

GEOLOGIA DE BOLIVIA

Por FEDERICO AHLFELD

Geólogo Jefe de la Dirección General de Minas y Petróleo (La Paz)

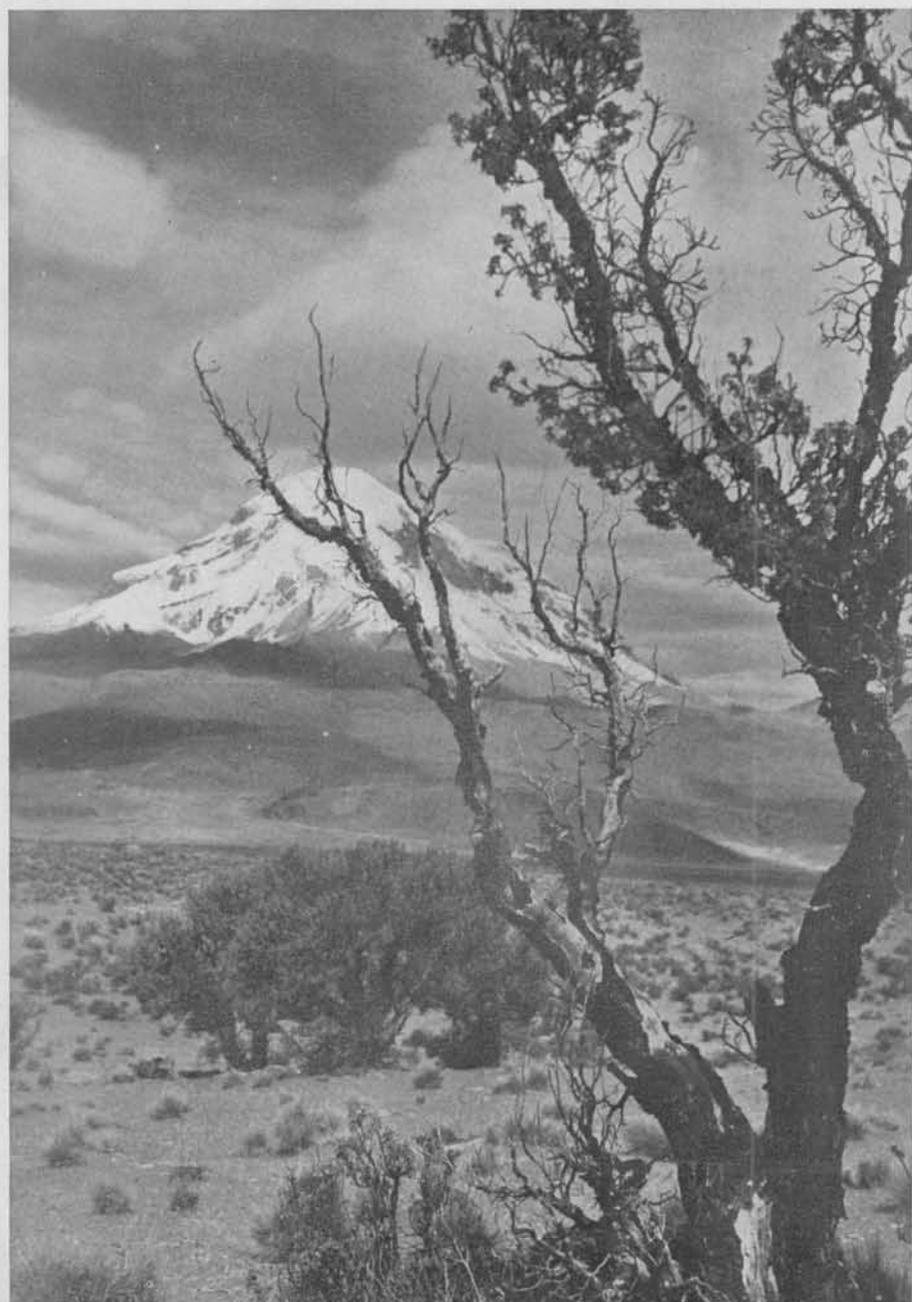
PRÓLOGO

En un país como Bolivia, cuya economía se basa en gran parte en la minería, la exploración geológica del territorio debe desempeñar un papel muy importante. Desde las admirables observaciones realizadas hace ya más de cien años por Alcides d'Orbigny, numerosos geólogos han investigado el suelo del país, en parte para efectuar estudios netamente científicos acerca de su composición geológica en general, y en parte con fines prácticos, dedicándose a la geología aplicada, especialmente a los yacimientos minerales y petrolíferos.

