmente en la superficie de las faldas de fuerte declive formando gruesas costras de sal gema, cuyos cubos alcanzan hasta 1 cm. de diámetro. En muchos puntos, la sal presenta bonitos colores azules o morados, que son frecuentes en el cloruro de sodio. En las paredes de las quebradas, estas costras constituyen a menudo paredes verticales de más de 1 m. de altura, haciendo la impresión de un manto macizo de sal. Pero, donde la costra se ha destruído o se ha derrumbado, se observa detrás de ella la arcilla roja impregnada de sal.

En la parte inferior de estas rocas se halla un manto de 50 m. de arcilla arenosa muy rica en sal, que puede reconocerse

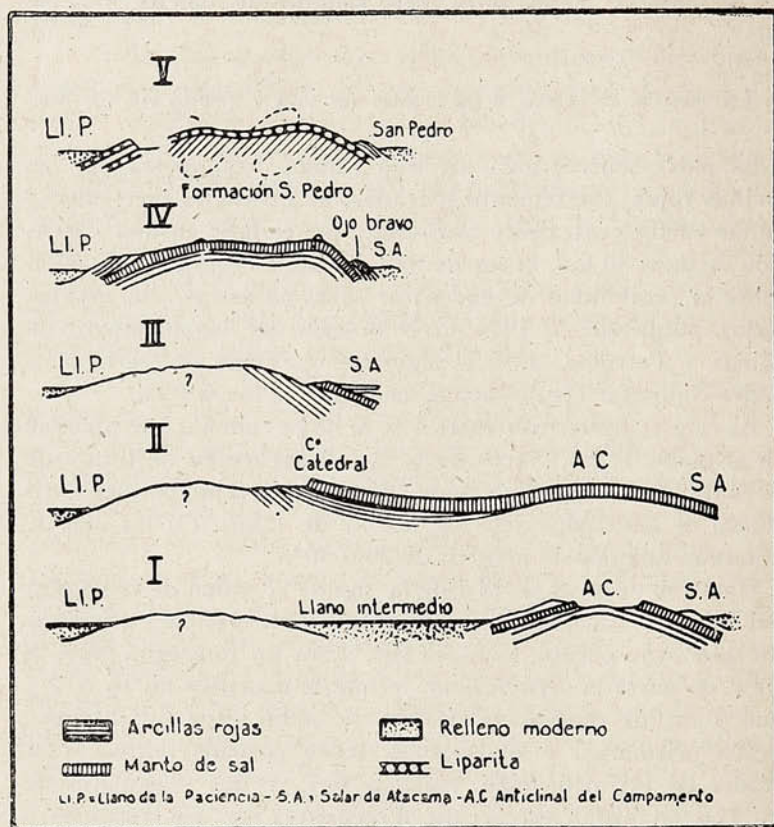


FIGURA N.º 17. Cinco perfiles por la parte sur y central de los Cerres de la Sal.

Los perfiles tienen las siguientes distancias a San Pedro:

I - 70 km. II - 65 km. III - 60 km. IV - 40 km. V - 0 km.

desde lejos por su superficie rugosa. Vistas desde cerca, las rugosidades se presentan como un sinnúmero de pequeñas columnas de 20 a 40 cm., que presentan un fenómeno parecido a los «lenares» en las rocas calcáreas, y que se deben también al efecto disolvente del agua. La parte vertical de las columnas está cubierta por una costra de sal relativamente pura,

de pocos centímetros de grueso. Esta costra está cubierta de surcos verticales causados por la lixiviación del agua. Las partes salientes entre los surcos son afilados como un cuchillo. Arriba, en la superficie plana de la columna, hay una capa de 2 a 3 cm. de arcilla roja, que protege la parte central de la columna contra las escasas lluvias. Excepcionalmente, las columnas alcanzan hasta más de 3 m. de altura. Se trata del mismo fenómeno, que en el Mar Muerto ha dado origen a la leyenda de la mujer de Lot. La foma pintoresca, a que pueden dar origen estas costras de sal, puede verse en la foto tomada en las salinas de Tomic, en la cual puede reconocerse fuera de la mujer de Lot, también un hijo curioso de Adán.

En el vértice erodado del manto rico en sal aparecen otra vez arcillas rosadas con menor cantidad de sal; su espesor es superior a 100 m.

Hacia el oeste, las capas descritas descienden a un llano intermedio de sedimentación moderna. Al otro lado se observa otra cadena baja, formada por capas rosadas, que se extiende hasta el llano de la Paciencia, como se ve en el perfil I de la figura 17.

Con los mismos caracteres sigue el «Anticlinal del Campamento» que acabamos de describir, hacia el norte hasta un gran estero seco, que atraviesa todo el anticlinal, que en esa región ha perdido mucho en elevación. En el perfil II de la figura 17 vemos la región del estero seco, en el cual el hachurado vertical corresponde a todo el conjunto de capas, excluyendo sólo las capas rosadas yacentes. Al oeste del anticlinal muy llano del Campamento (A. C.) sigue un sinclinal de la misma forma, en cuya parte occidental se elevan las «capas del Campamento», formando un fuerte precipicio en el «Cerro Catedral». Este precipicio continúa por gran distancia hacia el norte, y especialmente hacia el sur. Debajo de las «capas del Campamento», aparecen las mismas arcillas rosadas que, más al sur, constituyen el núcleo del anticlinal debajo del manto de sal. Según parece, existe una perfecta concordancia entre los dos sistemas de rocas. Las capas rosadas encierran también delgadas capas de yeso y sal y constituyen una ancha serranía que presenta un típico «paisaje malo» (bad land), surcado por innumerables quebradas. Esta serranía se separa

hacia el sur del anticlinal del Campamento y constituye probablemente otro anticlinal.

Hacia el norte, el anticlinal del Campamento desaparece luego hundiéndose debajo del suelo de acarreo del Salar de Atacama. Se substituye por el «anticlinal de Ojo Bravo», que es la continuación de la serranía occidental que acabamos de describir. Esta avanza al norte del cerro Catedral hacia el este, sea en forma de una curva sigmoide, sea por medio de fallas transversales con desplazamiento horizontal.

El precipicio del Cerro de la Catedral sigue hacia el norte, pero luego pierde en altura y, al fin, se disuelve en una serie de aislados cerritos puntiagudos antepuestos al anticlinal del Ojo Bravo, como se ve en los perfiles III y IV de la figura 17.

En Ojo Bravo mismo, donde se observó el perfil IV, las capas del Campamento, ricas en sal y de color gris, vuelven a formar la superficie entera del anticlinal. El ancho vértice de éste presenta una depresión llana de poca hondura. Encima de las capas, ricas en sal, aparecen también las arcillas rosadas pendientes, que en parte se han conservado en forma de pequeñas lómitas antepuestas.

En los 15 km., que siguen desde el Ojo Bravo hacia el norte, existe una terraza ancha formada por la abrasión de las arcillas rojas, la cual habrá sido excavada por las aguas de un gran lago cuaternario, que existía en el Salar de Atacama.

Si comparamos el plegamiento suave de los perfiles de la figura 17 con el fuerte plegamiento sufrido por la Formación San Pedro en los perfiles A-A¹ a E-E¹, vemos inmediatamente que no puede tratarse de la misma formación. La del sur, la llamaremos la «Formación del Campamento». En los perfiles IV y V de la figura 17, se ve que la ondulación suave de la Formación del Campamento se repite en el norte en la Formación riolítica y en las capas del Loa. Podemos deducir de esto, que ambas formaciones deben ser contemporáneas y las capas del Campamento son más nuevas que la Formación de San Pedro.

La transición entre ambas formaciones debe producirse en la región de las salinas Tomic, en el Perfil E-E¹. Un poco más al sur, en el antiguo camino de Caracoles a San Pedro, donde éste atraviesa a los Cerros de la Sal, existe ya la tec-

tónica de un ancho anticlinal llano. Y aun el perfil E-E¹ presenta un plegamiento muy suave, de modo que estos mantos ricos en sal, que no se conocen más al norte, pertenecerían también a las Capas del Campamento.

En tal caso, las capas de la Formación San Pedro deberían hallarse debajo de las cúpulas de sal de la salina Tomic; y, en realidad, observé desde el punto Q del Plano III, que aparentemente el gran anticlinal del Camino Inconcluso termina hacia el sur descendiendo las capas en esa dirección. Esto significa que continuarán debajo de las capas de sal del perfil E-E¹.

Los mantos ricos en sal de la Formación del Campamento se distinguen de las arcillas rojas de la formación San Pedro por sus colores grises que prevalecen desde la salina de Tomic hacia el sur. Sólo a los dos lados de la cúpula I del perfil E-E¹ hay cierto espesor de arcillas rojas encima de los mantos de sal.

Arcillas rojas encierran en el perfil I de la fig. 17 a las capas grises de sal y constituyen casi exclusivamente la baja serranía que en los perfiles I a III está indicado con un punto de interrogación.

En la región del km. 42, más o menos frente a Ojo Bravo, reaparece en una extensión de varios kilómetros una formación rojiza que cubre a las capas grises de sal, como observé desde el borde occidental del Llano de la Paciencia. Puede ser que se trate de un simple puente geológico de una formación más nueva sobre las capas de sal, parecida a las capas *a. r.* del perfil E-E¹.

Con la exposición anterior queda esclarecida la estructura general de la cadena de los Cerros de la Sal. Pero siempre hay muchos detalles dudosos que en parte se han mencionado más arriba, como p. ej. la discordancia o falla en el término del camino inconcluso. También la relación entre la formación del Campamento y la formación riolítica y las capas del Loa no está bien esclarecida. Según lo que he visto, parece que ambas formaciones se sustituyen mutuamente: donde una está presente falta la otra. Pero interesante sería observar la transición entre ambas.

Si uno no dispone de un mes entero para dedicarlo exclusi-

vamente a los Cerros de la Sal, no será posible resolver todos sus problemas. Pero, mientras no se conocen indicios de petróleo en estos cerros, no se podrá gastar tanto tiempo para esta serranía que, por su tamaño reducido, es un verdadero modelo de una cadena de plegamiento.

c) La Formación Riolítica y las Capas del Loa

En mis publicaciones anteriores había dado el nombre de «Formación Liparítica» a una potente serie de lavas del terciario medio, que estudié por primera vez en Pica, en Tarapacá. Tanto allá, como más al norte, en el interior de Arica, su componente principal son liparitas, como resulta del estudio microscópico de J. A. Douglas, aunque a algunas rocas les falta la sanidina, resultando la variedad dacítica. También en las extensas capas liparíticas de la región de Conchi, en el Loa superior, Wetzel encontró sanidina al lado de albita y oligoclase-albita. Algunas preparaciones microscópicas de mis colecciones hechas en la región de San Pedro de Atacama resultaron ser dacitas, otras liparitas. Por esta razón es preferible usar en vez del nombre «Formación Liparítica», la palabra «Formación riolítica», ya que las riolitas comprenden tanto las liparitas como las dacitas y otras lavas recientes y terciarias de carácter ácido a semiácido como las traquitas, etc.

1. LA FORMACIÓN RIOLÍTICA EN LA PUNA ALTA

Lo mismo que en todo el trayecto de Arica a Tarapacá, también en la región de San Pedro de Atacama, la Formación riolítica tiene su mayor desarrollo en la alta cordillera.

En el Loa superior, en la región de Conchi, hay un solo manto de riolita sobrepuesto a gruesos conglomerados basales y acompañado de calizas y capas de kiselgur, cuyos detalles los describí en 1930. Se halla a poca hondura y hasta en la superficie del ancho llano del Loa que constituye una depresión de forma de artesa. Desde el río, que corre por la parte más baja de este llano, sube la liparita hacia el este y también

, hacia el oeste. La subida hacia el oeste se debe a una dislocación tectónica posterior, porque tratándose de una lavá líquida, que tuvo su origen en la región de la alta cordillera, su inclinación original debe haber sido de este a oeste. La dislocación estaba relacionada con el sollevamiento de la Cordillera del Medio, en cuyo extremo sur está situado Chuquicamata.

Hacia el este, en el camino de Conchi a Ollagüe desaparecen luego los sedimentos lacustre como las calizas. Pero también las riolitas se cubren luego de las lavas y escorias de los volcanes recientes de la alta cordillera. En vista de la ausencia de valles profundos en el camino citado, se observan riolitas y sus tobas sólo excepcionalmente, como en Cosca, entre Ollagüe y el volcán Olca, donde constituyen unas lomas bajas blancas.

Una extensión muy grande tienen las lavas riolíticas en el curso superior del Río Salado, afluente del Loa, donde los cerros Hojalar y Tatio (Cerro de los Geisers) constituyen puntos de erupción de riolitas situados en una grieta norte sur. *Mayores detalles se hallan en mi publicación del año 1930.

En la región de la Puna de San Pedro de Atacama, las lavas riolíticas constituyen el subsuelo del gran plano inclinado, que descende de 4.000 m. hasta los 2.450 m. del Salar de Atacama. Como se puede observar en las profundas quebradas de Toconao, Pocos, Aguas Blancas, etc., las lavas tienen un espesor de más de varios cientos de metros sin intercalación y sin cubierta de otras rocas.

Al oeste de Socaire, ya cerca del pie de la Puna, se tiene un profundo corte en la quebrada de Algarrobito. En el fondo hay un manto de riolita roja de unos 100 m. de espesor; arriba siguen 30 a 40 m. de lavas negras que hacia el oeste terminan en forma de cuña. Encima de ellas se halla otra riolita de color rojizo de unos 30 m. El borde superior de la quebrada hasta la superficie del plano inclinado está formado por unos 20 a 30 m. de rodados oscuros, que parecen constituir el equivalente de los rodados oscuros de las capas pendientes (capa 20 de la página 80).

Entre Socaire y Cámar la superficie del plano inclinado está formada por tobas blandas de riolitas de color blanco que contienen fragmentos esquinados de la misma lava. Se descom-

ponen fácilmente y constituyen manchas gris-blanquizas en la superficie que desde lejos se parecen a afloramientos de las capas abigarradas de la formación de Siglia.

En la profunda quebrada de Pocos se observan solamente pocos mantos de riolita, cada uno de más de 100 m. de espesor. Las riolitas deben haber salido de grandes grietas de erupción situadas en la región de la actual Puna y de allá se han extendido hacia el oeste. Su fuerte inclinación paralela a la superficie del plano inclinado, se debe a una dislocación posterior que es la misma que causó el solevantamiento de la Puna a sus alturas actuales.

La falda de la Puna es muy parecida a la falda con que los «Altos de Pica» en Tarapacá descienden hacia la Pampa del Tamarugal. Especialmente al S. de Socaire la tectónica coincide en todos los detalles. En ambas regiones, el plano inclinado termina arriba en una altiplanicie no muy ancha, que en Tarapacá se llama «Altos de Pica» y que en la región en estudio podemos llamar «Altos de Socaire». Los dos «altos» caen con una larga falda de falla hacia una fosa tectónica situada al Este, que en Tarapacá está ocupada por el Salar y Lagunas del Huasco (1). Los Altos de Socaire tienen poco más de 1 km. de ancho y descienden con larga falda rectilínea a una depresión larga en cuyo extremo norte se halla el lago Miñiques. La depresión se estrecha en parte a una quebrada debido a las acumulaciones modernas de los cerros volcánicos. Tanto en Tarapacá como en Antofagasta, las erupciones volcánicas recientes y terciarias principian al Este de la depresión.

Más al norte, ya cerca del nacimiento de la quebrada de Hecar, aparecen debajo de las riolitas otros sedimentos probablemente terciarios, que llamaremos «conglomerados de Hecar». En la bajada a las Vegas de Hecar, se observa el perfil de la figura 18.

Arriba, las riolitas tienen escasa inclinación paralela al plano inclinado y debajo de ellas aparecen los conglomerados de Hecar con inclinación más fuerte hacia el oeste. Consisten

(1) Brüggén. Informe sobre el agua subterránea de la región de Pica. Boletín de la Sociedad N. de Minería. 1918, Perfil C de la Tabla I.

de una alternación de arenisca no muy fuertemente cementada con bancos de 1 a 3 m. de conglomerados y brechas. Entre los rodados, que alcanzan hasta 15 y 30 cm. de diámetro, hay muchas piedras de riolita blanca rica en mica; además hay otras clases de riolitas o andesitas de anfíbola. El color de los conglomerados es gris y su relación con las liparitas pendientes es parecida a la de los «Conglomerados de los Tambores» en el camino de Calama a San Pedro.

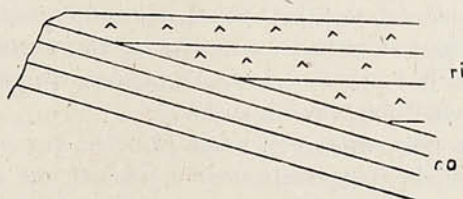


FIGURA 18.—Perfil por los conglomerados de Hecar.

ri = riolitas.

cg = conglomerados de Hecar.

Al Este del borde superior de la Puna, las riolitas desaparecen luego debajo de las acumulaciones volcánicas más modernas, a las cuales pertenecen en primera línea los grandes cerros volcánicos. Pero en trechos de mayor o menor extensión reaparecen las riolitas.

Así, en el campamento Aguas Calientes, que se halla en el extremo SW. del Salar del mismo nombre, el agua de las vertientes calientes brota de grietas en las riolitas. Un poco más al noroeste del campamento, la formación riolítica descende con faldas fuertemente inclinadas hacia el salar; el descenso es de unos 200 m. Parece tratarse de una falla de dirección N-S, en la cual ha bajado la región del salar, que ocupa una posición igual a la del salar del Huasco, en Tarapacá, y a la del lago Miñiques.

Aún más al Este, al otro lado del salar, las riolitas suben en forma de flexura y forman una extensa altiplanicie de 4.200 m. de altura, llamada Pampa del Lari (véase Plano I). En toda esta Pampa las riolitas constituyen la superficie y faltan los conos volcánicos. A menudo presentan formas de corrosión

muy pintorescas. En el salar de Tuyajto, las riolitas descompuestas hacen la impresión de una gran ciudad en ruinas, lo que parece haber dado origen al nombre del volcán Incahuasi, que significa «casa del Inca»; el volcán se halla al sur de este fenómeno que cubre muchas cuadradas de superficie.

Como cubierta más nueva de las riolitas se hallan en la Pampa Lari, especialmente en Siglia, mantos de basaltos, pero de extensión mucho más reducida.

Según las observaciones de Lorenzo Sundt, la formación riolítica, llamada «traquítica» por él, continúa hacia el sur hasta Tilopozo. Seguramente seguirá con su vasta extensión también por toda la parte alta de la Puna, constituyendo la base de los volcanes Pular, Socompa, etc.

Pero tiene poca extensión hacia el oeste, porque las serranías de Almeyda y su continuación austral que pasa por las pizarras betuminosas del Pular y por el Este del Salar de Punta Negra, han impedido la propagación de las riolitas hacia el oeste. Pero, donde como en las pizarras betuminosas al sur de la quebrada Pajonales, existía una ancha depresión de dirección Este-oeste, las lavas riolíticas avanzaron por ella rellenándola hasta el pie de los cerros de rocas fundamentales.

Mayor extensión alcanzan las riolitas al sur del Salar de Punta Negra, en la región de Riofrío, cuyo cañón, por muchos kilómetros, está excavado en una extensa meseta riolítica. Su posición es en general horizontal, pero presentan algunas pequeñas dislocaciones, que se manifiestan claramente en la morfología. Las dislocaciones habrán sido causadas por el solevantamiento de la Cordillera Domeyko, respectivamente por el hundimiento de la fosa del Salar de Atacama y de su continuación.

En favor de una edad de las riolitas anterior a estas dislocaciones habla la presencia de estas lavas en la falda occidental de la Cordillera Domeyko, que llamó tanto la atención de Lorenzo Sundt, quien escribe en la página 118:

«Entre Los Sapos y Punta del Viento están cubiertas las demás rocas por una capa traquítica (riolítica), que con suave gradiente sube casi hasta media falda del cerro. Por su situación es imposible que haya venido en estado líquido de algún cráter volcánico, que no se encuentra en ninguna parte de la

serranía. No veo otra explicación de la existencia de esta capa traquítica que la que haya caído como ceniza, traída por el viento de la gran región volcánica en la segunda cordillera al Este. Sin embargo, tiene a veces fractura lustrosa, concoídea, como piedra fundida.

«Estamos aquí delante del mismo enigma, que se nos ha presentado tantas veces: una roca traquítica, que por su carácter petrográfico parece haber venido al lugar que ocupa en estado líquido, mientras que por su situación parece que hubiera caído como ceniza».

La explicación del problema es sencilla: las lavas riolíticas se han excurrido antes del solevantamiento de la Cordillera Domeyko, siguiendo a las depresiones del terreno. Fuera de la estructura petrográfica, que en muchos puntos es fluidal, habla contra la naturaleza de toba, transportada por el aire, también el hecho que a menudo hay extensas planicies un poco más altas al lado de las manchas de riolita, que carecen enteramente de una cubierta riolítica.

2). LA FORMACIÓN RIOLÍTICA EN LA REGIÓN DE SAN PEDRO

Un buen ejemplo de este último hecho lo tenemos en la altiplanicie de los Cerros de Purilactis, como se ve en el Perfil II del Plano II. Las riolitas (li) situadas en el oeste, encima de la parte más alta de los Cerros Purilactis, yacen en una depresión que aún hoy se puede reconocer bien como tal.

En la vecindad de San Pedro, el perfil de la formación riolítica es bastante variable, según el punto donde se la observa. En la angostura del punto I, donde el camino, que proviene del Llano de la Paciencia, entra a los Cerros de la Sal (Véase plano IV, perfil B-B'), observé el perfil siguiente:

30 m. riolita superior.

60-80 m. arcillas coloradas y areniscas rojas con intercalaciones de bancos de 0,5 a 1,5 m. de conglomerados gruesos con rodados de hasta 20 cm. A 3 m. debajo de la riolita superior hay una capa de trípoli.

20 m. riolita inferior.

1-4 m. conglomerado basal con rodados de porfiritas yacentes: arcilla roja de la Formación San Pedro.

Las arcillas rojas intercaladas son probablemente el equivalente de la «coba» de la región de Calama. La riolita inferior es sólo un manto lenticular que desaparece luego en la dirección del rumbo.

En este punto hay una concordancia aparente entre el conglomerado basal de la Formación riolítica y las arcillas yacentes. Pero, a la salida oriental del túnel, hay una franca discordancia tectónica, como es la regla en la región de San Pedro. El perfil, al lado de la boca oriental del túnel es el siguiente:

Arriba; 20 m. riolita suavemente inclinada hacia al oeste.

60 m. arenas y areniscas oscuras con intercalaciones de capas de arcillas.
Discordancia.

Arcillas yesíferas fuertemente inclinadas de la capa *k* de la formación San Pedro.

En gran extensión los mantos de riolita están sustituidos por una sucesión de areniscas calcáreas que muestran las mismas dislocaciones suaves que las riolitas, continuando la tectónica de éstas, como p. ej. a ambos lados del punto O en el perfil C-C'. Por ser parecidas o idénticas a los estratos del llano del río Loa en Calama y Chiuchiu, llamaré estas capas «Formación o Capas del Loa».

En el punto O del perfil C-C', donde termina el camino inconcluso, observé el perfil siguiente de una discordancia de erosión entre las capas del Loa y la formación riolítica.



FIGURA N.º 19.—Relación entre las capas del Loa y la riolita en el punto O.

ri = manto de riolita.

lo = capas del Loa.

Debajo de las capas de la figura siguen las arcillas rojas de la Formación San Pedro. Según el perfil, las capas del Loa

son un poco más nuevas que la riolita, a la cual sustituyen. En otros puntos se observan como cubierta regular de la riolita.

En forma parecida reaparece la riolita más al sur, en el punto L de la lámina III. Principia en forma de cuña y aumenta a los 100 m. a 10 m. de espesor. Tanto encima de la parte gruesa de la riolita, como en el norte, donde ésta ha desaparecido, hay un gran espesor de capas del Loa, que encierran un banco de 1 m. de kiselgur.

En ambos puntos, O y L, las capas del Loa consisten en areniscas calcáreas que en la superficie tienen la forma de placas de 10 a 20 cm. de espesor y diámetros de 60 a 100 cm. en dirección horizontal. Son muy parecidas a las placas superficiales que encontré en la región entre Chiuchiu y Turi. Además son muy características en toda la extensión de las capas del Loa las frecuentes concreciones silíceas de color gris amarillento claro. Tienen generalmente forma de placas redondas, circulares o elípticas.

Más al Este, en el cerro K del perfil C-C', observé el siguiente perfil:

3). 30 m. capas del Loa.

Se componen de estratos de pocos centímetros hasta 1 m. de grueso, compuestas de areniscas calcáreas y arcillas calcáreas (margas) de colores gris, rojizo o amarillento. Algunas capas son conglomerados de piedrecitas blancas de piedra pómez de $\frac{1}{2}$ a 1 cm.

Discordancia de erosión.

2). 80-100 m. arcillas rojas sin yeso, con pocas fajas de color gris verdoso de 10 a 20 cm. La capa hace recordar la «coba» del perfil del Loa en el Salto de Chintoraste.

Discordancia tectónica.

1). yacente: arcillas rojas yesíferas, capa e_1 de la Formación San Pedro.

En la cumbre H (perfil A-A¹) al norte del túnel, aparecen verdaderas calizas puras en la cubierta horizontal, que son idénticas a las «calizas del Loa» en la región de Calama.

Un poco distintas de los estratos anteriores son las «capas pendientes» que constituyen una serie de lomas largas antepuestas al anticlinal grande de la Formación riolítica y cuyo perfil exacto lo observé en el punto M (perfil C-C¹):

20). 2 m. capas pendientes: gruesos rodados oscuros. Prevalecen rodados de rocas fundamentales; además consisten en riolitas blancas de mica y otras de color rojo. Cemento calcáreo escaso en forma de costras en grietas. También hay yeso.

19). 25 m. alternación de arcillas rojizas con arenas grises y con frecuentes intercalaciones de rodados en bancos de 1 a 30 cm. Los rodados tienen diámetros de 1 a 3 cm. y no suben de 5 cm. El banco más alto es una arcilla roja con aisladas piedras.

20). 1,5 m. arcilla rojiza.

17). 2 m. arena gris fina con aislados rodados de 3 cm. de diámetro.

16). 1,5 m. arcilla arenosa gris en alternación con arcilla roja.

15). 1,5 m. arena gris.

14). 1,5 m. arcilla gris rojiza con capitas irregulares de arenas y rodados de 1-2 mm. de diámetro.

13). 0,2 m. toba blanca con concreciones tabulares de sílex.

12). 0,3 m. arenisca poco cementada; color gris rojizo; en zonas hay pequeños rodados de 1-2 mm.; hay numerosos tallos de plantas silicificadas.

11). 0,3 m. toba blanca de riolita.

10). 3 m. arenisca parecida a la capa N.º 12.

9). 15 m. arenisca verdoso-amarillenta con tubitos de raíces o de tallos de pared endurecida y con algunas capitas de 1 cm. endurecidas. Las partes endurecidas tienen color claro o blanco. Hay 3-4 capitas de 10 cm. de ramas silicificadas.

8). 0,1-0,3 m. banco blanco de sílex.

7). 3 m. igual al N.º 9.

6). 4 m. ¿arena fina? cubierto por arena gris fina.

5). 0,4-0,8 m. banco de toba blanca, igual al N.º 11.

4). 0,5 m. arenisca gris con puntitos blancos de feldespato y con pequeños rodados de 2 mm. de color rojo (de cuarzo o riolita).

3). 4 m. areniscas grises, en parte fuertemente cementadas por sal. En la parte superior hay una capita irregular silicificada de 3-4 cm.

2). 0,6-0,8 m. toba clara riolítica.

1). 12 m. areniscas y arenas grises poco cementadas por sales.

Yacente: riolita blanca.

En el punto del perfil las capas tienen rumbo N. 40°E. y manteo 30°E.

Como se ve en el perfil C-C¹ y en la lámina III, estas capas constituyen una loma antepuesta al cordón de los Cerros de la Sal. La falda oriental de este cordón pasa lentamente al gran llano de San Pedro. Hay otros cordones parecidos en el punto N. de la lámina III.

No encontré hasta ahora estas «capas pendientes» arriba en los anticlinales de la formación riolítica. Puede ser que hayan desaparecido allá por la erosión. La cementación mu-

cho menos intensa que la de las Capas del Loa parece indicar una edad más moderna. Característicos son los conglomerados pendientes (capa 20) con sus rodados oscuros.

Las Capas del Loa, caracterizadas por la abundancia del cemento calcáreo y de capas concrecionarias de carbonato de calcio como ónix, etc., se conocen hasta muy al sur en el pie occidental de la Puna de Atacama. A ellas pertenecen los depósitos más importantes de ónix que se conocen hasta ahora en Chile. Se hallan al lado del campamento Km. 150 de la construcción del ferrocarril a Salta. Los bancos de ónix, algunos de bonito color verde oscuro, se hallan en la parte superior de un talud que proviene de una rinconada del cerro. Hacia falda arriba se sobreponen también capas de rodados sueltos iguales a las que constituyen el yacente. Las vertientes, de las cuales provenían las grandes masas de carbonato, deben haberse hallado al pie de la falda rocosa.

También un poco más al poniente, en la Quebrada del Agua Escondida, que descende de la Sierra Ameyda, a medio camino entre el km. 150 y el Salar de Imilac, se observan las mismas formaciones concrecionarias. Solamente las capas superiores, de 2 a 4 m. de grueso consisten en calizas concrecionarias, en parte de color blanco o amarillento, mientras que más abajo siguen fragmentos de rocas cementadas por carbonato, constituyendo brechas y también areniscas cementadas por carbonato. Algunas vetas de pocos centímetros de espesor corresponden probablemente a canales por las cuales han subido algunas soluciones. Los mantos de ónix se limitan a la zona de piedmont antepuesta a los cerros. El carbonato no puede provenir de lixiviación de los cerros, porque éstos no contienen mantos calizos, sino solamente cuárcitas. Se tratará de vertientes ascendentes de aguas profundas, que subieron por las fallas que acompañan el pie de las serranías de la Puna.

Un equivalente de las Capas del Loa son probablemente las brechas calcáreas, que afloran en la mitad de la quebrada Pajonales y que aparecen como capa N.º 3 en el perfil de la fig. 5. Más típicas se presentan las areniscas calcáreas de las Capas del Loa en la parte inferior de la quebrada Zorritos, donde yacen como formación de piedmont encima del granito. Aún más al sur, en Barrancas Blancas, situadas al SE

del Salar de Punta Negra, aparecerían mantos de ónix, como me fué comunicado en Imilac.

Según la descripción anterior, las formaciones calcáreas del Loa se caracterizan por su posición generalmente paralela a la actual superficie de los grandes taludes. Por esto debemos suponer que durante su formación ya existían los principales bolsones de la Puna. De consiguiente no se trata de una formación continua que se haya extendido desde el ancho valle del Loa hasta el pie de la alta Puna de Atacama, sino más bien de formaciones parecidas que se depositaron en diferentes hoyas. Común es a todas ellas el origen de aguas ascendentes, que parecen haber preferido las fallas que acompañan los pies de los diferentes bloques de serranías. En estas zonas relativamente altas, el carbonato se ha depositado en forma relativamente pura como mantos de ónix, mientras que a mayor distancia se mezcló el carbonato con los sedimentos clásticos, a los cuales sirvió de cemento. En el medio de las grandes hoyas, como en el valle del Loa, donde había un extenso lago, el resto del carbonato de calcio en solución se precipitó como manto calizo relativamente puro.

Esto vale también para las capas calcáreas de los Cerros de la Sal en San Pedro, porque esta serranía pequeña se plegó mucho más tarde, después de la formación de las riolitas y de las capas del Loa, de modo que estos mantos calcáreos se depositaron allá también en el medio de una extensa depresión.

Las vertientes ascendentes ricas en carbonato de calcio estaban repartidas en una enorme extensión. Las conocemos en la Puna de Atacama desde el borde oriental del Salar de Punta Negra hasta la región de Turi al NE de Chiuchiu. También los pequeños depósitos de ónix, que se explotaron al suroeste de Calama, fueron depositados por vertientes ascendentes como lo comprueban las vetas de ónix que atraviesan las capas yacentes. Parece que se pueden distinguir dos clases de sedimentos calcáreos, si hacemos abstracción de las pizarras calcáreas del mesozoico.

La base de la región está formada por calizas fosilíferas del mesozoico que tienen posición casi vertical. Encima de ellas yacen en el NE, al lado del antiguo campamento brechas gruesas de 30 a 40 m., que son sedimentos del terciario medio o

superior y que corresponden a los taludes dentro de los cuales se hallan los mantos de calizas concrecionarias en Agua Escondida, quebrada Zorritos, etc., en la región de Imilac. Forman paredes verticales en las cuales se observan numerosas vetas y guías delgadas de ónix, que alcanzan hasta 30 cm. de espesor y que corresponderán a las grietas por las cuales subieron las soluciones ricas en carbonato de calcio.

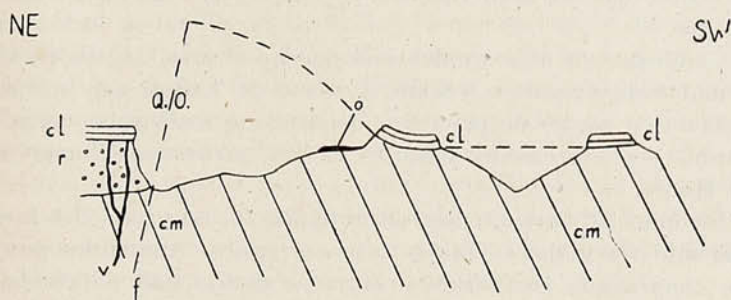


FIGURA 20.—Perfil por el depósito de ónix de Calama.

- | | | | |
|-------|----------------------|---|-----------------------|
| c. L. | = calizas del Loa. | o | = depósito de ónix. |
| c. m. | = capas mesozoicas. | f | = falla probable. |
| Q. O. | = Quebrada del ónix. | r | = rodados terciarios. |
| V | = vetas de ónix. | | |

Las brechas quedan cubiertas por las calizas bien estratificadas del Loa, que en gran parte tienen estructura concrecionaria con zonas de poros.

Hacia el suroeste, las mismas calizas constituyen la cumbre de un cordón alto, donde presentan una fuerte dislocación, como puede verse en la figura 20. La inclinación hacia el oeste alcanza hasta 50°. Su yacente directo son las calizas mesozoicas de fuerte inclinación.

Un poco más abajo, en una terraza bastante bien pronunciada, se halla el pequeño depósito de ónix que se ha explotado hace tiempo. El manto de ónix tiene 1 m. de espesor y está cubierto por una costra de 70 cm. formada de arena y piedras cementadas por carbonato. La mayor parte del manto es de calidad inferior; su extensión de unos 150 por 40 m. El depósito debe ser más nuevo que las calizas del Loa.

Vetas y mantos de ónix son frecuentes también en la región salitrera. Así, hay una veta de casi 1 m. de grueso que aflora en el medio de una gran bolsón al sur de los cerros de Hualga en el cantón Antofagasta.

Más al norte, al este del cerro Joya en el Toco, hay depósitos de ónix al pie de la Sierra de Moreno. Se trata de placas de ónix que yacen encima de un gran cono de rodados de edad terciaria, que ha sido cortado por numerosas quebradas pequeñas.

Como puntos más occidentales pueden citarse las vertientes situadas en la costa, a 6-8 km. al norte de Taltal, que brotan todavía en medio de pequeños depósitos de calizas concrecionarias; son las caleras situadas en las quebradas Chango y El Hueso.

En muchos puntos, como en la figura 20, las capas del Loa han sido dislocadas en mayor o menor grado. Aún en los puntos como Agua Escondida y Zorritos, donde yacen incluídas en los conos de rodados o donde los cubren superficialmente las calizas del Loa ya no presentan su posición original, sino que han sido enderezadas por el sollevamiento de las serranías vecinas. Este sollevamiento obligó a los esteros a erodar sus actuales quebradas dentro de los conos poco antes depositados por ellos.

Dislocaciones mayores se describirán en el párrafo siguiente.

3) LA TECTÓNICA DE LA FORMACIÓN RIOLÍTICA

La tectónica general de la formación riolítica en la alta cordillera es relativamente sencilla, constituyendo las lavas riolíticas la gran flexura con que descende la falda de la Puna de Atacama. Como se ve en el Croquis de la lámina I, el pie de la Puna y de la Flexura tiene rumbo S-N en toda la gran hoya del Salar de Atacama. Pero, al este de San Pedro, el borde avanza bruscamente unos 10 km. hacia el oeste, continuando según parece con rumbo NW., de modo que en Río Grande el verdadero pie de la Puna estaría formado por la gran flexura con que la formación riolítica descende desde el Río Grande a Licán en el perfil I de la lámina II.

No tuve ocasión de estudiar de cerca esta gran dislocación transversal que coincide con el desprendimiento de los Cerros de la Sal del borde de la Puna. La flexura entre Río Grande y Licán es más grandiosa que más al sur, y presenta más bien el aspecto del descenso de una enorme bóveda que llama la atención desde gran distancia.

Hacia el sur, este enorme arco occidental de la bóveda atraviesa el río Salado y continúa como ala noroeste del largo anticlinal de los Cerros de la Sal, la que se hunde debajo del Llano de la Paciencia. La riolita reaparece al oeste como otra flexura que sube a los Cerros Purilactis; antepuestos a la gran flexura hay pequeños anticlinales irregulares, de los cuales aparece uno en el perfil II de la lámina II y otros en *hi* en el croquis de la misma lámina. Son pequeñas lomas alargadas que se levantan muy poco encima del suelo y que se pueden reconocer desde lejos por su color rosado. El anticlinal medio del croquis llama la atención por su forma de semiluna.