En los últimos años se hizo notar la ausencia de una obra acerca de la geología de la República, que ofreciera, a modo de compendio, una reseña crítica de las publicaciones esparcidas que se ocupan de los detalles de los fenómenos geológicos observados. Asimismo hacía falta un mapa geológico del país que reuniese nuestros conocimientos actuales acerca de la distribución de las formaciones, especialmente en la zona andina y subandina. La presente obra, fundamentada en investigaciones minuciosas efectuadas en muchos viajes por casi todas las provincias de la República durante doce años, tiene por objeto llenar las deficiencias anotadas.

Con excepción de algunas de las publicaciones más antiguas, pude consultar casi toda la literatura existente acerca de la geología en Bolivia, de manera que pude aprovechar los resultados alcanzados hasta la fecha, en mi descripción sintética, junto con mis propias observaciones. Fué particularmente en las bibliotecas de la Universidad de Córdoba y de la Dirección de Minas, Geología e Hidrología de Buenos Aires, donde tuve oportunidad de conseguir varios trabajos importantes que aún no conocía.

La base financiera que facilitó la publicación de la presente obra, la debo a la generosidad y al vivo interés de S. E. el señor Presidente de Bolivia, Teniente Coronel Gualberto Villaroel, y a la participación activa del señor



El volcán Sajama (6520 m)

Ministro de Relaciones Exteriores, don Gustavo Chacón. Además debo agradecer por su apoyo decisivo, a los ingenieros don Raúl Canedo Reyes, Director General de Minas y Petróleo y don Carlos Aliaga Mariaca, director interino de esta entidad. Por la revisión del manuscrito agradezco al señor ingeniero Ricardo Urquidi, La Paz.

Entre los colegas que me han ayudado eficazmente, agradezco al señor doctor Federico Peiser, Geólogo de Campo de la Dirección General de Minas, por sus contribuciones acerca de la geología del Oriente de Bolivia y por su valiosa colaboración en la composición del texto; al señor doctor O. Schlagintweit (Córdoba), que puso varias fotografías interesantes a mi disposición. Al señor doctor Pablo Groeber (Buenos Aires), por su ayuda en la impresión del Mapa Geológico y en la revisión de las pruebas del manuscrito; al señor Andrés Unterladstaetter, geólogo jefe de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, por su amable autorización para publicar su block-diagrama de la zona subandina; al señor doctor Norman Newell, Asesor Geólogo del Gobierno peruano, por el intercambio de nuestros resultados de los estudios geológicos efectuados a lo largo de la frontera Boliviano-Peruana; al señor doctor Carl O. Dunbar (Yale University) y doctor Oliver Bulman (Cambridge), por el envío de sus importantes publicaciones; igualmente tengo que agradecer a muchos otros colegas en Bolivia por varias indicaciones detalladas.

Los dibujos para los clisés fueron confeccionados en forma esmerada por el señor José Díaz Torrico en La Paz. A la señorita Alicia Barrenechea G. quedo muy reconocido por el trabajo dactilográfico.

Estoy sumamente agradecido al señor doctor Joaquín Frenguelli por el interés que mostró en esta obra, y por su resolución de editar el libro en un lugar digno y en forma perfecta. Al señor Guillermo Kraft en Buenos Aires, agradezco por la impresión del Mapa Geológico en colores. Asimismo, agradezco al doctor Remigio Rigal, director interino de Minas y Geología en Buenos Aires, por la gentil autorización que me ha concedido para efectuar la impresión de un block-diagrama en colores, en los talleres de esa entidad.

A todos mis colegas les ruego considerar en sus críticas, el hecho de que se trata de un primer ensayo realizado con el fin de abordar el conjunto de los problemas geológicos de Bolivia. Se entiende que esta tentativa debe presentar todavía varias deficiencias; lo mismo puede decirse del Mapa Geológico, que es el primero que se publica de esta índole y que estará sujeto a muchas correcciones en el futuro. Era mi intención ofrecer mediante el libro y el mapa, un resumen de todos nuestros conocimientos actuales acerca de la geología de Bolivia, en base a las publicaciones existentes y a mis propias nuevas observaciones. Es mi mayor deseo que sirvan como fundamento para las futuras investigaciones geológicas en Bolivia.

ÍNDICE

Prólogo.....	5
Capítulo I: Desarrollo y estado actual de las investigaciones geológicas en Bolivia.....	9
Capítulo II: Conceptos fundamentales de la estructura geológica de Bolivia.....	12
Capítulo III: El Oriente de Bolivia.....	14
A. La sección boliviana del «Escudo Brasileño».....	15
I. Reseña morfológica.....	15
II. Estratigrafía.....	19
1. El Arqueano.....	19
2. El Algonquiano.....	25
3. Rocas magmáticas prepaleozoicas.....	26
4. El Cámbrico.....	31
5. El Ordovícico.....	32
6. El Cretácico.....	36
7. Terciario y Cuaternario.....	39
III. Tectónica.....	44
B. El Beni.....	49
C. El Chaco Boreal.....	52
Capítulo IV: La Zona Subandina.....	53
A. Reseña general.....	53
B. El sector meridional.....	55
I. Morfología.....	55
II. Estratigrafía.....	57
1. El Devónico.....	58
2. El Pérmico.....	62
a. Gondwana Inferior.....	63
b. Gondwana Superior o Mandiyuti.....	66
3. El Cretácico.....	70
a. Las Areniscas Inferiores.....	70
b. El Horizonte Calcáreo-Dolomítico.....	72
4. El Terciario.....	74
a. Las Margas Multicolores.....	74
b. Las Areniscas Superiores.....	76
c. El Terciario Subandino.....	78
5. Manifestaciones de petróleo y aguas termales.....	80
III. Tectónica.....	82
C. La sección entre el Río Grande y el Río Ichilo.....	87
D. La sección entre el Río Ichilo y el Río Manique.....	91
E. La sección septentrional.....	94
F. Resumen.....	102
Capítulo V: Las Cordilleras Orientales y Centrales.....	105
A. Reseña general.....	105
B. Era paleozoica.....	106
I. La Formación Cámbrica.....	106
II. La Formación Ordovícica.....	110
III. La Formación Gotlándica.....	122
1. Estratigrafía.....	122
2. Indicios de glaciaciones paleozoicas.....	123
IV. La Formación Devónica.....	125
V. La Formación Permo-Carbonífera.....	138
VI. Rocas magmáticas de la era paleozoica.....	157

C. Era Mesozoica.....	160
I. El Cretácico al Este del Lago Titicaca.....	160
II. La Formación Puca.....	165
1. Areniscas Inferiores.....	166
2. « El Calcáreo ».....	168
3. Las Margas Multicolores.....	180
4. Las Areniscas Superiores.....	184
5. El volcanismo básico del Cretácico.....	186
6. Resumen.....	192
D. El Período Terciario.....	194
I. Sedimentos.....	194
II. Rocas magmáticas miocenas.....	199
1. Batolitos granodioríticos.....	199
2. Rocas porfíricas.....	206
3. Composición de las rocas magmáticas.....	217
4. Resumen.....	222
III. El Volcanismo de la época pliocena.....	223
Capítulo VI: La Altiplanicie y los Andes Occidentales.....	229
A. El Sistema de Corocoro.....	230
I. Estratigrafía.....	231
II. Tectónica.....	242
B. El grupo pliocénico.....	247
I. Los estratos del río Mauri.....	247
II. Los conglomerados de Taraco.....	250
C. Rocas magmáticas.....	252
I. Rocas intrusivas y efusivas del Terciario.....	252
II. El Volcanismo de los Andes Occidentales.....	255
Capítulo VII: La geología cuaternaria de la parte andina de Bolivia.....	263
A. La cuenca de La Paz.....	263
B. Los Estratos de Ulloma.....	277
C. La glaciación cuaternaria.....	281
D. Los lagos cuaternarios de la Altiplanicie.....	286
I. El Lago Ballivián.....	286
II. El Lago Minchin.....	295
E. Las cuencas cuaternarias de la Cordillera Oriental.....	308
I. Las cuencas de Cochabamba.....	308
II. Las cuencas de Tarija y de Padcaya.....	310
III. Otras cuencas.....	317
F. La acción termal en los Andes Centrales y Occidentales.....	318
Capítulo VIII: La orogénesis en la zona andina de Bolivia.....	322
A. Movimientos orogénicos de la era paleozoica.....	322
B. Movimientos orogénicos durante el Terciario.....	323
I. Movimiento principal.....	323
II. Movimientos durante el Plioceno.....	329
C. Levantamientos epirogénicos.....	332
Capítulo IX: Historia geológica de Bolivia.....	341
Capítulo X: La distribución de los yacimientos minerales.....	348
Capítulo XI: Actividad sísmica.....	351
Observaciones relativas al mapa geológico de Bolivia.....	352
Apéndice.....	354
Bibliografía.....	358
Índice de localidades.....	365