En el E. del perfil III de la misma lámina, hay un corte por el anticlinal más austral, que es atravesado por el camino a Caracoles. Aparecen rodados terciarios (r. t.) concordantes a la riolita y otros (c. T.) discordantes que corresponden probablemente a los conglomerados Tambores. Estos cuatro pequeños anticlinales se deben probablemente menos a presiones secundarias que a solevantamientos del tipo Sagami.

En el croquis geológico de la lámina III y en los perfiles de la lámina IV, se ve que la Formación Riolítica constituye un ancho anticlinal encima de las capas fuertemente plegadas de la Formación San Pedro, que aparece en las extensas ventanas geológicas. La posición de la capa riolítica puede reconocerse en los puentes geológicos, como en los perfiles A-A' y C-C'. En este último aparece en el oeste una pequeña falla discordante o antitética, mientras que en el Este, en el punto K las Capas del Loa, equivalentes de la Formación Riolítica, presentan una fuerte dislocación en forma de anticlinal oblicuo empujado hacia el oeste encima de su continuación.

Esta dislocación indicaría una dirección de la presión de Este a Oeste, que sería contraria a la presión que se observa generalmente en la cordillera y que es de Oeste a Este, como se ve claramente en los anticlinales oblicuos del perfil B-B'

y que queda también manifiesta en la falla inversa entre los puntos K y G. Parece tratarse de una presión muy local, causada probablemente por un movimiento póstumo en la falla inversa, por la cual el bloque del cerro K fué sollevado y empujado hacia el oeste.

Interesante es también el desaparecimiento de las Capas del Loa en los perfiles C-C' y D-D', que descienden con posición casi vertical y en parte aún inversa. Directamente al pie del «cordón avanzado» G, se observa un pequeño afloramiento de conglomerados de posición vertical (*lo* en el punto M del perfil C-C'), que corresponde a la continuación de las Capas del Loa (*lo*) del punto K.

En este punto se podrían tener todavía dudas acerca del significado del afloramiento poco extenso del conglomerado vertical. Pero, un poco más al sur, en el perfil D-D', se observa un cordón afilado formando el borde de los Cerros de la Sal. La cuchilla saliente de este cordón está constituida por típicas calizas del Loa. Encima de ellas, hablando estratigráficamente, siguen conglomerados y areniscas calcáreas con capas de rodados de piedra pómez, tal como se encuentran en el perfil del punto K. Estas capas constituyen la falda de los Cerros de la Sal hacia el llano de San Pedro. Más hacia el Este se levanta un pequeño precipicio formado por las «capas pendientes» (c. p.) compuestas de rodados y arcillas.

Distinta es la tectónica del ala oriental más al norte, donde ya no existe el cordón avanzado del punto G. Es la región al noroeste del punto M, donde la gruesa capa riolítica sube desde el llano de San Pedro hasta bastante arriba en el cerro. Al otro lado del río Atacama, reaparece la riolita formando un estrecho anticlinal de apenas 500 m. de ancho, que es atravesado por el curso inferior del río Vilama. Al noroeste de este anticlinal hay una meseta ligeramente ondulada, que sube lentamente hacia el NE desde el río Atacama. Probablemente la superficie de toda esta meseta está formada por riolitas.

Un perfil por el anticlinal estrecho y el cordón antepuesto del punto N tiene la forma siguiente:

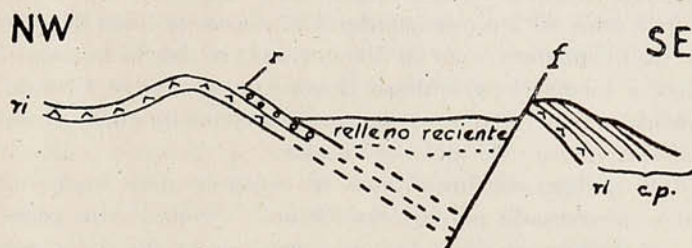


FIGURA 21.

- ri = riolita.
 r = rodados oscuros.
 cp = capas pendientes.

Vemos que la capa de riolita se repite después de una pequeña falla, constituyendo la larga loma que termina en el punto N del Plano III. Las capas pendientes consisten en arenas arcillosas de grano fino con capas de rodados de 10 a 80 cm. Algunos de los rodados alcanzan hasta 40 cm. de diámetro. Encima de la riolita del anticlinal, los rodados que cubren la superficie, alcanzan hasta 80 cm. de diámetro.

Esta capa de rodados oscuros tiene gran extensión encima de las riolitas; pero falta en el gran plano inclinado con que sube la Puna de Atacama, lo mismo que en las partes altas del anticlinal de los Cerros de la Sal. Capas parecidas las encontré en la región de Turi-Caspana, al este de Chiuchiu, y al pie de la Cordillera de los Andes de Tarapacá, donde constituyen la superficie de la gran formación de piedmont y de los conos de rodados que han sido depositados por las quebradas de Tarapacá y otras, antes de que estas quebradas hayan excavado sus actuales gargantas profundas. También en la región de San Pedro serán una formación de piedmont, depositada al pie de la Puna. Los rodados oscuros provienen de las lavas de la alta Cordillera, respectivamente de la Puna.

Vimos más arriba, que las capas ricas en sal, que componen la parte austral y media de los Cerros de la Sal en Ojo Bravo y aún más al norte, presentan la misma forma de anticlinal ancho que, cerca de San Pedro, se observa solamente en la

formación riolítica misma. Este largo anticlinal, de una longitud de unos 80 km., se pierde al atravesar la línea del Perfil B-B' de tal manera, que su ala noroeste se desvía hacia el N. y pasa a formar la grandiosa flexura entre el Río Grande y el Salado, mientras que su ala sureste continúa como el anticlinal estrecho al SE. del río Vilama.

Entre ambas continuaciones se extiende una ancha altiplanicie atravesada por los ríos Grande y Salado. En general hay un declive sinclinal, aunque muy suave hacia la parte central que es recorrida por los dos ríos nombrados. También desde el punto H, la riolita descende hacia esta depresión en dirección hacia el NE. Pero, la ventana geológica estrecha, que conduce al punto R, corresponde a otro anticlinal estrecho, parecido al anticlinal de la región del punto N.

Un nuevo sollevamiento grande está constituido por el cerro de San Bartolo, en cuya cumbre parece existir una capa de riolita, a juzgar por su aspecto y por los rodados de falda.

4) EL ORIGEN DE LAS VENTANAS GEOLÓGICAS

Vimos al principio del párrafo anterior que el manto de riolita parece haberse extendido solamente en ciertas zonas bajas de los Cerros Purilactis, dejando libres a las partes más elevadas. Así, la altiplanicie de Purilactis carece en general de una cubierta riolítica. Esto es importante, porque comprueba que se trata de lavas y no de tobas, que se habrían depositado en igual cantidad en toda la parte plana de la altiplanicie. La erosión posterior no ha sido tan grande que pudiera haber destruido la riolita en gran extensión.

También encima de los conglomerados de Tambores existen restos de denudación en forma de largas y estrechas mesetas riolíticas. Pero, éstos se habrán depositado en una antigua depresión, en un valle que provenía de los cerros Purilactis. No podemos suponer que la riolita haya cubierto toda la falda de Purilactis hacia el Llano de la Paciencia con un manto continuo, porque esto haría necesaria una denudación muy fuerte, que no se observa en los afloramientos de la riolita en la quebrada Tambores, cuya superficie se presenta casi enteramente intacta.

Esta falta de erosión vale especialmente para el lado oriental del Llano de la Paciencia, donde la riolita constituye el ala occidental de los Cerros de la Sal. En la faja de riolita, que se extiende en el Plano III, desde la línea C-P hacia el noreste, hasta la palabra Río Salado, no ha habido ninguna denudación; ninguna quebrada se ha desarrollado en la alta faja riolítica, con excepción de la quebrada del camino entre los perfiles A-A' y B-B'. Tanto más llama la atención que al lado de tales mantos intactos existan zonas, las llamadas «ventanas geológicas», en las cuales la formación riolítica parece haber desaparecido por completo, quedando solamente estrechos puentes, como p. ej. encima del túnel del camino o el puente que termina en el punto K. También en el plano inclinado de la Puna de Atacama, donde descienden algunas quebradas profundas, no se observa casi ninguna erosión fuera de la de estas quebradas que desaguan grandes superficies de la región volcánica.

Este contraste se explica del modo más sencillo, suponiendo que los mantos de riolita no hayan existido nunca en la región de las ventanas geológicas, porque este espacio estuvo ocupado por cerros más altos de la Formación San Pedro, que sobresalían encima del nivel alcanzado por las lavas riolíticas. Hoy día hay todavía algunos cerros de arcillas rojas que se elevan encima de la parte más alta de los anticlinales riolíticos, como p. ej. al este del río Atacama, entre las letras A' y B' del Plano III.

En realidad hubo poca denudación en los mantos duros de las riolitas, mientras que en las arcillas y areniscas rojas poco resistentes, la denudación ha sido muy fuerte, como lo comprueba el grandioso «paisaje malo» que caracteriza a los Cerros de la Sal en casi toda su extensión. Si hoy día, muchas de las ventanas geológicas, como a ambos lados del camino del túnel, constituyen terrenos bajos, se debe esto a la fuerte denudación de las arcillas rojas.

Con este desarrollo se explica también que, después del plegamiento y aún antes, después de haberse endurecido las lavas riolíticas, se formaron las quebradas principales en el límite entre las lavas y las arcillas rojas. En realidad observamos hoy, que los valles más profundos y más anchos se hallan en la

parte exterior de las ventanas; así, entre los puntos K y G, otro desde el punto O hacia el NE y otro al pie del precipicio entre L y K, etc.

También las mesetas estrechas como puentes encima del túnel del camino y las mesetas parecidas encima de los conglomerados Tambores, rellenaron antiguas depresiones angostas, valles o quebradas, por cuyo fondo se extendieron delgadas lenguas de lava.

Lo mismo que las riolitas, también las Capas del Loa no habrán cubierto la región de las ventanas geológicas, sino rodearon a los antiguos cerros islas.

D. *El volcanismo reciente*

Después de las gigantescas erupciones riolíticas, la actividad volcánica ha continuado sin interrupción, pero disminuyendo lentamente la cantidad de lavas producidas.

En Tarapacá, al N. de la quebrada de Tana-Camiña, existe un gran número de enormes corrientes de lava, que salieron de algunos volcanes muy destruidos, como de la Sierra Tolompá, Mamuta, etc. Se trata de basaltos de hiperstena y otros de piroxena con feldespatos de labradorita, sin olivina. Algunas de las corrientes han pasado más allá de la flexura que constituye el borde de los Andes y parecen haber sido dislocadas por la flexura.

A estas erupciones más antiguas corresponden en la región de San Pedro de Atacama enormes masas de lavas de bloques, formadas por basaltos de biotita, que en parte contienen olivina. Son rocas de color gris claro de estructura porfírica bien marcada con fenocristales de labradorita, anfíbola y biotita, hiperstena, augita y olivina. Constituyen una alta meseta sobrepuesta a la formación riolítica desde el pie del volcán Licancabur, hasta más allá del volcán C.º Colorado (véase Plano I). El centro de erupción se halla en el alto cordón de la frontera, formado por los volcanes Sairecabur, Azufrera Escondida, Escalante y otros más, todos de 5.700 a 5.900 m. Todos estos volcanes son los centros de erupción de las grandes masas de lavas basálticas, o constituyen los últimos productos de la actividad. Llama la atención la distancia muy

reducida entre estos volcanes, cuyos pies se tocan. Parece que se hallan encima de la gran grieta de erupción de la meseta basáltica. Una de las corrientes de esta meseta termina encima de la vertiente de Puritana y se puede reconocer que rellena una quebrada dentro de las riolitas.

Entre estos volcanes del cordón de Corenquenca hay solamente un volcán activo, el Putana, llamado también Machuca. Según el Diccionario Geográfico de Risopatrón, tiene cinco penachos de humo amarillento. Lorenzo Sundt dice que despidе constantemente humo y que a principios del siglo XIX ha tenido una gran erupción. También las exhalaciones sulfurosas, en parte calientes, que se observan en las labores de Azufrera Escondida, son indicios de actividad volcánica todavía no apagada.

Más al sur sigue como volcán activo el Lascar, situado al SE. de Toconao. Según R. A. Philippi, tuvo una erupción en 1848 y todavía en 1854 despedía humo. Según Riso Patrón, arrojó ceniza o piedra pómez en 1875. Bastante fuerte fué la erupción del año 1933. En Diciembre del mismo año, desde 60 km. de distancia observé todavía una pequeña columna de humo. En el verano de 1940 pasé cerca del pie del Lascar; apenas pude observar un poco de humo que salía en la mañana del cráter. El Lascar tiene dos crateres, de los cuales el más oriental es el activo. A la presencia de dos crateres debe el volcán su silueta alargada. Se ven dos grandes corrientes de lava que han descendido hacia el N, terminando en la planicie riolítica encima de la cual se levanta el volcán. Al mismo volcán se refiere probablemente la noticia corta de L. Sundt (Tomo I, p. 147), según la cual ha visto actividad en el volcán Aguas Calientes. Este volcán se halla al lado oriental del Lascar y ya que Sundt no menciona el Lascar, probablemente ha confundido los dos volcanes.

El próximo volcán con erupción conocida es el Llullaillaco, de 6.750 m. Según el diccionario geográfico de Asta Buruaga «en Septiembre de 1868 dió una gran erupción por enormes grietas que abrieron sus costados». Se trata probablemente de corrientes de lava, que descendieron por sus faldas. Una gran corriente de lava se observa desde lejos, que ha descendido por la falda noroeste. R. A. Philippi vió humear al Llu-

llaillaco en 1854. Dice Geinitz en su estudio sobre el terremoto de Iquique, de 1877, que el Llullaillaco entró en actividad.

En el volcán Lastarria, llamado también Azufre, situado en 25° 10', L. S. observó Darapsky a fines del siglo pasado la salida de escasos vapores blancos, que salían en el borde norte cerca de la cumbre.

El Volcán de Antofalla, situado en 25°31' en territorio argentino, despidió humo a fines del siglo pasado, según Hauthal.

Más al sur, hasta la región de Copiapó, no se conoce actividad volcánica en ninguno de los innumerables volcanes.

Después de esta breve reseña de los volcanes activos y de su vecindad inmediata, pasamos a una corta descripción de los volcanes apagados, en cuanto fueron observados desde mayor o menor distancia. El gran cordón volcánico de los cerros de Corenquencia termina en el sur en la gran dislocación transversal, la que hace retroceder la gran flexura de la formación riolítica del Río Grande, Río Salado hacia el borde de la Puna entre San Pedro y Toconao.

Esta parte de la Puna principia con el gigantesco cono regular del Licancábur, de 5.930 m, que junto con el volcán Juriques de 5.710 m, constituye un grupo aislado, rodeado por un gran ancho de la meseta riolítica. Con su arreglo en una línea NW-SE indican una desviación de la cadena volcánica hacia el SE.

Después de una interrupción de 10 a 15 km., principia un nuevo cordón de volcanes, aunque más distantes, con los volcanes Toco (5.680 m.), Purico (5.650 m.), Putas (5.480), Yalquis (5.510), Potor (5.330), Colachi (5.630), terminando en el elegante cono del volcán Pili (6.050). A este cordón, que se levanta encima de una grieta de rumbo casi N-S, se halla antepuesto el grupo de los volcanes más pequeños de Macón (de 4.860 a 5.140 m.) y de Honar (4.990); parecen corresponder a una grieta más corta situada al oeste de la anterior.

En la latitud del volcán Pili existe una agrupación irregular de grandes volcanes. Al norte de la quebrada de Aguas Blancas se hallan los volcanes de Hecar (5.000) y de la Laguna Verde (5.440). Al sur del camino se halla el volcán activo

de Lascar (5.690), que hemos descrito más arriba. Un poco más al sur se encuentra el Cerro del Abra, que parece consistir en dos conos entre los cuales hay un morro de lava que forma la cumbre más alta de 5.280 m. Al suroeste del Abra, se halla como centinela antepuesta el volcán Tumiza (5.670). El cono gigantesco se presenta bastante atacado por la denudación. Parece haberse formado por dos centros de erupción, fuera de algunos crateres adventivos. Entre el Lascar y el Pili se levanta otro gigantesco cono, el volcán Aguas Calientes (5.890). Además, hay varios otros centros volcánicos de menor importancia, como uno situado directamente al sur del portezuelo de Pili, que separa el volcán Pili del Aguas Calientes. Otros volcanes pequeños, en parte semidestruidos están situados entre el portezuelo mencionado y el Salar de Aguas Calientes; se encuentran en la región, donde el mapa de Mensura de Tierras indica el Cerro de Río Negro de 6.040 m., que no existe en realidad; se ha confundido probablemente con el volcán Aguas Calientes. Los volcanes que se hallan en su situación, no tendrán más de 4.500 m. de altura.

Es difícil, determinar grandes grietas de erupción en el grupo de volcanes que acabamos de describir. La única recta, en que se pueden arreglar la mayor parte de los volcanes, tiene rumbo suroeste-noreste y en ella se hallan los volcanes Tumiza, Abra, Lascar, Aguas Calientes y Pili.

A esta línea corresponde otra de rumbo noroeste-sureste, que sale de otro cono gigantesco, el Lejía (5.790), pasando por el volcán Chiliques (5.790) al largo Cordón de Puntas Negras. Los dos volcanes nombrados son grandes conos aislados, separados por una abra ancha y profunda. El mapa de Mensuras de Tierra da la impresión equivocada de un alto cordón continuo, que no existe. Las diferentes cotas alrededor de 5.600 m. corresponden a diferentes puntas del borde del cráter. Pero, al sureste del pie del volcán Chiliques principia el Cordón de Puntas Negras como un largo cordón continuo, formado por a lo menos 10 centros principales de erupciones, que en parte son constituídos por grandes conos. Tal cono, cuyo cráter está roto en varios puntos, se halla a poca distancia al S. del Campamento de Aguas Calientes; desde

lejos llama la atención por las grandes manchas amarillas de azufre.

Interesante es el pie oriental del Cordón de Puntas Negras por la gran extensión de lavas oscuras que salen del cordón mencionado y que terminan a distancias de 1 a 3 km., constituyendo una ancha zona de lavas de aspecto de una meseta irregular. Se trata de lavas de bloques con faldas fuertemente inclinadas, formadas por basalto de hiperstena. En general el Cordón de Puntas Negras con la meseta de basalto en su pie oriental es muy parecido al Cordón de Corenquena, al NE. de San Pedro con su meseta basáltica antepuesta.

Debajo de estas lavas de bloques aparecen los extensos mantos de lavas grises, que constituyen más al este la superficie de la Puna, en forma idéntica a las capas de riolitas.