CAPÍTULO I

Desarrollo y estado actual de las investigaciones geológicas en Bolivia

La fama de ser el padre de las investigaciones geológicas en Bolivia, corresponde al gran naturalista francés Alcides d'Orbigny, quien en sus numerosos viajes a través de la América del Sud, durante los años 1826 a 1832, visitó una gran parte del territorio boliviano. Fué él quien coleccionó e identificó los primeros fósiles silúricos y devónicos y que describió 26 especies del Carbonífero Superior de Yaurichambi. Las descripciones de su viaje por el Oriente de Bolivia son todavía hoy valiosas, ya que d'Orbigny visitó regiones en las cuales después de él ningún geólogo alcanzó a penetrar. De su gran obra presentada en once volúmenes, *Voyage dans l'Amérique Meridionale*, que apareció en París durante los años 1835 al 47, los más importantes para nosotros son los tres tomos que tratan de la descripción de sus viajes. El tomo *Geología* y su trabajo sobre los *Llanos de Moxos* principalmente, son dignos de ser leídos hasta el día de hoy. No sabe uno qué debe admirarse más en los trabajos de d'Orbigny, si su genial habilidad de observación o su certero juicio científico. Es un placer admirar sobre todo la cuidadosa presentación de sus dibujos, efectuados a mano. Sus méritos, prestados a la tarea de investigaciones geológicas en Bolivia, jamás podrán ser lo suficientemente valorizados.

Los viajes emprendidos a mediados del siglo pasado por D. Forbes y por Pissis en los Andes bolivianos, nos hicieron conocer pocas novedades; más bien sus publicaciones ocasionaron alguna confusión.

Durante más de 45 años se extendieron las actividades de exploración geológica del gran geólogo alemán Gustavo Steinmann, en Bolivia y en el Perú. Dos veces, entre 1883 y 1884, y 1903 y 1904, viajó por la región andina boliviana. El segundo viaje que hizo en compañía de H. Hoek y A. v. Bistram, le condujo de La Quiaca (frontera con la Argentina) hasta La Paz. El itinerario y el mapa de sus rutas en este viaje son de gran valor para nosotros. Los fósiles coleccionados por Steinmann fueron determinados en parte por él mismo, y en parte por sus alumnos. Dichos trabajos constituyen el fundamento de nuestros conocimientos relativos a la paleontología, estratigrafía y tectónica de Bolivia. Esto se refiere particularmente a los trabajos científicos sobre los fósiles del Silúrico y Devónico, recogidos por Steinmann en su primer viaje, y determinados por Ulrich (1892); además al importante trabajo de Knod (1908), publicación en que por primera vez fué emprendida una división sistemática del grupo inferior de la formación devónica; este estudio está basado en los hallazgos del segundo viaje de Steinmann. Más tarde, en 1912, Steinmann y Hoek publicaron los resultados de sus investigaciones sobre el Cámbrico y Silúrico del Sur

de Bolivia. Mayer (1906) determinó los fósiles del Carbonífero y Fritzsche (1923) identificó, en base a los fósiles encontrados por Steinmann en Miraflores (Departamento de Potosí), la edad neocretácica del «Horizonte calcáreo-dolomítico», muy discutido hasta entonces. El libro *Geología del Perú*, publicado por Steinmann, en 1929, ofrece muchas referencias a Bolivia. Fué este autor el primero que reconoció la edad terciaria de los batolitos granodioríticos del Norte de Bolivia y que distinguió las tres fases principales de la orogénesis andina.

Steinmann unió a su don de observador la genial interpretación de los hechos observados en la naturaleza. Poseía además una extraordinaria habilidad para descubrir fósiles en regiones que son verdaderamente pobres en capas fosilíferas.

La gran expedición francesa que visitó el país bajo la dirección de G. de Crequi-Monfort, en el año 1903, para el estudio de la altiplanicie boliviana, nos dió como resultado de mayor importancia la descripción detallada de los mamíferos fósiles encontrados en la cuenca de Tarija, mediante la monografía de Boule (1920).

El geólogo francés A. Dereims, quien, contratado por el Gobierno boliviano, recorrió en los años 1901 a 1906 gran parte del Altiplano y de las Cordilleras Centrales, descubrió muchos nuevos lugares fosilíferos, entre otros Apillapampa, lugar clásico para el estudio de los fósiles del Carbonífero Superior. Es lástima que él mismo haya publicado muy poco. Empero, los fósiles coleccionados por Dereims fueron determinados en parte por Kozłowski.

En 1914, A. Douglas publicó el resultado de su viaje de exploración geológica hecho desde Arica a los Yungas de La Paz, y en 1913 se dió a conocer el resumen de las investigaciones efectuadas en la Isla del Sol por H. E. Gregory. I. Bowman proporcionó en los años 1909 y 1914 importantes contribuciones acerca de la fisiografía del Altiplano y de los Andes Centrales.

Roman Kozłowski, director de la Escuela de Minas de Oruro desde 1913 hasta 1922, dedicó casi una decena de años a investigaciones geológicas sobre la región andina de Bolivia. A él debemos, después de Steinmann, el mayor progreso de nuestros conocimientos de la geología de Bolivia. Siendo el mismo especialmente paleontólogo, publicó monografías importantes sobre los Braquiópodos del Carbonífero Superior (1914) y del Devónico (1924), además describió nuevos fósiles del Ordovícico. Fuera de esto, publicó en revistas bolivianas las descripciones interesantes de sus viajes. De interés particular es el resumen de su viaje por los departamentos de Oruro, Potosí y Chuquisaca (1920) con un mapa geológico del itinerario, estudio preliminar que es muy útil para el dibujo de un mapa geológico de la zona andina boliviana. Juntamente con Smulikowski, Kosłowski publicó en 1934 una monografía de las rocas eruptivas de los Andes de Bolivia; este libro constituye hasta la fecha el trabajo fundamental sobre esta materia.

E. W. Berry, profesor de la Universidad de Johns Hopkins, visitó Bolivia varias veces y se dedicó especialmente a estudios paleobotánicos. Junto con J. T. Singewald Jr. descubrió la flora de Corocoro (1922). En base a la determinación de Berry la edad neoterciaria de la formación de Corocoro está asegurada. Posteriormente se dedicó a la determinación de la flora del Cerro de Potosí, que tiene más o menos la misma edad que la flora de Corocoro, es decir, neoterciaria. Sus colecciones de fósiles devónicos de las cordilleras altas del Norte de Bolivia fueron estudiadas por F. M. Swartz (1925). Debemos a Berry también un bosquejo de la geología de Bolivia (1932).

Durante los años 1926 a 1928, el geógrafo alemán Carlos Troll visitó gran parte de la República, dedicándose especialmente a la geología cuaternaria. Publicó valiosas contribuciones sobre la cuenca de La Paz y sobre el Cuaternario de la zona andina de Bolivia.

F. Ahlfeld llegó a Bolivia en 1923 y se dedicó hasta 1928 a investigaciones minero-técnicas y de yacimientos minerales. En 1935 tomó a su cargo la Sección de Geología de la Dirección General de Minas y Petróleo de La Paz, recién organizada. Viajó por una gran parte del territorio de la República con el fin de coleccionar datos para un mapa geológico del país. Sus investigaciones geológicas son publicadas por primera vez en la presente obra juntamente con el primer mapa geológico moderno de la parte andina de Bolivia.

La zona subandina, debido a su riqueza en yacimientos petrolíferos, ha llamado la atención muy particular de los geólogos petroleros durante las dos últimas décadas. Ya en los años 1901 a 1902 el conocido geólogo inglés I. G. Evans viajó por Caupolicán, hallando en esa zona fósiles cámbricos y ordovícicos que fueron descritos por P. Lake y E. M. R. Wood. Guido de Bonarelli presentó en 1921 un conceptuoso estudio sobre la parte Sudeste de la zona subandina. Pero el que estableció una base para la estratigrafía de la zona subandina que queda valedera hasta el día de hoy, ha sido, sin embargo, K. Mather con su trabajo *Front Ranges of the Andes between Santa Cruz and Embarcación* (1922). Por primera vez comprobó que el Pérmico glacial del Noroeste de la Argentina se extiende, fuertemente desarrollado, hasta Bolivia. Durante 12 años (1923 a 1935) los geólogos de la The Standard Oil Co. of Bolivia investigaron gran parte de la zona subandina en busca de estructuras favorables para la acumulación de depósitos petrolíferos. Estos trabajos fueron continuados por los geólogos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos y por los peritos de la Comisión Mixta Boliviano-Brasileña. Desgraciadamente estos informes y mapas nunca han sido publicados.

Uno de los mejores conocedores de la zona subandina, el geólogo alemán O. Schlagintweit, contribuyó en forma decisiva a nuestros conocimientos de esta zona, aparte de numerosos informes no publicados, mediante su trabajo fundamental: *Observaciones estratigráficas en el Norte Argentino*

(1937). Los resultados de sus estudios en la Argentina también son valederos respecto a la parte boliviana de la faja subandina. Además Schlagintweit publicó un estudio sobre la posición estratigráfica del « Calcáreo » de Miraflores (1941).

Desde los viajes de d'Orbigny el Oriente de Bolivia, en materia de investigaciones geológicas, ha quedado casi totalmente descuidado. Recientemente, F. Peiser ha estudiado en los años de 1939 a 1944 la geología de gran parte de la provincia Ñuflo de Chávez. Sus observaciones, como asimismo los estudios geológicos de F. Ahlfeld a lo largo del ferrocarril de Corumbá a Santa Cruz, son publicados por primera vez en este libro.