Más al SE. aparecen también las riolitas claras debajo de la ancha meseta de basaltos. Luego las riolitas se elevan con una flexura, indicada en el plano de la lámina I, constituyendo la extensa Pampa de Lari. En esta pampa hay también extensos mantos de basaltos, como en la vecindad de Siglia, donde se observa un largo cordón de estas lavas que acompaña el borde occidental de la ventana geológica; parece que corresponde a una larga grieta de erupción.

Otros volcanes grandes que observé en el viaje son los siguientes: directamente al NW de Siglia se halla un gran cono volcánico que podemos llamar volcán Siglia; es uno de los representantes más orientales de los grandes conos volcánicos. Más importante es el volcán Overo (5.380) que tiene un gran morro de lava en su cumbre. Un enorme volcán aislado es el Laco (5.330) que se levanta encima de un zócalo alto que puede corresponder a un volcán más antiguo y gigantesco que ha sido destruido antes de la formación del Laco.

Más al oeste se hallan los Cerros de Tuyajto (5.400-5.900) que contienen varios centros de erupción; dos cumbres muestran grandes manchas blancas debidas a la descomposición hidrotermal. Los Cerros de Incahuasi (5.700) son las cumbres de un gran volcán medio destruido. Un gigante bien conservado es el volcán Miñiques (5.910) con un cono más pequeño antepuesto en el oeste, que estrecha la fosa tectónica hacia la cual descienden los Altos de Socaire. Más al norte

se halla el Miscanti (5.410) en una posición parecida al Miñiques.

Fuera de los volcanes aislados hay también enormes masas de lavas grises superpuestas a las riolitas. Las que han salido del pie occidental de los cerros Tuyajto, poseen estructura fluidal muy pronunciada en gruesas capas.

Los grandes conos aislados de Tumiza, Lejía, Miscanti, Miñiques y Capur constituyen una línea N-S, en el borde superior de la Puna. Son los volcanes más avanzados hacia el oeste y parecen estar relacionados con las grietas o fallas, que acompañan la fosa tectónica al este de los Altos de Socaire.

Desde el volcán Capur, el borde de la Puna toma dirección hacia el suroeste, y con esto también los grandes conos cambian de posición, siguiendo una recta dirigida hacia el SW. Se trata de gigantescos conos situados en el borde superior de la Puna: son los volcanes Pular (6.210), Socompa (5.050), Llullaillaco (6.750). Entre estos volcanes grandes faltan casi por completo otros centros de erupción y aún los volcanes grandes presentan en general una estructura muy sencilla; poseen un solo cráter principal y muy pocos crateres adventivos. Las distancias entre los volcanes son:

Chiliques - Miscanti.....	12 km.
Miscanti - Miñiques.....	16 »
Miñiques - Cápur	22 »
Cápur - Pular.....	32 »
Pular - Socompa	30 »
Socompa - Llullaillaco	48 »

Entremedio hay solamente uno u otro punto de erupción sin importancia, como si los volcanes principales hubieran agotado todo el magma ígneo disponible para la construcción de sus conos gigantescos. Pero esto vale solamente para la grieta del borde de la Puna, porque hacia el este siguen numerosos centros volcánicos, a menudo muy grandes, a poca distancia de los volcanes anteriores.

El Llullaillaco, que hemos descrito brevemente entre los volcanes activos, es el centro de numerosos otros volcanes. Pude descubrir como tales enumerándolos desde el norte: al

Chuculai (5.420), al Inca, un cono bien conservado y Esperanto que tiene su borde de cráter roto por varias quebradas grandes; además se ven desde lejos las manchas amarillas de sus depósitos de azufre. Estos volcanes se hallan al norte del Llullaillaco. Atrás, al NE, se descubre el volcán Hueso, como un pequeño cono.

Al sur del Llullaillaco, los grandes volcanes siguen una dirección N-S hasta el término del gran valle longitudinal que principia en el norte con el Salar de Atacama y que pasa por el Salar de Punta Negra hasta el Salar de Pajonales, situado al este del Río Frío. Al sur de este último Salar, los volcanes avanzan hacia el oeste e invaden la parte oriental de la Cordillera Domeyko, terminando en el sur con el gigantesco cono de Doña Inés (5.070). Las corridas más orientales de los volcanes continúan más al sur hasta el interior de Copiapó.

Mientras que todos los conos volcánicos respetan la guardia de los gigantes del borde de la Puna, no habiendo ninguno de ellos más al oeste, hay dos excepciones importantes entre los volcanes Socompa y Llullaillaco. En este trecho, en realidad, la vista grandiosa del borde de la Puna coronado por los altos volcanes, se ha perdido, debido a las serranías de rocas fundamentales en que se hallan las pizarras betuminosas del Pular.

Una de las excepciones es la gran corriente de lava del Cerro Negro, que aparece en la figura 4 y que cubre más de 10 kilómetros cuadrados. Lejos de algún cerro volcánico salió la lava de la tierra formando el Cerro Negro, desde donde la lava se extendió siguiendo al declive natural del terreno en dirección hacia el suroeste, presentándose hoy como un enorme escudo negro que cubre la región. Desvió a los cursos de las quebradas Cerro Negro y Pajonales. Desde la erupción de la lava, estas quebradas han profundizado sus valles en unos 40 a 50 m. Este trabajo de erosión no puede considerarse como muy importante en vista de la poca resistencia de las rocas y en vista de la gran hoya hidrográfica que desagua. Resulta una edad muy nueva de la corriente de lava.

La otra masa de lava, de dimensiones un poco más reducidas, se halla en el camino de Imilac al campamento del km. 150, a unos 9-10 km. del Salar de Imilac.

La lava del Cerro Negro es un basalto con labradorita con

JANUARI 1931
AUSLANDS MUSEUM

augita y escasas agujas de hiperstena y cierta cantidad de magnetita.

A la misma clase de erupciones, distantes de los centros volcánicos constituídos por cerros altos, pertenece también la gran corriente que dió el nombre a la Punta Negra, al este del salar del mismo nombre.

Todas estas masas de lava se han formado en una sola erupción. Donde la lava ha sido menos líquida, se han formado grandes conos truncados, con faldas de algunos cientos de metros, que descienden con un solo declive fuerte. La superficie de estos conos truncados de lava es casi horizontal y cubierta de un sinnúmero de pequeños hornitos, por los cuales escaparon los gases de la lava. Dos erupciones de esta clase existen en el camino de Turi al agua de Linzor; una de ellas se halla al norte de Turi y la otra al norte de las vertientes de Linzor.

Al estudiar la repartición de los volcanes al oriente del Salar de Atacama, resulta que la mayor parte de ellos se halla agrupada en una faja de 30-40 km. de ancho que acompaña el borde superior de la Puna de Atacama. A mayor distancia, hacia el este se encuentran solamente aislados grupos de volcanes, como el Sapaleri, donde se juntan los límites de Chile, Argentina y Bolivia, los Nevados de Póquis, Curutu, que se hallan al este de San Pedro de Atacama, o más al sur, en la latitud del volcán Cápur los volcanes de los Cerros del Rincón, Tultul y algunos otros más situados al este del pueblo de Poma.

Al comparar las diferentes formas de los volcanes recientes y cuaternarios, se tiene la impresión que los más grandes y los mejor conservados se hallan preferentemente en el borde de la Puna, mientras que hacia el este se encuentran cerros menos altos y en general más destruídos.

E) *Sedimentos glaciales*

Las épocas glaciales dejaron pocos rastros en la Puna de Atacama. En algunos de los volcanes más antiguos como en el Toconce, se observan bonitos circos glaciales cerrados hacia

abajo por grandes morrenas terminales. Indican una situación de la línea de las nieves eternas a unos 5.000 m. de altura.

Hoy día parecen faltar verdaderos glaciares a los altos cerros, con excepción de un gran campo de nieve situado en la falda norte del volcán Lullaillaco, de 6.750 m.

Las épocas glaciales deben haber sido épocas de una mayor abundancia de lluvias, porque en todos los salares se observan indicios de la existencia anterior de grandes lagos. En el gran Salar de Atacama había un enorme lago cuyo nivel queda in-

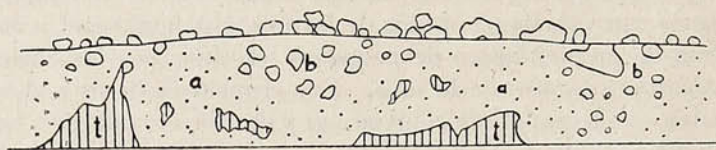


FIGURA 22.—Capas glaciales en el km. 150 del ferrocarril a Salta.

- a = arena arcillosa con piedras pequeñas hasta 10 cm.
- b = acumulación de grandes bloques de lava.
- x = tobas blancas de piedra pómez.

dicado por las extensas terrazas que acumuló el río Atacama al lado de San Pedro. Más al sur, las olas del lago excavaron una ancha terraza de abrasión en las capas salinas de los Cerros de la Sal, especialmente al norte de Ojo Bravo. Más abajo se describirán terrazas parecidas en el Salar de Peder-
nales.

Grandes extensiones de morrenas las descubrí en el km. 150 del ferrocarril a Salta, donde, al pie del Alto del Inca, hay una zona de 1-2 km. de ancho formada por lomas de 10 a 20 m. de altura. Superficialmente están cubiertas por grandes bloques de lava, de modo que hacen la impresión de una gran corriente de lava de bloques. Pero en los cortes del ferrocarril se observa debajo de la cubierta de bloques una estructura complicada en capas de arenas y piedras con base de arcilla y fragmentos estirados de toba de piedra pómez, como se ve en la figura 22. La forma irregular es muy parecida a dislocaciones locales que se observan debajo de sedimentos glaciales y que se deben a la presión del hielo. El hecho que la

morrena de bloques (b) se componga exclusivamente de material de lava no puede sorprender, porque en la región situada al este, de donde debe haber provenido el material, no existe otra clase de rocas que lavas. A juzgar por la gran extensión que ocupan las morrenas, deben pertenecer a la primera época glacial, anterior a la que llamé penúltima glaciación.

Es bien posible que muchas formaciones, que se consideran como lavas de bloques en la Puna, sean en realidad formaciones morrénicas, si la forma exterior no indica claramente el origen volcánico.

F. Hidrología, aguas, termales y aguadas de la Puna

La región de la Puna, especialmente la parte chilena, es una zona de clima muy seco. En invierno caen algunas nevazones; la principal época de lluvias es el verano, los meses enero y febrero. Pero, a veces pasan años enteros sin que caiga una gota de lluvia; así, el verano de 1940 no ha llovido en toda la extensión de la Puna chilena. En la vecindad de la frontera y especialmente en el lado argentino, las precipitaciones de verano son más importantes y todos los días se ven las gruesas nubes que se forman en la tarde en el horizonte oriental y en la noche se perciben los resplandores de los relámpagos.

Correspondiente al clima seco, los campos de nieve y hielo son de dimensiones muy reducidas aún en los cerros más altos. En el volcán Pili, de 6.050 m., hay solamente un campo largo, pero estrecho de nieve o hielo que descende por una grieta de la falda sur. No pude descubrir ningún glaciar, aunque pasé por el portezuelo Pili de 4.660 m., situado directamente al pie sur del volcán.

Otra consecuencia de la sequedad del clima es la escasez de agua. Esteros de algunos kilómetros de longitud son muy raros. Se limitan casi exclusivamente al descenso de la Puna hacia el Salar de Atacama, pero aún ahí son poco numerosos. Según el mapa, se trata sólo de los esterios de Toconao, Pocos, Aguas Blancas, Sóncor y Algarrobito. Con las aguas de este último estero se riegan los campos de Socaire. Muy poca importancia tienen los esterios de Catarape y Cámar. En general estos

esteros llevarán entre 30 y 200 litros por segundo. La calidad del agua es muy buena en los esteros de Toconao, Hecar, Sóncor y Algarrobito. El agua de Hecar se descompone más abajo de modo que la quebrada de Aguas Blancas alcanza la hoya de San Pedro, sin que se aprovechen sus aguas. En la quebrada de Pocos hay una pequeña chacra cerca de Toconao; según me contaron el agua se corta en Noviembre y vuelve sólo a principios de febrero.

En la parte chilena de la Puna, fuera del plano inclinado que descende hacia el Salar de San Pedro, no existen esteros superficiales con excepción de la aguada del Lari y del estero Pili. Este último tiene agua solamente en la parte baja del terreno, donde se halla ya dentro del Salar de Aguas Calientes. La mayor parte de las aguas de estos dos esteros y de los que descienden hacia el Salar de Atacama proviene de las precipitaciones atmosféricas; agua de origen magmático o profundo existirá en menor cantidad.

En la Puna chilena hay agua solamente en las llamadas «aguadas» de cuya distribución dependen en alto grado los itinerarios de las expediciones. Todas las aguadas son vertientes o pozos con agua a nivel del suelo que, con raras excepciones, se hallan en los bordes de los grandes salares. Muchas de las aguadas son vertientes termales de temperaturas no muy altas.

En el extremo SW. del Salar de Aguas Calientes brotan las vertientes de las grietas de la riolita y después de un recorrido de 50 a 100 m., sus aguas poco salobres se mezclan con el agua salada del salar. La temperatura de las vertientes varía entre 16 y 19°C. En algunas salta el agua hasta altura de unos 5 a 10 cm. La producción será de unos 3 a 5 litros por segundo.

Más caliente es el agua de las vertientes de Tuyajto, situadas en la orilla NW del salar; medí 33°C. y el gasto lo estimé en unos 10 a 20 litros. También en la ribera NE del Salar de Taiair hay vertientes de la misma temperatura. En todas estas vertientes, el agua brota en pequeños pozos situados en la orilla de los salares y corre en varios esteritos hacia el salar. Las vertientes termales contendrán probablemente agua profunda de origen magmático. A veces hay pequeños conos de tobas calcáreas o de barro que han sido depositados por estas

aguas como en las vertientes que se hallan al lado del estero de Hecar, un poco arriba de las vegas. También en el salar de Aguas Calientes vi tales conos situados a unos 1.000 m. de la orilla.

Las aguas vadosas, provenientes de las precipitaciones atmosféricas constituyen también vertientes, en forma de numerosos pozos que rodean los salares. A ellas se debe la faja pantanosa que acompaña casi siempre la ribera de los salares y que a menudo impide avanzar hacia la llanura del salar. A veces se trata de pozos de menos de 1 metro cuadrado de superficie, rodeados de pastos de cordillera; en otros puntos se juntan varios de estos pozos que pueden constituir hasta lagos de 20' a 50 m. de ancho y de 1 kilómetro de largo.

La situación típica en las orillas de los salares se explica por la procedencia del agua de los cerros vecinos, que se estanca al llegar a las arcillas impermeables que constituyen el subsuelo del salar. Además, el agua salada que se halla en el salar, es más pesada que el agua poco salobre que descende subterráneamente de los cerros vecinos. Así, el agua más liviana se escurre encima del agua salada. Aguadas de esta clase había dos en el Salar de Infielos, al norte del salar de Pederuales. En la orilla Suroeste tenía agua bastante mala, pero más al norte era de muy buena calidad. En la Puna de San Pedro de Atacama, no observé tales aguadas, fuera de la del estero de Pili, en el término norte del Salar de Aguas Calientes.

Hay también vertientes a mayor distancia de los salares grandes; pero son poco frecuentes. Además, el agua de la vertiente se evapora luego, dando origen a salares de poca extensión. Un ejemplo de esta clase es la aguada de Siglia, que tiene agua de muy mala calidad que se acumula en pequeñas depresiones y hoyos, como las huellas de animales, en un extenso barreal cubierto de sales. La producción de agua es de solamente una fracción de un litro por segundo.

Como regla general podemos establecer que donde hay salares hay siempre agua subterránea, y generalmente hay también puntos con aguas más o menos potables.

Esto vale especialmente para los salares grandes como el el Salar de Atacama, el de Imilac y el de Punta Negra. La orilla occidental del Salar de Atacama carece de aguadas,

porque en los Cerros de la Sal cae poca agua por su altura reducida y la poca agua que cae se transforma inmediatamente en agua salada. Parece que tampoco el pie oriental de la Cordillera Domeyko produce vertientes, porque esta cordillera o mejor dicho este borde de falla recibe pocas precipitaciones atmosféricas en comparación con la Puna y porque la morfología de su superficie es tal que conduce las pocas aguas hacia el oeste, hacia donde desciende lentamente no sólo la superficie de los grandes bolsones, sino también el subsuelo rocoso de estas pampas rellenas por cientos de metros de rodados permeables.

Relativamente rico en agua subterránea es el borde oriental del Salar de Atacama. La mayor parte de los esteros que descienden de la Puna se infiltran luego en el subsuelo permeable o en las grietas de la roca. En algunas quebradas, que en su curso inferior han profundizado su fondo hasta las rocas fundamentales, como en la de Cámar, esta agua reaparece como vertiente en el fondo, poco antes de entrar a la estrecha angostura.

En el borde mismo del salar todas las aguas que se han infiltrado arriba en la Puna deben pasar cerca de la superficie, porque se estancan delante o encima del agua subterránea salada del salar. Esta cercanía del agua subterránea dulce queda indicada por una faja húmeda, llena de pasto y vegetación de arbustos verdes que se extienden desde San Pedro de Atacama hacia el sur. En algunos puntos hay vertientes naturales o pequeños pozos en las aguadas de Tambillo, Carvajal, Quelana, Paine, etc. En esta faja, especialmente cerca de San Pedro, se podrán captar probablemente mayores cantidades de agua para regar.

Distinto es el origen de la vertiente termal de Tilopozo, que tiene agua salobre de 25°C. según R. A. Philippi.

Muy importante es la cantidad de agua subterránea dulce que se ha descubierto al norte y noroeste del *Salar de Punta Negra*. En el borde noroeste del salar, a unos 50 a 100 m. de la costra de sal y casi al mismo nivel se excavó una larga zanja bien revestida con tablones. Es el pique San Carlos, del cual se proveyó a la oficina Dominadora de Aguas Blancas. El agua es dulce y se halla a unos 2 m. debajo de la superficie.

También un poco más al norte en medio del llano se halla el pique Abundancia, construido para la oficina Augusta Victoria; encontró agua a solamente medio metro de la superficie.

Ya fuera de la región en estudio se hallan numerosas aguadas en ciertas serranías de la región de la Cordillera Domeyko. Las vertientes más septentrionales se encuentran en el cerro Agua Dulce, al este del famoso mineral de plata de Caracoles. Al pie occidental de este cerro, cuya altura no será muy superior a 3.000 m., se hallan varias aguadas con más de 50 piques. Estos tienen en parte hasta 60 y 65 m. de hondura; pero su producción es siempre muy reducida. Así, el pique 1 de 65 m. de la aguada Juan Bravo y el N.º 48 de 60 m. tienen producciones de solamente 3 m. cúbicos diarios cada uno. El agua sale en parte de los rodados que cubren el pie de la pequeña serranía, en parte de la roca misma. También a cierta altura, donde ya aflora la roca en toda la falda, hay piques de 28 a 30 m. que producen $\frac{1}{2}$ a 1 m. cúbico diarios, que salen de la roca misma. Sólo en el Agua del Zorro Muerto, situado en el fondo estrecho de una pequeña quebrada, el agua se halla a unos 2 m. debajo de la superficie.