Respecto al estado actual de las investigaciones geológicas de Bolivia, ya el gran número de publicaciones registradas en nuestra bibliografía, prueba que Bolivia de ningún modo es un país tan desconocido geológicamente como a menudo se oye decir. Los estudios sobre el Devónico y el Carbonífero de Bolivia han resultado ser fundamentales para el conocimiento de estas formaciones en Sudamérica. Se desprende del mapa que algo más de dos terceras partes de la superficie de la Bolivia Andina ya han sido comprendidas en los itinerarios geológicos. La región mejor conocida es la « faja estañífera », que por su importancia económica ha sido visitada por la mayoría de los geólogos. En la altiplanicie y en las Cordilleras Orientales, la red de itinerarios es más rala. Geológicamente inexplorada queda gran parte de la Puna en la provincia de Sud Lipez así como grandes secciones de las Cordilleras Orientales y de la zona subandina. Desgraciadamente hacen falta hasta la fecha investigaciones geológicas en la zona del codo de los Andes al Oeste de Santa Cruz.

En el Oriente boliviano la provincia de Velasco no ha vuelto a ser visitada por geólogos desde los tiempos de d'Orbigny, y las serranías limítrofes en la región de las cabeceras del río Itenez (Guaporé), del río Verde y del río Tarbó son geológicamente aún tierras vírgenes, asimismo la zona fronteriza entre Bolivia y el Brasil a lo largo del río Itenez.

CAPÍTULO II

Conceptos fundamentales de la estructura geológica de Bolivia

Las estructuras geológicas de Bolivia, en grandes rasgos, son sencillas. Según demuestra la ilustración (fig. 1), hay que distinguir, de Naciente a Poniente, los siguientes elementos principales de la estructura geológica de Bolivia:

I. El Oriente de Bolivia forma parte del *escudo brasileño*, que es un macizo antiquísimo y solidificado, constituido mayormente por el basamento cristalino. En su parte intermedia el macizo brasileño tiene una saliente hacia el Oeste en forma de cuña, acercándose al borde de los Andes.

En la región nororiental de Bolivia, el macizo antiguo del que hemos hablado está cubierto por los sedimentos cuaternarios de la cuenca del río Amazonas, y en la parte sudoriental por los depósitos cenozoicos del Gran Chaco, depósitos que ocupan juntos casi una tercera parte de la superficie de Bolivia.

II. El bloque andino está acompañado en su lado Este, por la zona sub-

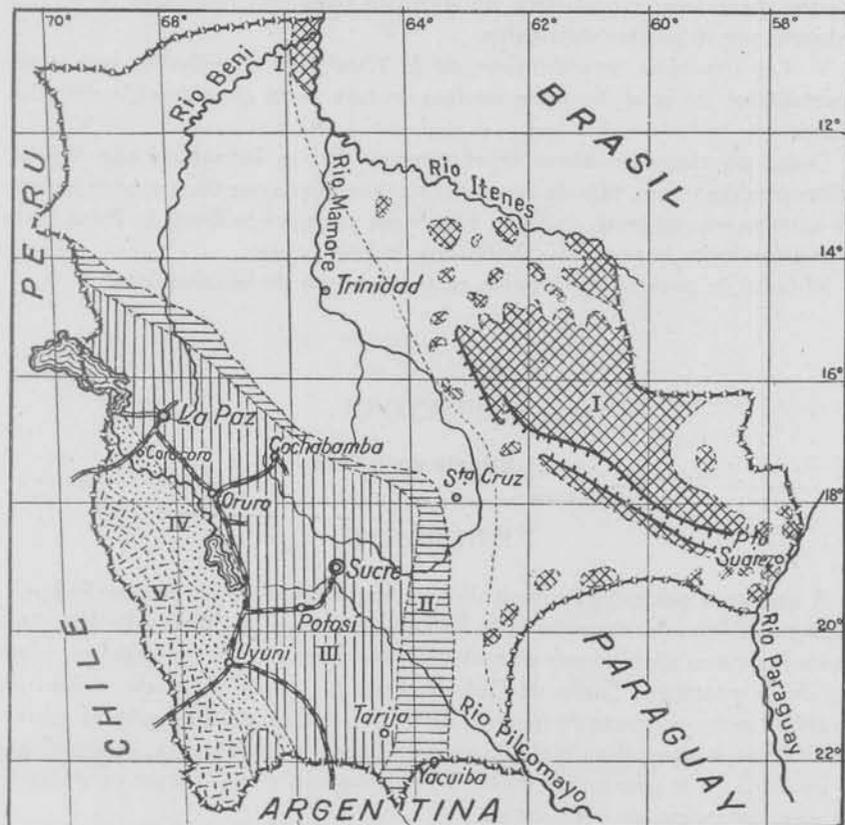


Fig. 1. — Rasgos esenciales de la estructura geológica de Bolivia

andina, una faja fuertemente plegada que se compone de sedimentos paleozoicos, mezozoicos (de origen continental) y terciarios que forman cordones paralelos de plegamiento. Esta faja se apoya íntimamente a la gran cadena de los Andes, alcanzando en la parte meridional entre Yacuiba y Santa Cruz una anchura de 100 km. Al Oeste de Santa Cruz la zona subandina desvía su rumbo hacia al Noroeste adelgazándose al mismo tiempo. Más al Noroeste, en la zona del curso superior del río Beni, se ensancha otra vez alcanzando una anchura de 80 km.

III. Las cordilleras orientales y centrales, constituidas en su mayor parte por la serie paleozoica, comprendiendo en el Norte también una parte del Altiplano.

IV. Más al Oeste se apoya a las cordilleras centrales la gran depresión del *Altiplano*, rellena por sedimentos terciarios y cuaternarios. La zona limítrofe entre el Oeste del Altiplano y los sedimentos mesozoicos de origen marino de la región costanera no aflora en territorio boliviano, si no está cubierta por depósitos siguientes.

V. *Los depósitos neovolcánicos de la Cordillera Occidental*, que están acumulados hacia el Naciente encima de una parte considerable del Altiplano.

Como un elemento ajeno en el extremo Sur se introduce una *faja de filitas precámbricas*, faja de esquistos metamórficos que fueron sometidos a un intenso plegamiento andino. Esta zona se extiende desde la Puna de la Argentina hasta la provincia boliviana de Sud Lípez.

El texto de nuestra descripción se ajusta a esta división regional.

CAPÍTULO III

El Oriente de Bolivia

INTRODUCCIÓN

A una gran parte de este capítulo ha contribuido el señor doctor Federico Peiser, geólogo de campaña de la Dirección General de Minas, La Paz. Durante los cinco años de sus actividades desempeñadas en Concepción, capital de la provincia Ñuflo de Chávez, tuvo la oportunidad de viajar por muchos sectores de esa provincia. El doctor Peiser está preparando actualmente una monografía detallada que se refiere a la morfología, climatología y geología de la provincia citada. A continuación presentamos un extracto de sus observaciones geológicas.

El Oriente de Bolivia ha sido descuidado respecto a su exploración geológica. Desde las admirables observaciones que hizo Alcides d'Orbigny en sus viajes realizados hace ya más de cien años, y cuyas publicaciones originales casi no se consiguen ya, muy pocos geólogos han visitado estas vastas regiones. Evans (59) investigó las rocas cristalinas de las cataratas del río Mamoré (Madeira) y las rocas de la zona limítrofe del Brasil, en el Sur de Mattogrosso; el geógrafo Kanter (91) visitó el Chaco Boreal, y Ahlfeld (4) examinó las pegmatitas con moscovita en Ñuflo de Chávez e hizo un reconocimiento de la faja adyacente al ferrocarril de Corumbá a Santa Cruz, actualmente en construcción.

Respecto a la misma ruta y al distrito fronterizo entre Bolivia y el Brasil,

la obra *Geología del Brasil*, de Oliveira y Leonardos (121) contiene muchas referencias valiosas. Generalmente la zona fronteriza ha sido estudiada con preferencia por los geólogos brasileños. No obstante, hasta el día de hoy, extensos territorios del Oriente permanecen netamente desconocidos, como por ejemplo la serranía de Huanchaca, etc. Por tal motivo no fué posible confeccionar un mapa geológico del Oriente; y nos debimos limitar a unos pocos mapas detallados.

A. — LA SECCIÓN BOLIVIANA DEL «ESCUDO BRASILEÑO»

I. RESEÑA MORFOLÓGICA

Rocas antiguas, denudadas en gran parte casi hasta el nivel de base, mostrando con este motivo un paisaje de formas maduras, constituyen en la zona intermedia del Oriente boliviano una cuña que penetra considerablemente hacia el Oeste. El macizo cristalino separado del sistema andino por una hoyada ancha y profunda, forma un enorme tablero ligeramente inclinado hacia el Este, mientras que en el Oeste, Sudoeste y Sud, sus límites son de índole tectónica. Hacia el Norte, las rocas primitivas se hunden paulatinamente debajo de los aluviones del Beni, y hacia el Sud el basamento se sumerge debajo de los depósitos cenozoicos del Chaco Boreal (véase fig. 1).

Dentro del macizo antiguo y cerca de sus bordes, existe un mayor número de serranías de poca altura y también muchas elevaciones aisladas.