Algunos creen que estas aguas provengan desde la Puna de Atacama, lo que es imposible, porque las aguadas se hallan a alturas mucho más grandes que la gran hoya de San Pedro de Atacama. Debemos suponer que se trate de filtraciones provenientes desde el mismo cordón de Agua Dulce. Según me contaron, en invierno este cordón se cubre siempre de bastante nieve, que a menudo alcanza hasta medio metro de altura. No cabe duda que la cantidad de precipitaciones que recibe este cordón es muy escasa, también por la superficie reducida del cordón, pero también la producción de agua es escasísima. No obstante los numerosos pozos, que alcanzan en gran parte hasta 20, 50 y 60 m., la producción total es de solamente 20 m³ diarios o sea de $\frac{1}{4}$ litro por segundo.

Interesante es la gran escasez de aguas minerales en la región desértica del norte. La zona salitrera y toda la zona situada al oeste de la falla del Bordo carece hoy día de vertientes ascendentes, sea termales o de agua fría. Esto indica que las termas de situación idéntica del centro de Chile contienen agua vadosa.

Aún en el pie de la Puna de Atacama las vertientes termales son muy escasas. Tenemos la vertiente de Tilopozo de 25°C de agua salobre y las de Puritama, al NE de San Pedro de Atacama. La vertiente, situada a 3.400 m., tiene una temperatura de 33°C. El agua sale con gran fuerza de abajo. La producción puede estimarse en 50 litros por segundo que hacia abajo aumentan considerablemente probablemente por filtraciones de otras vertientes. Según el señor O. Rodríguez, pertenecen al grupo poco frecuente en Chile de aguas bicarbonatadas, cloruradas-sódicas con anhídrido carbónico libre; contienen 1.674 mgs. de sales por litro. Por su abundancia y la falta de hidrógeno sulfurado deben considerarse como aguas vadosas, provenientes de una corriente subterránea profunda que se mueve en alguna capa filtrante de la formación riolítica, dentro de la cual brotan.

En el terciario superior y aún durante el cuaternario debe haber existido una abundancia muy grande de vertientes ascendentes y termales, como lo comprueba el gran número de depósitos de ónix que hemos descrito más arriba. Estas vertientes se extendieron hasta la zona salitrea.

Arriba en la Puna de Atacama, en plena zona volcánica, las vertientes termales son un poco más frecuentes. Se hallan con preferencia en la vecindad de los salares en que el agua salada se halla casi en la superficie misma.

III. LOS INDICIOS DE PETRÓLEO EN EL SALAR DE PEDERNALES

La visita a la región del Salar de Pedernales ha sido muy corta; se limitó al estudio de los indicios de petróleo en este salar y a otros indicios nuevos en la región del Salar de Infieles. Pero tampoco era necesario un estudio geológico más detenido, porque ya disponemos de dos de tales estudios detallados, efectuados por los señores *Dr. Hemmer* y *O. Wenzel*. Ambos se han dedicado especialmente a la estratigrafía de las capas fosilíferas que afloran al oeste del Salar de Pedernales.

En las líneas siguientes daré algunos datos nuevos sobre la morfología y la geología reciente de la región.

a) Morfología general de la región de Pedernales

El Salar de Pedernales se halla en el término sur de la Puna de Atacama, cuyos salares más australes son el de Pedernales y el de Maricunga. Ya se han producido algunos cambios importantes de la morfología de la región.

En el oeste continúa la cordillera de la Costa con formas parecidas a las que presenta más al norte. Debido al clima más lluvioso, aunque siempre seco, existen varias quebradas que atraviesan toda la Cordillera de la Costa y que, desde Taltal al sur, se siguen a distancias de unos 30 km. Se observan todavía algunos bolsones, pero ya no carecen de desagüe superficial y por esto no contienen salares.

La región de Chañaral se caracteriza además por la reaparición del gran valle longitudinal, que desapareció en la región de Antofagasta. En todo el distrito salitrero de Taltal falta una gran depresión longitudinal; hay solamente anchas pampas recorridas por quebradas secas que conducen hacia el mar.

Al interior de Chañaral se halla el extenso llano de Pueblo Hundido, que tanto por su situación como por sus dimensiones constituye un representante de los grandes valles longitudinales del país. Cerca del borde oriental de la Cordillera de la Costa, el llano se presenta como una meseta de unos 100 m. de altura relativa, la que está atravesada por las grandes quebradas secas de Carrizo y del Salado. Hacia el Este el llano o la pampa sube lentamente y se prolonga entre los cerros de rocas fundamentales de la región de Potrerillos hasta alcanzar la región de la alta Cordillera de los Andes. Antiguamente, el llano continuaba en la planicie del Salar de Pedernales.

En la parte oriental de la pampa, los ríos cordilleranos han excavado estrechas quebradas de 300 a 400 m. de hondura, en cuyas faldas puede estudiarse la composición del subsuelo de las pampas. Cerca de Pueblo Hundido, se observan solamente rodados y arenas; más al Este aparecen también mantos de tobas riolíticas en la parte superior. De esto podemos deducir que el relleno de los bolsones de la pampa es de edad del terciario medio. Las rocas fundamentales se presentan

tanto en los cerros altos que rodean a los bolsones, como abajo en el fondo de los profundos valles andinos, donde estuvieron cubiertos por centenares de metros de rodados.

Por la quebrada Asientos, en la cual está situada la estación ferroviaria de Montandón, termina la terraza del bolsón terciario un poco más al Este de la estación. El camino que sigue por el alto a Pedernales, atraviesa cordones altos formados por calizas mesozoicas a las cuales ha penetrado un gran macizo granodiorítico. Esta roca, junto con las capas mesozoicas constituye el borde occidental del Salar de Pedernales desde el SW hasta cerca del pie del volcán Doña Inés.

La meseta del bolsón terciario se aleja frente a Potrerillos hacia el NE, siguiendo por la región del río Salado, pasando a la gran hoyada de Pedernales, al sur del volcán mencionado. Pero queda separada del Salar por la parte inferior de sus acumulaciones volcánicas.

La extensa depresión del Salar de Pedernales está rodeada en gran extensión por una terraza de unos 60 a 80 m. de altura. Se halla especialmente desarrollada en una larga loma que avanza hacia el salar desde el norte; además se halla al sur, a ambos lados del curso inferior del río de la Ola y cerca de las borateras antiguas. En este último punto, lo mismo que en otras partes, está formada por una gruesa capa de riolita o toba blanca. La misma riolita en forma de una meseta de poca extensión existe también más al oeste, a 4 Km al norte de la estación Montandón en la figura 24. Resulta, pues, que la terraza riolítica es anterior a la separación de la hoyada de Pedernales de la hoyada de Pueblo Hundido. La antigua comunicación se halló en la región del túnel, donde el río Salado queda a solamente pocos cientos de metros del borde del salar. La separación se debió a la acumulación del pie del volcán Doña Inés.

Esta separación, por la cual la región de Pedernales perdió su desagüe superficial es relativamente reciente, como puede deducirse del trabajo de erosión poco importante ejecutado posteriormente por el río Salado. Por esto, sólo después de la formación del volcán Doña Inés pudo formarse el salar y las lagunas de Pedernales. A juzgar por su buena conservación el volcán citado es de edad relativamente moderna, de modo

que podría pensarse en una edad postglacial. Pero hay otra observación que habla más bien en favor de una edad interglacial del cierre de la hoya de Pedernales. En el borde NE del Salar de Pedernales, donde sale el camino para el Salar de Infieles, hay extensas terrazas de sales blancas, que se elevan unos 20 a 30 m. encima del fondo del salar. A juzgar por el color blanco, parece tratarse de cloruro de sodio y no de sulfato de calcio que abunda en esta parte del salar y que sube también unos 10 m. encima del fondo seco de la depresión. Un nivel en 20 a 30 m. más alto en la extensa hoya de Pedernales indica la existencia de un enorme lago que ocupaba toda la hoya y que no podía existir bajo las condiciones climáticas actuales, sino solamente en una de las épocas glaciales con su mayor abundancia de precipitaciones atmosféricas. Por esto, el cierre de la hoya de Pedernales debe haberse efectuado a lo menos antes de la última época glacial.

De esto resulta que debajo del Salar de Pedernales deben existir las mismas capas de rodados y arenas, que se observan en los profundos cortes de los valles de la región de Potrerillos. Además los sedimentos salinos y lacustres de Pedernales no descenderán a mayores honduras.

La superficie del salar presenta los aspectos más variados. Hay extensas zonas cubiertas por una arcilla clara rica en sal y de superficie más o menos lisa. En otras partes hay costras de sal común de superficies poco onduladas hasta muy rugosas por innumerables lomititas irregulares de 20 a 50 cm. de altura, formadas por costras de sal que están atravesadas por un sinnúmero de pequeños surcos de 1 a 4 cm. de hondura, entre los cuales la sal constituye puntas afiladas. En otras partes hay tablas delgadas de sal blanca, casi como vidrio de ventana, que han sido sollevantadas unilateralmente y cuyo borde está afilado por la corrosión del viento y del agua. Según el señor Wenzel, el espesor de la costra de sal sería de unos 10 m. y en un pozo natural de agua azul, al lado del camino a las manifestaciones de petróleo, sería de 30 m.

Muy reducido es el espesor de la costra de sal en las antiguas borateras. Allá hay solamente 10 a 20 cm. de costra superficial, y debajo sigue la arcilla húmeda, en la cual yacen las concreciones de borato, que en parte se juntan formando

mantos continuos. Toda la zona de la boratera es muy húmeda y en parte pantanosa. Parece que los mantos ricos, de que hablan los antiguos informes, se hallan más al interior del salar.

En la parte NE del Salar, donde pasa el camino al salar de Infieles, cambia el aspecto de la costra. Ya desde lejos se ven pequeñas lomas irregulares que alcanzan hasta 3 y 5 m. de altura, entre medio de las cuales hay depresiones alargadas en parte de aspecto de antiguos cursos de ríos, en parte de forma sumamente irregular con paredes verticales; a menudo tienen forma redonda como un pozo. La costra irregular, consiste en sulfato de calcio en forma de yeso. Constituye un manto superficial de 1 a 3 m, compuesto de pequeños granos de yeso que dejan grandes poros entre sí. Debajo del yeso, las paredes verticales de los pozos, que se deben a la disolución de las sales, están incrustadas por sal común atravesada por delgadas grietas poligonales rellenas por sal blanca. Tenemos la misma sucesión inversa de las sales que en el Salar de Llamara, al sur de Lagunas en Tarapacá, donde también la sal menos soluble constituye la superficie. Según la figura 24, toda la mitad oriental del salar consistiría en estas lomas de sulfato.

La abundancia del sulfato de calcio en la parte NE y E del salar de Pedernales se explica porque allá desembocaba uno de los afluentes más importantes. Al entrar sus aguas a la solución fuertemente concentrada del lago salado, el sulfato de calcio como sal menos soluble, se precipitó inmediatamente, mientras que los cloruros de sodio llegaron en solución hasta las zonas más occidentales del lago.

El agua subterránea abunda en toda la extensión del salar, especialmente en las riberas, donde se tratará en parte de agua que afluye subterráneamente hacia el salar. Pero también en medio del salar hay extensas zonas pantanosas y numerosas lagunas. Temporalmente el agua había filtrado por el dique natural formado por el pie del volcán de Doña Inés, como puede reconocerse en la costra de sal que aparece en la falda del río Salado. Parece corresponder al nivel más alto del lago en el cuaternario, ya que se halla a mayor altura que la boca del túnel con que se trató de aumentar el caudal

del río Salado, agregándole algo del agua subterránea de Pedernales.

A unos 15 a 20 km. al N. de Pedernales se halla el Salar de Infieles. Es de superficie mucho más reducida; ocupa el fondo de una profunda depresión intercalada entre cerros de origen exclusivamente volcánico. Tiene dos aguadas situadas en la orilla occidental. En la aguada situada en el rincón NW, que tiene agua de mejor calidad, reaparecen tobas blancas de riolita.

b) Descripción de los indicios de petróleo de Pedernales

Los indicios de petróleo en el Salar de Pedernales son las manifestaciones naturales más fuertes de esta sustancia que se conocen hasta ahora en Chile. Se hallan en la parte noroeste del salar, a unos 3 km. de la orilla occidental. Cerca de las manifestaciones quedan los restos de alguna pirca o casa, que pueden reconocerse desde la orilla; además hay una pequeña huella por la costra que conduce desde la orilla hasta el punto de las manifestaciones.

Las manifestaciones de petróleo consisten en depresiones de 10 por 20 m. de diámetro y de 20 a 40 cm. de hondura dentro de la costra de sal. El fondo de estas depresiones está cubierto por asfalto que se ha mezclado en parte con la sal. En las fotografías el asfalto puede reconocerse fácilmente por el color más oscuro. En las depresiones se han excavado pequeños pozos como el de la fotografía; en ellos aparece una capa de aceite pesado que está flotando encima del agua salada. La región de las manifestaciones tiene una longitud de unos 300 m. por un ancho de unos 40 m.

El petróleo es un líquido negro, bastante espeso, porque ha perdido sus componentes más volátiles. El asfalto de la superficie es todavía blando, se puede comprimir fácilmente.

Acerca del descubrimiento y primeros reconocimientos de los indicios de Pedernales, escribe el Dr. Hemmer lo siguiente:

Estas manifestaciones fueron descubiertas por el señor Holberton, de la Compañía de Boratos, que efectuó la perforación ya mencionada en el año 1922 y cuya profundidad es aproximadamente de 10 m. según nuestras observaciones. Según



FIGURA 23.—Las manchas de asfalto en el Salar de Pedernales (hacia el oeste).



FIGURA 23a.—Envasando la muestra de petróleo líquido.

Fig. 24

Salar de Pedernales



granito



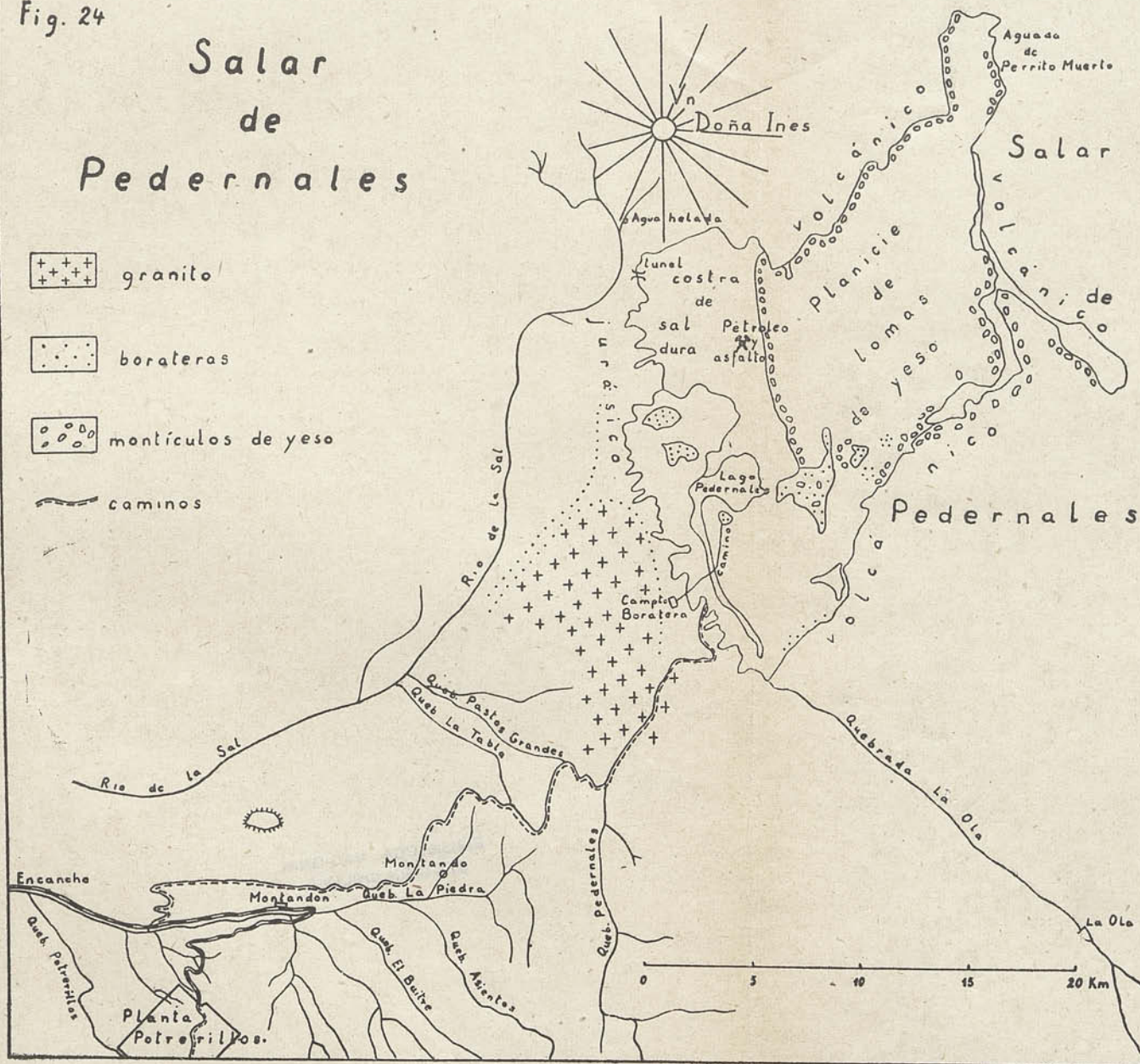
borateras



montículos de yeso



caminos



BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

datos suministrados por el señor Hoffmann, de la Andes Copper Mining Co., la máquina usada era inadecuada para esta clase de trabajo, no habiéndose podido continuar la perforación... pero se ha pasado por la sal.

No pude observar desprendimientos de gases, pero el Dr. Hemmer escribe que en un solo pozo, situado a 150 m. al suroeste de la perforación, hay abundantes burbujas de gas de las cuales algunas alcanzan hasta 5 cm. de diámetro.

Había dos teorías acerca del origen del petróleo de las manifestaciones superficiales: una lo hace provenir de los sedimentos ricos en fósiles y la otra de sedimentos terciarios depositados en la cuenca del salar.

El Dr. Hemmer piensa en kiselgur terciaria que podría haberse formado debajo del salar. No me parece probable tal origen, porque vimos más arriba que la hoya del salar perdió su desagüe en época muy reciente. Los rodados y arenas terciarias con sus tobas riolíticas, que se pueden estudiar en los profundos cortes de los valles de Potrerillos, no se han formado bajo condiciones que favorecen la sedimentación tranquila de mayores cantidades de sustancias orgánicas.

Quedarían las calizas fosilíferas del mesozoico, que según el señor Wenzel carecen de betumen. Pero debemos tomar en cuenta que los afloramientos más cercanos de estos sedimentos se hallan a 3 km. de distancia de las manifestaciones de petróleo y que debajo del salar pueden pasar estratos de otra composición. Según los fósiles, las calizas pertenecen al Liásico hasta el Caloviano superior. Se trata de las mismas capas que afloran con gran espesor en el valle de Manflas en Copiapó, donde, según he oído, existen también algunos mantos muy ricos en betumen.

Lo más probable es que las formaciones petrolíferas del norte de la Argentina, se extienden hasta la región del Salar de Pedernales, una probabilidad que se discutirá en el último párrafo, después de haber hecho la paralización de las formaciones del norte de Chile con las del otro lado de la frontera argentina.

c) Los pseudo-indicios de petróleo del Salar de Infieles

Los indicios de petróleo del Salar de Infieles se hallan en el curso inferior de una estrecha quebrada que proviene desde el Este y que desemboca en la depresión del Salar con un gran cono de rodados. En toda la extensión de la quebrada afloran solamente rocas volcánicas del terciario superior o aún más modernas, que a menudo constituyen grandes manchas de colores amarillentos o rosados.

En medio del fondo arenoso de la quebrada, a pocos cientos de metros del término inferior de la parte estrecha, aparecen manchas amarillas debajo de las cuales hay un polvillo oscuro, que es levantado por las pisadas de las mulas. En un hoyito observé el siguiente perfil:

- a). 2 cm. tierra superficial, suelta o un poco incrustada.
- b). 3-4 cm. polvillo oscuro de fuerte olor.
- c). 3 cm. polvillo amarillo.
- d). 2-3 cm. capita suelta muy oscura con cristallitos transparentes de forma de agujas.
- e). tierra amarilla, polvillo.

A unos 200 m. más valle arriba se ensancha la quebrada un poco y en su fondo aparecen costras amarillentas de yeso en forma de una pequeña terraza, que ha sido depositada probablemente por vertientes minerales. La parte superior es un poco más blanquiza; después sigue una tierra de color amarillo parduzco de fuerte olor. En una de las muestras se encontró también un poco de borato en pequeñas masas redondas, que será un depósito de la misma vertiente.

El olor de las sustancias oscuras no tiene nada parecido a petróleo, sino me hizo recordar más bien el olor del guano de la costa.

En mi segundo viaje a San Pedro de Atacama, poco antes de llegar a Machuca, observé el origen de estas manifestaciones. Pocos kilómetros antes de llegar a la angostura de Machuca, el camino que viene de Río Grande, pasa encima de una falda arenosa, en que llaman la atención ciertas fajas oscuras en un corte del río, que consisten en una mezcla de arena con un

pasto medio podrido. Según el arriero, este pasto de hojas largas parecido al coirón, se llamaría *huailla* o *guailla*. Crece con preferencia en las zonas inundadas por el agua de los esteros. Al crecer la planta hacia arriba, sus raíces se pudren transformándose en una clase de turba, que constituye las capas oscuras de 10 a 20 cm. de grueso que alternan con capas más claras de arena. Esta turba despidе exactamente el mismo olor que se nota en los pseudoindicios de petróleo de Infieles.

IV. RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS DE LAS DIFERENTES FORMACIONES

a) *Formaciones parecidas en Bolivia y Argentina*

La Formación Puca

Antes de poder discutir la importancia de los diferentes indicios de petróleo, debemos estudiar las formaciones parecidas que existen en el norte de Argentina y en Bolivia. En este último país ocupan grandes extensiones tanto en la altiplanicie como en la falda oriental de la Cordillera Real, desde Caupolicán pasando por Santa Cruz hasta la frontera argentina y de allá siguen por el N de Argentina hasta más allá de Salta.

Constituyen una formación de miles de metros de sedimentos rojos cuya edad es todavía materia de la discusión geológica. Tanto en Bolivia, como en el norte de la Argentina, donde contiene ricos yacimientos de petróleo, estas capas han sido estudiadas desde decenas de años. Especialmente en los últimos 20 años se han ejecutado numerosos estudios detallados fuera de un gran número de sondajes productivos. Por esta razón conviene conocer primero los resultados generales de estos estudios para poder apreciar correctamente la estratigrafía de las formaciones rojas de Chile.

En el norte de la Argentina estas rocas fueron estudiadas por primera vez por L. Brackebusch, en el año de 1883, quien les dió el nombre de *Formación Petrolífera*. Más tarde, G.

Steinmann estudió la misma formación en Bolivia, donde encontró varios fósiles marinos en ella, que fueron determinados por C. H. Fritzsche. Steinmann le dió el nombre de «arenisca puca», usando la palabra quichua que significa «rojo». Suponía que era una unidad geológica de edad del cretáceo inferior a superior.

A base de los reconocimientos petrolíferos hechos por la Standard Oil en el Sureste de Bolivia, que fueron ejecutados por Mather, éste distingue en el año 1922 un mayor número de subdivisiones, fijando también aproximadamente la edad geológica de ellas.

Cambiando algunas denominaciones locales usadas por Mather por nombres más sencillos usados por Bonarelli y otros autores, resulta el perfil siguiente:

Cuadro estratigráfico de la Formación Puca del SE de Bolivia

TERCIARIO.—*Terciario subandino*. 1.000 m. Pizarras arcillosas de colores rosáceos y gris azulejos; a veces muy arenosas.

TERCIARIO INFERIOR A CRETÁCEO SUPERIOR.—*Areniscas superiores*. 1.000 m. Areniscas rojizas y gris blanquizas, a menudo con estratificación diagonal; con intercalaciones de pizarras arcillosas abigarradas y margas; a veces con yeso y sal.

CRETÁCEO.—*Horizonte calcáreo-dolomítico*. 2 a 100 m. Margas abigarradas con bancos de calizas o dolomitas arenosas o silíceas que alcanzan hasta 30 m. de espesor y que contienen fósiles mal conservados de agua salobre.

TRIÁSICO A PERMIANO.—*Areniscas inferiores*. 3.000 - 4.000 m.

c) *Formación Macherets*. 240-480 m. Areniscas rojas y blanquizas en bancos gruesos con intercalaciones de arcillas pizarrosas de color rojo; a veces con fósiles del género *Lingula*.

b). *Conglomerado glacial*. Conglomerados en areniscas y pizarras arenosas, en parte glaciales.

a). *Pizarras Los Monos* y formación *Oquita*. 600 m. Areniscas y pizarras abigarradas.

DEVONIANO.—*Serie de Tótoro*. Probablemente 3.000 m. de pizarras arcillosas y betuminosas de color negro y areniscas pardas en bancos delgados.

DEVONIANO A SILURIANO.—*Serie de Arani*. 5.000 m. (?). Cuarcitas pardas, amarillentas y oscuras y areniscas con braquiópodos.

Antes de discutir las edades geológicas supuestas por Mather, daremos primero la subdivisión de las formaciones rojas en el norte de Argentina según Hagermann y Schlagintweit:

Cuadro estratigráfico de la Formación Puca en el N. de la Argentina.

TERCIARIO MEDIO A SUPERIOR.—*Terciario subandino*. 4-5.000 m. Alternación de areniscas generalmente arcillosas con margas. Prevalece color marrón-rojizo.

¿TERCIARIO INFERIOR?—*Areniscas superiores*. Areniscas en parte muy calcáreas. Predominan colores amarillos y blanquicos; hay también colores rojizos. En parte aparecen areniscas macizas en bancos gruesos de color rojo aladrillado, muy vivo.

CRETÁCEO SUPERIOR.—*Margas multicolores*. que se subdividen en 1) margas coloradas inferiores; 2) margas verdes y 3) margas coloradas superiores con la «Faja Verde».

Las margas en parte son muy arenosas y frecuentes son intercalaciones de areniscas calcáreas. A menudo presentan estructura de pseudoconglomerados o brechas endógenas provocadas por removimiento del sedimento en estado semiendurecido.

Hay intercalaciones de bancos calcáreos que según su estructura se llaman «bancos de chinchulines» o «bancos de cacharros»; estos últimos parecen compuestos por fragmentos de lajitas calcáreas.

Frecuentes son restos de insectos, escamas de peces y ostracodos, una clase de pequeños camarones de concha que componen bancos enteros. La Faja Verde encierra mantos lenticulares de pizarras betuminosas.

En las margas verdes es frecuente un fósil problemático, llamado *Pucalitus* por Steinmann. Constituye grandes masas globulares de 20 a 80 cm. de diámetro o solamente costras delgadas. Yeso abunda en ciertos puntos.

CRETÁCEO SUPERIOR.—*Horizonte calcáreo-dolomítico*. 0 a 30 y aún 200 m. Hay transiciones hacia el yacente y el pendiente. Principia abajo con areniscas calcáreas que hacia arriba pasan a calizas más puras. Pero aún en los niveles superiores hay muchas variaciones como: areniscas calcáreas, calizas, calizas oolíticas, margas arcillosas y

hasta conglomerados. Bancos calizos se intercalan también hasta muy arriba en las margas multicolores.

Por primera vez en este horizonte aparece el *Pucalitus* que se considera como una alga petrificada. Los fósiles encontrados en las calizas de Miraflores, cerca de Potosí, son marinos; en las demás partes de Bolivia son de agua salobre y en el norte de la Argentina de origen lacustre. También los mantos de pizarras betuminosas frecuentes en este horizonte son de origen lacustre.

La fauna de pequeños gastrópodos indica formación en agua dulce.

¿CRETÁCEO INFERIOR?—*Areniscas inferiores*. 0 a 1.200 m. Se apoyan directamente encima de la base paleozoica con conglomerado basal de carácter torrencial con componentes grandes mal redondeados. Hacia arriba siguen alternaciones de areniscas y conglomerados. En algunos puntos se intercalan mantos contemporáneos de melafiros vesiculares.

PERMIANO.—*Gondwana*. Gran espesor de arcillas coloradas, areniscas y conglomerados de colores rojos, blanquizcos, amarillentos y violáceos.

PERMIANO.—*Sedimentos glaciales*. Tilitas con arcillas y areniscas en que prevalecen colores grisientos.

PERMO-CARBONIANO.—*Pizarras negruzcas petrolíferas*. Arcillas pizarrosas con delgados bancos de areniscas cuarcíticas y arcillosas. En la Argentina se conocen solamente en los sondeos. Contienen petróleo, pero no en cantidad explotable.

A la lista de las formaciones norteargentinas agregué las edades geológicas más probables tomando como punto de salida al Horizonte calcáreo-dolomítico que tiene edad supra-cretácea según Schlagintweit. Habiendo transiciones paulatinas de este horizonte hacia arriba y abajo, las Areniscas inferiores y las Margas multicolores no pueden tener una edad muy distinta.

A las Areniscas superiores les atribuí edad del Terciario inferior, porque en Corocoro en Bolivia, donde existen estas capas, se comprobó tal edad.

A base de los estudios de Schlagintweit no puede mantenerse la edad triásica a permiana de las areniscas inferiores. También en Bolivia se distinguen hoy día las Areniscas inferiores de las areniscas de Gondwana, que en parte son muy

parecidas. El mismo autor tiene también dudas justificadas acerca de la edad devoniana de las pizarras petrolíferas de Bolivia; dice que en ninguna parte se han encontrado fósiles en esta formación que mejor se pondría en el permocarboniano.

Tanto en Bolivia como en el norte de Argentina, el petróleo no es explotable en su yacimiento primario, sino solamente en yacimiento secundario, especialmente en las «areniscas inferiores».

b) LA PARALELIZACIÓN DE LAS FORMACIONES ROJAS DEL NORTE DE CHILE CON LA FORMACIÓN PUCA

Para esta paralelización podemos valernos no sólo de la semejanza de las rocas, sino también de un fósil. En las capas 4-5 del perfil de las Salinas Purilactis (fig. 1), encontré una petrificación parecida al fósil problemático llamado *Pucalitus* por Steinmann. Como se ve en la fotografía N.º 25 el fósil encontrado por mí, se caracteriza por una estructura de círculos concéntricos.

También en las areniscas gris verdosas de la formación porfirítica (capa 8 de la figura N.º 1) que siguen encima de las capas rojas de la Salina Purilactis, pero ya bastante abajo en el descenso del cordón hacia la Rinconada Purilactis, encontré nódulos bien redondos y globulares de 4 a 6 cm. de diámetro y de estructura concéntrica. Por la forma como se unen tres y más de tales masas, se parecen mucho al *Pucalitus* del cual se distinguen solamente por su tamaño mucho más reducido.

En el norte de la Argentina el *Pucalitus* se limita al horizonte calcáreo-dolomítico y a las margas multicolores que siguen más arriba.

Otros fósiles comunes, aunque no se han determinado todavía con exactitud, son las Estherias, que componen capas enteras de pizarras negras del estrato N.º 4 del perfil del Pular. En la Argentina se hallan en las «margas multicolores».

Fuera de los fósiles, también las rocas son parecidas. Especialmente se hallan en Chile, tanto en Siglia como en Purilactis las «brechas endógenas» que Schlagintweit atribuye a deslizamientos subacuáticos de los sedimentos recién deposti-

tados. Según mi opinión se habrán formado por presión tectónica en Siglia. Pero es posible que algunas brechas de Purilactis tengan el origen indicado por Schlagintweit.

Además se conocen en Argentina las concreciones lenticulares y las delgadas capas de sílice que se hallan en las calizas del Pular y en Siglia y que encontré también al S. de Antofagasta en las pizarras calcáreas de la quebrada del Way.

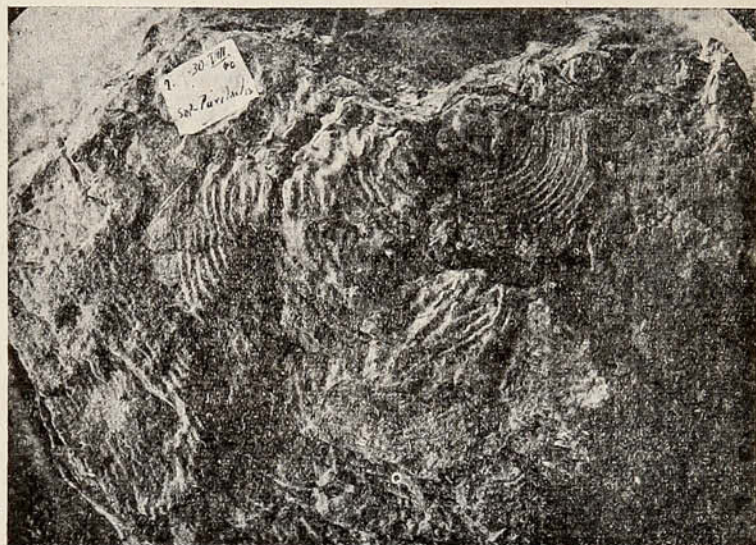


FIGURA 25.—Foto del fósil problemático encontrado en las Salinas Purilactis.

Comunes son para Siglia y El Pular por un lado y las formaciones correspondientes de la Argentina por el otro, las intercalaciones de pizarras betuminosas.

Mayores cantidades de yeso se mencionan para las Margas Multicolores superiores, que en la parte sur de las Lomas de Olmedo contienen muchos nódulos y bancos de yeso. La sal común, que parece faltar en la Argentina, se limita también en Purilactis a la vecindad de la Salina Purilactis, pero falta en el perfil del Bordo.

De la exposición anterior se desprende que la Formación

Salina de Purilactis, lo mismo que las capas de Siglia y las pizarras betuminosas del Pular, son el equivalente del Horizonte calcáreo-dolomítico y de las Margas Multicolores de la Argentina.

Hallándose las capas de Purilactis dentro de la Formación porfirítica, que probablemente tiene edad del cretáceo inferior en ese punto, y especialmente en el caso de comprobarse la equivalencia de las areniscas rojas de la quebrada del Way, quedaría comprobada la edad infracretácea del Horizonte calcáreo-dolomítico de la Argentina, cuya edad ha sido tan discutida.

La *Formación San Pedro* es mucho más nueva que la de Purilactis, como puede deducirse de la posición discordante con que yacen los conglomerados Tambores encima de las areniscas porfiríticas. Entre ambas formaciones se produjo el plegamiento principal de la cordillera y la intrusión de las granodioritas, cuyos rodados se hallan en los conglomerados mencionados. Por analogía con las areniscas rojas de Corocoro había atribuido edad del terciario inferior a esta formación ya en mis informes anteriores.

Como equivalente argentino tendríamos las Areniscas superiores que, según Schlagintweit están separadas de su yacente por una interrupción de la sedimentación. Escribe en las páginas 25 y 26: «No hay duda de que hubo un tiempo de descomposición y remoción antes y durante la primera deposición de las Areniscas Superiores... En algunas zonas, la destrucción aparentemente ha sido considerable». Y después, refiriéndose a zonas donde parece existir una transición paulatina, leemos: «Pero siempre se encuentran en la zona de transición, aún donde ésta parece paulatina, areniscas de grano grueso y hasta con rodados y nunca faltan los pedazos de arcilla arrastrada». Schlagintweit no menciona la presencia de sal y yeso en esta formación, pero en la parte vecina de Bolivia, especialmente en la altiplanicie en Corocoro y otros puntos, abundan ambos minerales.

El *Terciario subandino* de la falda oriental de la cordillera no tiene representantes muy parecidos en el lado chileno. Por su edad le correspondería la Formación riolítica del terciario medio, en la cual hay también areniscas y arcillas de color

rojo, fuera de las calizas del Loa. Especialmente fuera de la Puna, en la región del Río Loa, de Chiuchiu al Toco, la arcilla roja de la «Coba» cubre extensas regiones. Lo mismo vale de las Cálizas del Loa que no se limitan a las anchas depresiones atravesadas por el Loa, sino que se extienden hasta San Pedro de Atacama y el Salar de Punta Negra.

En la zona norte, donde en general escasean capas calizas, sorprende la gran extensión de las calizas y de areniscas con mucho cemento calcáreo, a las cuales parecen ligados también los numerosos depósitos de ónix del Toco y de Calama. Ya vimos más arriba que se trata de enormes masas de carbonatos que subieron por las innumerables vertientes ascendentes que acompañaron al volcanismo durante y poco después de la erupción de las riolitas. En vista de la escasez de sedimentos calcáreos entre las formaciones más antiguas, debemos suponer un origen profundo de las grandes cantidades de carbonatos.

Las *Areniscas Inferiores* no tienen representantes característicos en Chile en forma de areniscas rojas. La intercalación de melafiros vesiculares en Argentina hace recordar los melafiros y almendrillos tan frecuentes en la Formación porfirítica. En vista de la transición paulatina que se observa entre el Horizonte calcáreo-dolomítico y las Areniscas inferiores, sería lo más probable, que estas últimas correspondan a las porfiritas jurásicas de Chile.

Acerca de las condiciones de sedimentación de las Areniscas inferiores, escribe Schlagintweit: «Se deduce la existencia de un antiguo relieve con cuencas que fueron rellenadas, y con partes altas, donde poco o nada fué depositado». Parecidas eran las condiciones también durante la sedimentación del Horizonte calcáreo-dolomítico: «Todo esto indica que en la gran cuenca en que fué depositado el Calcáreo, había partes más altas y partes más bajas, islas y penínsulas o lagunas separadas con condiciones de sedimentación algo variadas... La única fauna de gasterópodos demuestra que se trata de sedimentos de agua dulce o apenas salobre. Las algas del fósil problemático pueden ser muy bien de agua dulce... Las rocas sapropélicas (pizarras betuminosas) indican aguas estancadas en ciertas regiones».

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

También para la región de Purilactis, Pular y Siglia debemos suponer condiciones parecidas. La concentración de la sal en la Salina Purilactis y su ausencia en el perfil del Bordo se explica porque la sal se concentró en la parte más profunda de la laguna antigua. La presencia de sales tan solubles como la sal y el yeso, indica un clima desértico durante la formación de los sedimentos. La forma lenticular, en que aparece la Formación Salina de Purilactis, corresponde a una cuenca de dimensiones limitadas. La continuación hacia el sur y norte queda indicada por areniscas rojas sin sal y yeso, pero con eflorescencias blancas.

En vista de que las erupciones porfíricas se produjeron en la región de Chile, se explica que las areniscas de la Formación Salina de Purilactis son de grano relativamente grueso y permiten reconocer claramente el origen porfírico. Esto vale especialmente de las areniscas conglomeráticas que constituyen la base de las pizarras betuminosas del Pular.

En la región de Purilactis-Pular nos hallamos en la zona de transición entre las areniscas rojas de Argentina-Bolivia a la Formación porfírica. Más hacia el Este llegó sólo el material más fino de las erupciones volcánicas, sea transportado directamente por el viento, sea llevado por el agua de los ríos.

En el cretáceo medio, después de la sedimentación del Neocomiano de Caracoles, se produjo el plegamiento principal de la Cordillera en Chile, que parece haberse extendido muy poco más allá de la frontera, ya que Schlagintweit no habla de verdaderas discordancias angulares en la base de las areniscas superiores.

Siguió una época de fuerte denudación en territorio chileno, cuyos productos se depositaron al Este de los cordones como del de Purilactis y Chuschul, dando origen a la Formación San Pedro con su base conglomerática de Tambores. Donde había otras serranías situadas más al Este, como entre Tilopozo y Toconao, se formaron como equivalente de los conglomerados Tambores los conglomerados de Hécar. A mayor distancia de estas serranías, en la parte central de las cuencas se depositaron las arenas finas y arcillas junto con el yeso y sal que indican la presencia de extensos lagos de agua salada.

Hasta hora es imposible decir algo sobre la forma que ha tenido la depresión en que se sedimentaron las capas de San Pedro; probablemente se trató de varias cuencas separadas por serranías de rocas fundamentales como las de Tilopozo a Toconao. Pero, la formación debe haberse extendido sin mayores interrupciones hasta la altiplanicie de Bolivia.

Después de la sedimentación de la Formación San Pedro, probablemente en el oligoceno, se produjo el fuerte plegamiento de esta formación con rumbo NE-SW, resultando varios anticlinales como el de San Pedro, los de la Finca y de las Minas San Bartolo y el de Río Grande. No sabemos si este plegamiento, que ha sido muy fuerte también en Corocoro en Bolivia, se extendió muy hacia el oeste y suroeste de San Pedro. Probablemente se produjo al mismo tiempo el fuerte plegamiento de la Formación Salina de Purilactis y el de las capas de Siglia. En la altiplanicie de Bolivia, al N de Corocoro, se conocen intrusiones granodioríticas en las arcillas rojas del terciario inferior.

Las serranías plegadas quedaron expuestas a la denudación y su altura se había reducido mucho, cuando en el terciario medio, más o menos en el mioceno, se produjeron las erupciones de las enormes masas de riolitas. Como un enorme mar incandescente, las lavas que salieron de largas grietas, inundaron las extensas cuencas, de las cuales sobresalían sólo las cumbres más altas, como los cerros de la región entre Peine y Toconao, algunas lomas de la región de Siglia y las partes más altas de los Cerros de la Sal cerca de San Pedro, que hoy constituyen las ventanas geológicas.

Parece que el Bordo y los cerros de Purilactis-Chuschul constituyeron ya regiones de cierta altura. En el Bordo no encontré restos de riolitas y en la meseta alta de Purilactis aparecen éstas solamente en una depresión como vimos más arriba. Al norte del cerro Chuschul, donde terminan los cerros, las riolitas se extendieron hasta el río Loa.

A mayor distancia de los centros de erupción se extendieron sólo las tobas riolíticas como las observé en una de las quebradas secas que descienden del Limón Verde al depósito de ónix de Calama; la «Coba» que tiene mucho material riolítico, alcanza hasta el Toco.

Después de la formación de las riolitas, había extensas depresiones ocupadas por grandes lagos en que se depositaron las Calizas del Loa y las areniscas calcáreas. Estas capas se conocen desde Quillagua y el Toco pasando por Calama hasta Conchi, en el curso superior del Loa y hasta San Pedro de Atacama, pero no parecen haber subido por la actual región del gran plano inclinado de la Puna. Si las «Capas del Campamento» que componen la parte austral y central de los Cerros de la Sal son contemporáneas, entonces corresponderían a la parte más profunda de una de estas cuencas donde se evaporaron las aguas, precipitando las sales disueltas.

Al fin, en el plioceno, se produjo la formación de los grandes valles longitudinales como la Pampa del Tamarugal, la gran depresión del Salar de Atacama, fuera de muchas otras depresiones. Por las presiones laterales que se originaron en el hundimiento, se plegó el largo anticlinal de los Cerros de la Sal con rumbo N-S a NNE-SSW que contrasta con el rumbo NE que caracteriza al plegamiento anterior de la Formación San Pedro.

La misma edad moderna la tiene también el descenso en forma de flexura, que presentan los cerros Purilactis hacia el Llano de la Paciencia, como resulta de la posición de los restos de riolitas al lado de la quebrada Tambores. Probablemente más moderna aún es la falla que limita los Cerros Purilactis hacia el oeste, ya que su plano apenas ha sido atacado por la erosión. Pero es posible también que la mayor resistencia de las porfiritas y el hecho que anteriormente el drenaje se había efectuado hacia el Este, expliquen suficientemente las diferencias de la erosión.

Hacia el sur se complica la flexura con que descienden los cerros Purilactis hacia el Este. En las Salinas Purilactis (S. P. en el croquis del Plano II) principia la falla del Bordo que en el perfil III del mismo plano, debería dibujarse probablemente al pie del Bordo. Sería muy sorprendente, si los rodados gruesos del Bordo hubieran seguido originalmente hacia el Este cubriendo todas las capas plegadas del mesozoico, y si una formación tan potente de rodados hubiera desaparecido por erosión, sin dejar rastro alguno en las numerosas depresiones.

Un punto con rodados todavía no bien identificados se halla en la loma baja situada al Este del corte de las capas mesozoicas del perfil III en el plano II. Debajo de la riolita inclinada hacia el oeste aparecen gruesos conglomerados muy parecidos a los del Bordo; tienen inclinación paralela a la riolita. Un poco más al Este aparecen arcillas horizontales con pocas piedras, que podrían corresponder a los conglomerados Tambores y entre ellas y la riolita oriental hay los mismos rodados anteriores con posición casi vertical, debido probablemente a un plegamiento.

Puede ser que esta loma larga en dirección N-S corresponda a los rodados del Bordo que rodearon a la zona de las rocas mesozoicas, que antes de la falla sobresalía como cerro isla. Los rodados situados al Este sufrieron un plegamiento debido a presiones causadas por el hundimiento de la fosa del Salar de Atacama.

Como último fenómeno geológico de mayores proyecciones se formaron las grandes corrientes de lavas oscuras del Sairecabur y de los volcanes adyacentes y los numerosos volcanes aislados y grandes corrientes de lava de la Puna de Atacama.

V. RESUMEN SOBRE EL PROBLEMA DEL PETRÓLEO EN EL NORTE DE CHILE

Hasta ahora se conocen verdaderos indicios de petróleo solamente en tres puntos del norte del país:

- 1) En *Siglia*, en la frontera con Argentina, hay filtraciones muy escasas de petróleo y escape de gases con fuerte olor a petróleo; últimamente se habían descubierto también pizarras betuminosas.

- 2) En *El Pular*, cerca del ferrocarril de Antofagasta a Salta, hay pizarras betuminosas.

- 3) En el *Salar de Pedernales* hay filtraciones de petróleo de cierta importancia y extensas manchas de asfalto. Son hasta ahora los indicios más fuertes de la existencia de petróleo que se conocen en el país. Son aún mucho más importantes que los indicios naturales u otros indicios encontrados en los sondeos ejecutados en Magallanes hasta el año 1944.

Más arriba hemos visto que la importancia práctica de las pizarras betuminosas del Pular es muy escasa, por tratarse de depósitos lenticulares de poco espesor y poca extensión. Por esta misma razón es poco probable, que los indicios de petróleo de Siglia se deban a la presencia de pizarras betuminosas en el subsuelo, en la misma formación de Siglia. El petróleo podría haberse formado, porque el betumen se habría descompuesto en el contacto con las rocas eruptivas.

Más probable es que tanto en Siglia como especialmente en Pedernales el petróleo provenga de la misma formación petrolífera que se extiende por cientos de kilómetros en el lado boliviano y argentino de la cordillera.

Hemos visto que las formaciones geológicas de la región de San Pedro pertenecen a la gran formación petrolífera del este de Bolivia y del noroeste de Argentina. Aunque en Argentina hay intercalaciones de pizarras betuminosas en esta formación, éstas no se consideran como criadero del petróleo, sino se supone que el depósito primario se halle en las capas profundas del paleozoico. Estas capas no se conocen en la superficie sino solamente se encontraron en sondajes profundos. Los horizontes de petróleo explotable se hallan más arriba en la gran formación de areniscas rojas.

Siendo así, no puede hacerse ninguna predicción acerca de la existencia de petróleo en la región de San Pedro, porque la capa primaria del petróleo no aflorará en ninguna parte en la superficie.

La formación primaria de petróleo queda cubierta por miles de metros de las capas rojas lo mismo que en Argentina. A esto hay que agregar la enorme cubierta de rocas volcánicas de la Puna, formada por los cientos de metros de riolitas y por las acumulaciones de los volcanes modernos. Pero tampoco los horizontes primarios del petróleo de edad paleozoica pueden aflorar en las serranías bajas de rocas fundamentales que se hallan entre Toconao y Socaire y que continúan hasta Peine, porque estas serranías se componen de rocas volcánicas de edad mesozoica, de modo que solamente debajo de ellas podría esperarse la formación petrolífera del paleozoico.

En caso de extenderse la formación paleozoica hasta Pedernales, se explicaría también la ausencia de una verdadera for-

mación petrolífera en esa región, lo que indujo a juicios pesimistas en informes anteriores sobre esta región. En realidad, la formación paleozoica quedaría cubierta por las capas jurásicas que abundan entre el Salar de Pedernales y Potrerillos.

No se puede objetar que Pedernales se halle a una distancia demasiado grande, ya que la formación petrolífera argentino-boliviana se extiende sin interrupción desde Sucre situado a 19° Lat. S. hasta más allá de Salta, situado a 25° Lat. S., o sea por más de 660 km. Termina más o menos a la misma latitud del Salar de Pedernales. El ancho de la zona varía entre 100 y 200 km. Lo mismo que la Formación Puca puede alcanzar hasta muy adentro del territorio chileno.

Si, en vista de la ausencia de afloramientos de la formación petrolífera no se pueden hacer predicciones basadas en estudios geológicos, queda solamente la observación, o mejor dicho el descubrimiento de manifestaciones superficiales del petróleo para saber si en ciertos puntos del noroeste de Chile hay posibilidades petrolíferas.

Tales manifestaciones que consisten en filtraciones de petróleo líquido, en el escape de gases hidrocarburos o en manchas de asfalto, tienen generalmente superficies muy restringidas. Escapes de gases o de petróleo se limitan a menudo a pocos metros cuadrados, y su repartición es muy irregular. Para descubrir tales manifestaciones no sirven comisiones de estudios, ni si se reúnen en ellas los expertos más grandes en cuestiones petrolíferas. Porque tal comisión puede pasar a 50 m. de distancia de las grandes manchas de asfalto en el extenso salar de Pedernales, sin darse cuenta de su existencia. Lo más probable sería, que no se acercaría ni a 1 km. a estas manchas que tienen varias hectáreas de superficie, porque de antemano se consideraría poco probable la existencia de petróleo en este enorme salar.

Tales indicios de petróleo se descubren generalmente por los arrieros o cazadores de guanacos, que siguen alguna pista o a alguna mula que se ha arrancado, y que de repente se encuentran con algún afloramiento de petróleo. Seguramente, de esta manera se han descubierto los únicos tres indicios de petróleo que conocemos hasta ahora y que siempre vuelven a visitarse por comisiones.

En vista de la actual legislación petrolera, que no da ninguna participación al descubridor de un depósito de petróleo, las personas que saben la existencia de indicios de petróleo, no tienen ningún interés en denunciar o comunicar sus conocimientos a una comisión fiscal. Por esto es de temer que, mientras exista esta legislación en su actual forma rígida, no podremos avanzar en la solución del problema petrolífero.

Se podría conservar perfectamente la idea fundamental de la actual legislación, pero dando cierta participación al descubridor de un nuevo indicio de petróleo que no se conoce hasta ahora. Se firmaría de parte del Gobierno una escritura con la persona que dice haber descubierto o saber un punto desconocido en que hay indicios de petróleo, asegurando al descubridor, si lleva a una comisión fiscal al punto, una participación en todo el petróleo que se encuentre más tarde en explotaciones que se hagan dentro de un radio de 5 a 10 km. alrededor del punto. Los detalles de tal contrato pueden ser fijados por una comisión. Sería recomendable ser lo más generoso posible con tal descubridor, porque los beneficios que pueden resultar para el país entero, serán de importancia incalculable.

No cabe duda que al principio se harán innumerables denuncios, muchos sin valor. Pero el examen de los denuncios será siempre fácil y poco costoso, de modo que no se perderá mucho. Además varios denuncios hechos en la misma región pueden examinarse en conjunto. Si pensamos en los muchos millones de pesos que se han gastado hasta ahora en Magallanes, podría bien invertirse una suma mucho más modesta para investigar algunos cientos de denuncios.

Después de haber examinado una o varias docenas de tales indicios de petróleo, se tendrá una idea más clara acerca de la repartición del horizonte petrolífero primario en el norte y se pueden elegir las regiones más aptas para un reconocimiento formal.

Por el momento hay solamente dos de tales puntos, que son Sigüa y Pedernales.

En Sigüa, el inconveniente más grande es la tectónica demasiado complicada, que no permite determinar puntos de sondaje. En este sentido es mucho más favorable la tectónica

de Lari, donde no sólo hay anticlinales regulares, sino también existe agua en suficiente cantidad en el punto mismo. Pero no se conocen todavía indicios de petróleo en Lari.

Otro inconveniente de Siglia y Lari es la gran distancia a las regiones pobladas. Antes de poder principiar con un son-
daje hay que construir un camino para camiones de unos 100 km. de longitud, por el cual habría que transportar el material de son-
daje, campamento, combustibles, etc.

El *Salar de Pedernales* aventaja a Siglia en todo sentido. Primero, las manifestaciones superficiales de petróleo de Pedernales son verdaderamente importantes, si las comparamos con los indicios de petróleo de otras partes del país, aún con los de Magallanes. Ni en un país rico en petróleo, como el Perú o Argentina, indicios de tanta importancia se habrían dejado sin reconocimientos profundos. Mucho más debería esperarse que en un país, que carece todavía de petróleo, se habrían hecho son-
dajes ya desde tiempo en un punto de manifestaciones tan importantes.

Segundó, las condiciones para son-
dajes son muy favorables: dista solamente 35 km. al ferrocarril de Potrerillos; hay un camino para camiones hasta 3 km. de distancia de las manifestaciones y los últimos 3 km. son de terreno enteramente plano, en el cual habría que retirar solamente la delgada costra de sal. Prácticamente, ya sin mayor obra, los camiones pueden llegar hasta el afloramiento del petróleo.

Agua hay en abundancia para el son-
daje y agua dulce puede obtenerse en suficiente cantidad a unos 7 km. de distancia.

Las objeciones que se hacen, son en primera línea la ausencia de una verdadera formación petrolífera en la vecindad. Esta ausencia la hemos explicado arriba, porque la formación petrolífera primaria de edad paleozoica se halla a gran hondura, por quedar cubierta por las rocas más nuevas del mesozoico y por las rocas volcánicas terciarias y modernas.

Tampoco hay que temer una hondura demasiado grande de los son-
dajes, porque el petróleo ha subido probablemente a depósitos secundarios situados dentro de areniscas del mesozoico o aún puede formar un depósito importante dentro del relleno terciario del bolsón del Salar de Pedernales.

El volcanismo es sin duda desfavorable para la conservación

del petróleo, pero tenemos en el Salar de Pedernales una superficie de 15 por 20 km. libre de intrusiones volcánicas y graníticas. Es ésta una superficie suficiente para que pueda contener un depósito de importancia.

BIBLIOGRAFIA

I.—SOBRE LA PUNA CHILENA

- BILLINGSLEY, P.—*Informe sobre la posibilidad de encontrar petróleo en Antofagasta*. (No está publicado).
- BRÜGGEN, J.—*Informe geológico sobre el agua subterránea de la región de Calama*. An. Inst. Ingen. Chile. 1930.
- BRÜGGEN, J.—*Informe sobre el agua subterránea de la región de Pica*. Bol. Sociedad Nac. Minería. 1918. p. 305-35 y 372-407.
- BRÜGGEN, J.—*Las formaciones de sal y petróleo de la Puna de Atacama*. Bol. Minas y Petróleo. 1934. IV. p. 105-122.
- BRÜGGEN, J.—*Contribución a la geología sísmica de Chile*. Revista Chilena de Historia y Geografía. 1943. Tomo 102. p. 260-317 y Tomo 103. p. 108-174.
- BRÜGGEN, J.—*Grundzüge der Geologie u. Lagerstättenkunde Chiles*. Heidelberg Akademie der Wissenschaften. 1934.
- DOUGLAS, J. A.—*Geological Sections through the Andes of Peru and Bolivia*. Quart. Journ. Geol. Soc. 1914. Tomo 70, p. 1-50.
- FELSCH, J.—*Informe preliminar sobre los reconocimientos geológicos de los yacimientos petroleros en la cordillera de la provincia de Antofagasta*. Bol. Minas y Petróleo. 1933. Tomo III.
- HEMMER, A.—*Informe sobre las manifestaciones de petróleo en la región del noroeste de Potrerillos*. Boletín Minas y Petróleo. 1932. II. p. 36-42.
- PHILIPPI, R. A.—*Viaje al desierto de Atacama hecho de orden del Gobierno de Chile, en el verano de 1853-54*. Halle. 1860.
- SUNDT, L.—*Estudios geológicos y topográficos del desierto y Puna de Atacama*. Tomo I. Santiago. 1909.
- WENZEL, O.—*Informe sobre las manifestaciones petrolíferas de la región de Pedernales*. Bol. Minas y Petróleo. Tomo 8. 1938.
- WETZEL, W.—*Beiträge zur Erdgeschichte der mittleren Atacama*. Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc. Beilage-Bd 58. Stuttgart, 1927.

II.—SOBRE LA ZONA PETROLÍFERA DE BOLIVIA Y NORTE DE ARGENTINA

- BONARELLI, G.—*Las sierras subandinas del Alto y Aguaraque y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Tartagal*. Anales Min. Agricultura. Dir. de Minas. etc. t. 8. N.º 4. 1913.

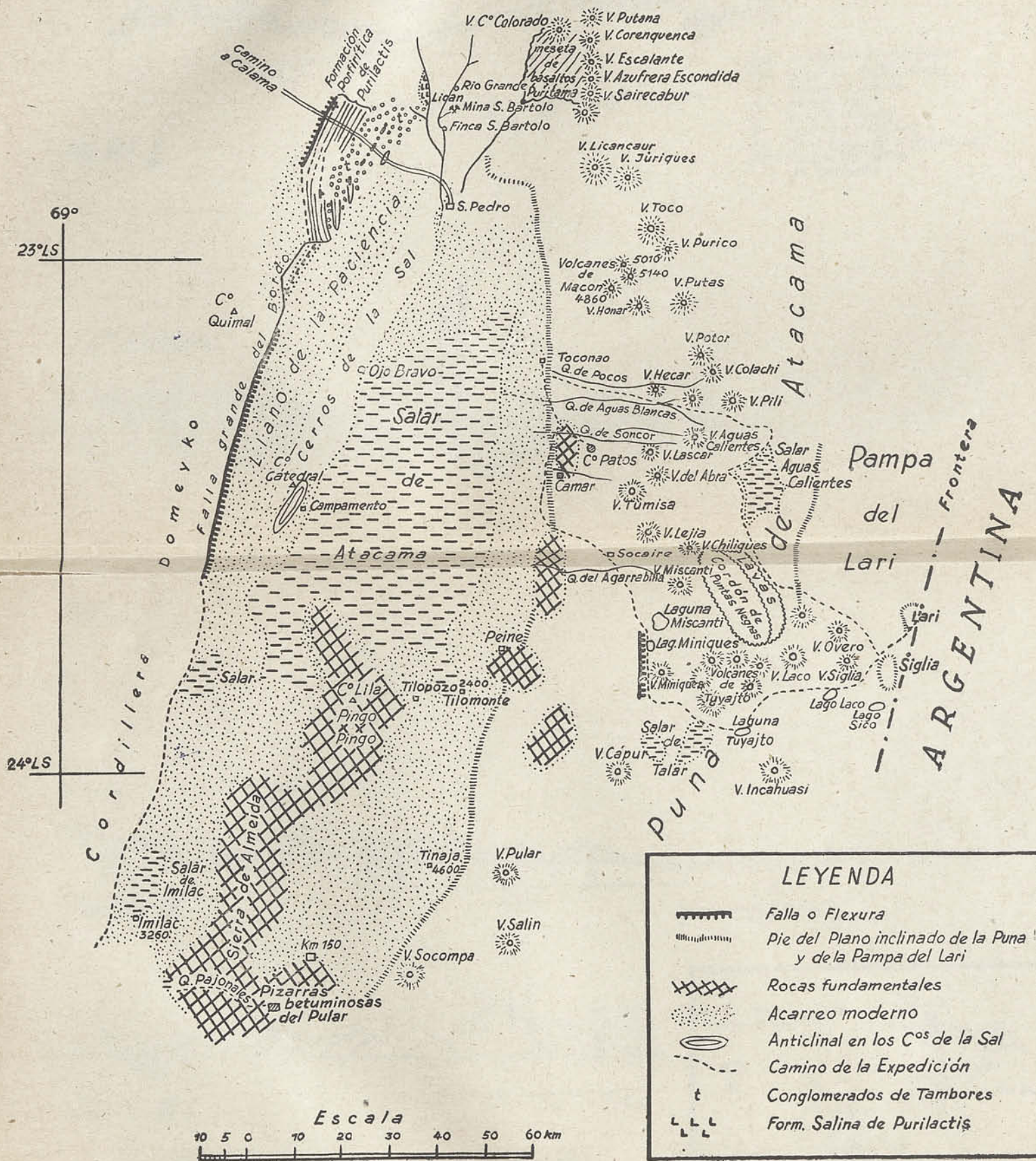
- BRACKEBUSCH, L.—*Estudios sobre la formación petrolífera de Jujuy*. Buenos Aires, 1883.
- FRITZSCHE, C. H.—*Neue Kreidefaunen aus Südamerika. Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc. Beilageband 50*. 1923.
- HAGERMANN, T. H.—*Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del Depto. de Sta. Bárbara en la provincia de Jujuy*. *Bol. Inf. Petrol.* X. N.º 107. Bs. Aires. 1933.
- MATHER, K. F.—*Frontranges of the Andes between Santa Cruz, Bolivia and Embarcación, Argentina*. *Bull. Geol. Soc. America*. vol. 33. N.º 4. 1922.
- SCHLAGINTWEIT, O.—*Observaciones estratigráficas en el Norte Argentino*. *Bol. Inf. Petroleras*. N.º 152.



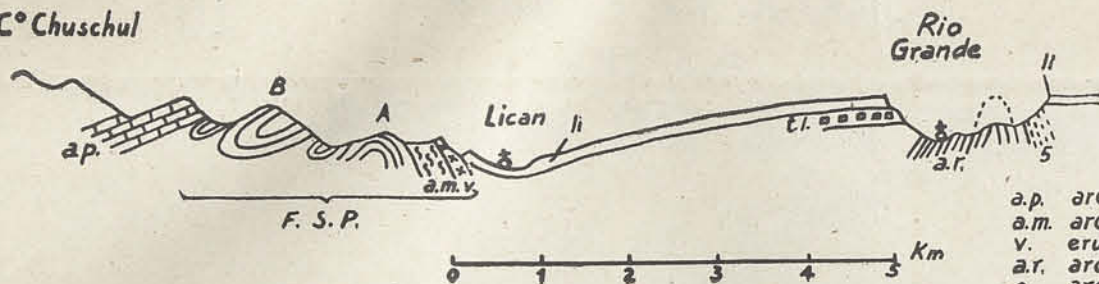
BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

I

Cróquis morfológico de la PUNA Y DEL SALAR DE ATACAMA



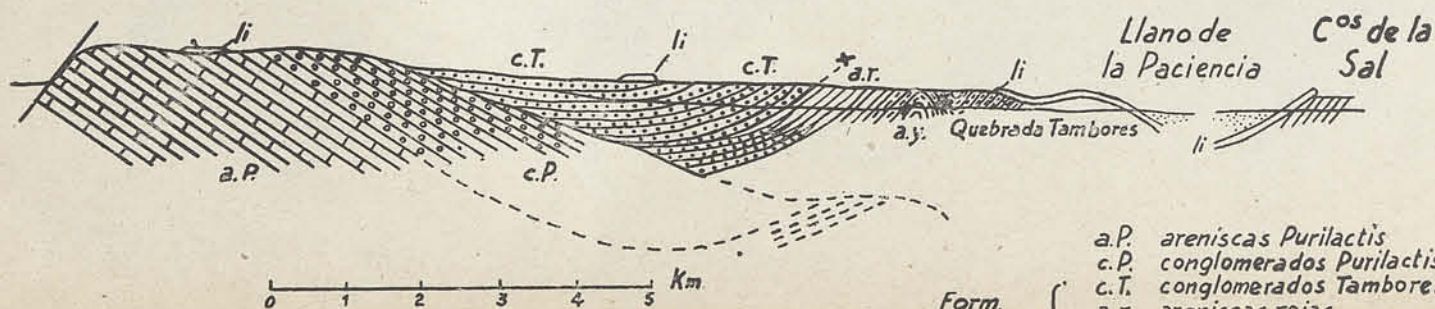
C° Chuschul



a.p. areniscas porfiríticas
a.m. arcillas multicolores
v. eruptivo verde
a.r. arcilla roja
s. arcilla con sal
li. liparita (riolita)
t.l. toba liparítica (riolítica)
F.S.P. formación salina de Purilactis

Perfil I

C°s Purilactis

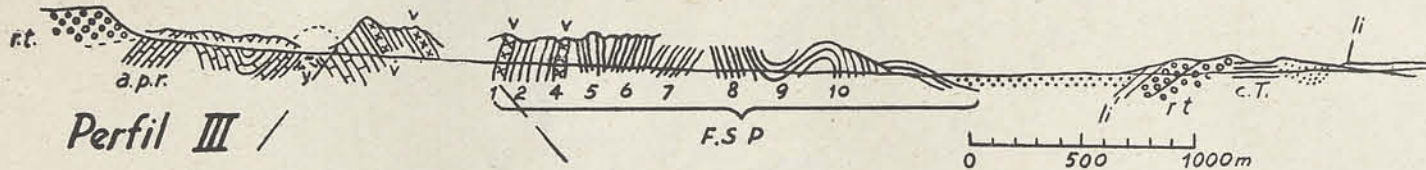


a.P. areniscas Purilactis
c.P. conglomerados Purilactis
c.T. conglomerados Tambores
a.r. areniscas rojas
a.v. arcillas yesíferas
li. liparita (riolita)

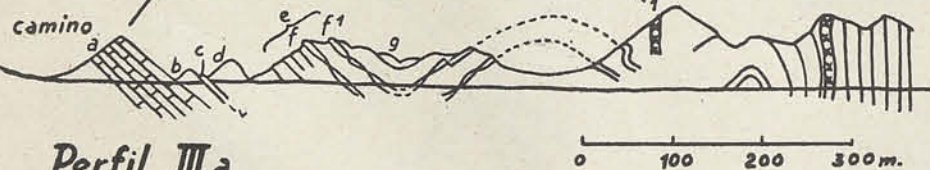
Perfil II

El Bordo

C° del Filón



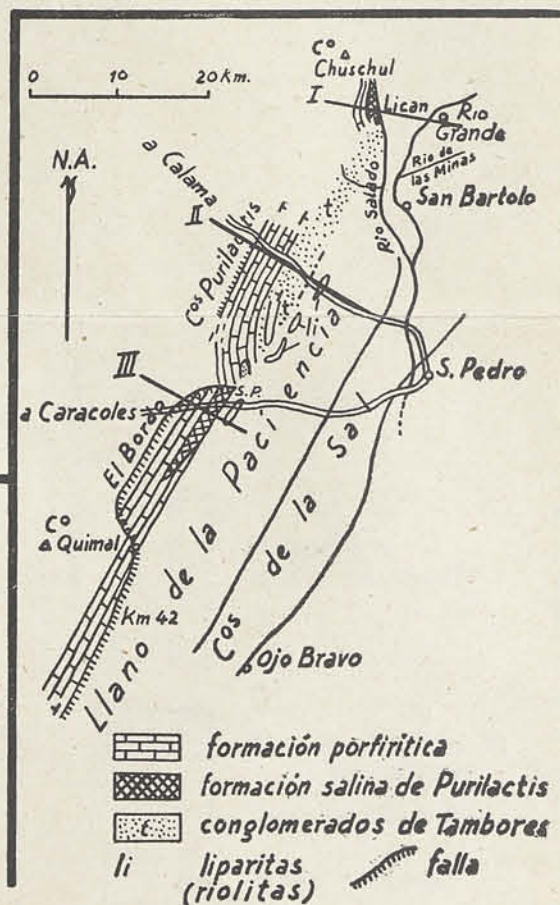
Perfil III



Perfil IIIa

li. liparita (riolita)
rt. rodados terciarios
c.T. conglomerados Tambores
a.p.r. areniscas porfiríticas rojas
v. eruptivo verde
y. yeso

1-10 explicaciones en el texto
a-g F.S.P. formación salina de Purilactis

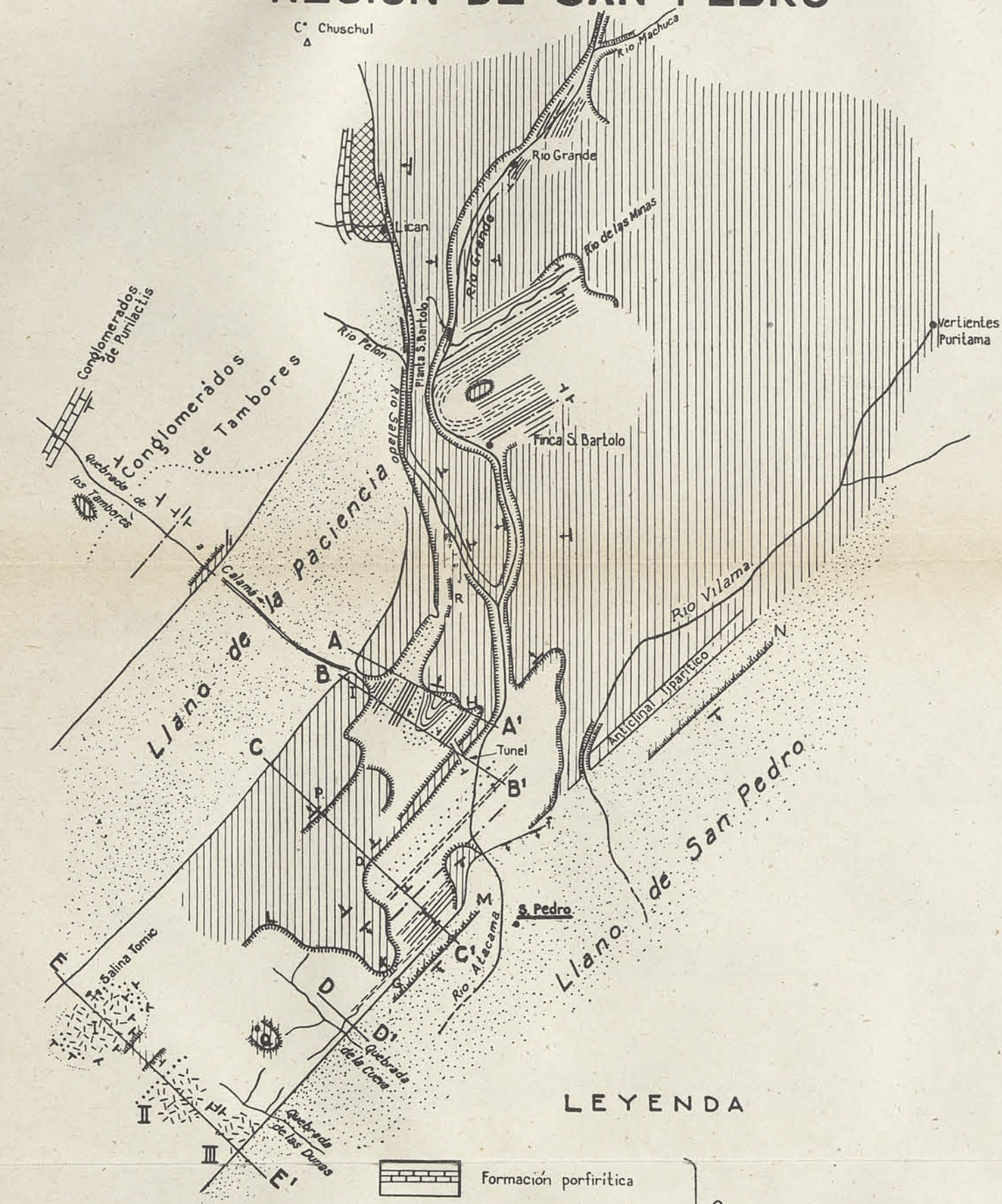


II Perfiles y Cróquis del BORDO y C°s DE PURILACTIS

III

CROQUIS GEOLOGICO DE LA REGION DE SAN PEDRO

C* Chuschul
Δ



LEYENDA



Formación porfirítica



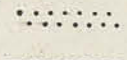
Formación salina de Purilactis



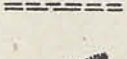
Cúpulas de sal



Arcillas rojas yesíferas



Conglomerados



Arcillas ricas en sal y yeso



Precipicio formado por la liparita o por capas del Loa



Rumbo y manto de las liparitas o capas del Loa



Rumbo y manto de la formación San Pedro



Eje del anticlinal

FORMACION SAN PEDRO



Salina Tomic

A - A'

B - B'

C - C'

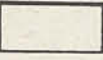
D - D'

E - E'

Trazados de los
perfiles del plano II



Formación liparítica
o riolítica



Formación San Pedro



Terreno de acarreo

ESCALA

0 5 10 Km.

INDICE

Introducción	3
I. Morfología general de la Puna de Atacama.....	4
II. La estratigrafía.....	5
A. Las rocas mesozoicas.....	5
1) El perfil de Purilactis.....	6
2) La formación salina Purilactis.....	7
3) La formación salina de Purilactis en Licán.....	14
4) Las rocas mesozoicas al pie de la Puna de Atacama....	17
5) Las pizarras betuminosas del Pular.....	18
6) Otras rocas mesozoicas en la región del Salar de Punta Negra	24
7) La formación petrolífera de Siglia.....	26
8) La región del Agua de Lari.....	38
9) Otros puntos de la Puna con capas de Siglia	41
10) Resumen sobre la formación de Siglia y sus relaciones estratigráficas	42
11) Las areniscas rojas de Caleta Coloso	44
B. La Formación de San Pedro (Terciario)	47
1) El perfil de la quebrada Tambores.....	48
2) Perfiles al oeste de San Pedro, en los Cerros de Sal ..	51
a) El perfil de la quebrada del camino inconcluso	52
b) El perfil del camino del túnel.....	56
c) La tectónica de la Formación San Pedro	58
3) La continuación de la Formación San Pedro hacia el norte	60
a) Desde el camino del túnel hacia el Río Salado	60
b) La región de San Bartolo.....	63
4) La continuación de la Formación San Pedro hacia el sur	65
5) La parte austral y central de los Cerros de Sal	67

C. La Formación Rioltica y las Capas del Loa	72
1) La Formación Rioltica en la Puna alta	72
2) La Formación Rioltica en la región de San Pedro....	77
3) La tectónica de la Formación Rioltica	84
4) El origen de las ventanas geológicas.....	88
D. El volcanismo reciente.....	90
E. Sedimentos glaciales.....	97
F. Hidrología, aguas termales y aguadas de la Puna.....	99
III. Los indicios de petróleo en el Salar de Pedernales.....	104
a) Morfología general de la región de Pedernales.....	105
b) Descripción de los indicios de petróleo de Pedernales.....	109
c) Los seudoindicios de petróleo en el Salar de Infielos.....	112
IV. Relaciones estratigráficas de las diferentes formaciones.....	113
a) Formaciones parecidas en Bolivia y Argentina. La Formación Puca	113
b) La paralelización de las formaciones rojas del norte de Chile con la Formación Puca.....	117
V. Resumen sobre el problema del petróleo en el norte de Chile..	124
Bibliografía	129

BIBLIOTECA NACIONAL
SECCION CHILENA