Entre las serranías más importantes de la región, podemos enumerar las siguientes: al Sur del gran zanjón tectónico que conoceremos como «Foso Chiquitano», se extiende, por 160 km de largo y con rumbo ESE, la serranía de *San José* (mapa, fig. 8), que tiene su principio al Oeste de la Laguna Concepción. Esta serranía se compone de una mesa de areniscas, inclinada suavemente hacia el Sud, que lleva un declive abrupto hacia el Norte, mostrando paredones cortados a pique. Las cumbres de esta serranía sobresalen en más o menos 150 m con relación al nivel de San José (385 m). Por el Sud, las areniscas se hunden debajo de los aluviones del Gran Chaco, quedando generalmente en posición horizontal por grandes extensiones, aflorando sus ligeras ondulaciones a veces en la superficie o saliendo como pilares tectónicos en cerros aislados, cuya máxima elevación constituye el cerro San Miguel (780 m), situado a 170 km al Sud de San José. La geología y estructura de los numerosos cerros aislados que constituyen puntos de demarcación en la frontera boliviano-paraguaya, es poco conocida. Presumiblemente se trataría, como en el caso del cerro San Miguel, de «Horsts» de la meseta de areniscas.

La serranía de Santiago (fig. 2), de una longitud de 120 km, que se



Fig. 2. — Serranía de Santiago, vista del Sur

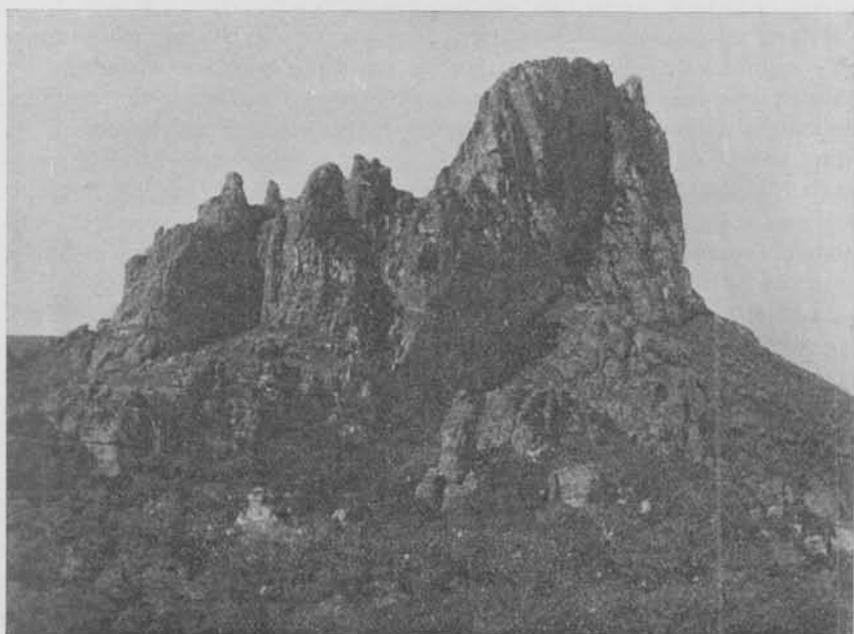


Fig. 3. — Cerro Chochís, visto desde El Portón

hunde al Este del valle del río Tucavaca debajo de aluviones, se encuentra desplazada por el lado del Norte, es decir, en una situación «en échelon» en relación a la serranía de San José. Sus cumbres alcanzan más o menos 900 metros de altura s. n. m. El pueblo de Roboré queda al pie meridional de esta serranía, a una altura de 325 m.

De un modo general puede decirse que gran parte de Chiquitos ofrece el aspecto de un paisaje típico de tablados rotos.

Entre estas dos serranías interviene la corta serranía de El Portón y del Chochís, que consiste en remanentes de una capa potente de areniscas más recientes. Encima de mesetas subhorizontales que forman los cerros de Ipias y de San Lorenzo, se levantan, con laderas empinadas, los cerros de Turugupá y del Chochís, situados en ambos lados del Abra del Portón que constituye la entalladura por donde pasa el ferrocarril. Las formas abruptas de los cerros mencionados, que se parecen a pilares, son casi alpinas. El Chochís (figs. 3 y 14) representa, con 1425 m, la máxima elevación del Oriente boliviano.

Al Este de una extensa zona de hundimiento, rellena por sedimentos pleistocénicos, se levantan cerros mayores aislados al Sud de Puerto Suárez y a lo largo de la frontera brasileña, en la serranía de Jacadigo (800 m). Además, al Norte de la bahía de Cáceres (145 m), existen por el lado occidental del río Paraguay, otras serranías y cerros aislados al Oeste de las lagunas Mandioré, La Gaiba y Uberaba. La geología de estos cerros, consignados en el mapa de J. W. Evans (57) como «rocas cristalinas antiguas», permanece aún desconocida en sus detalles.

La meseta al Norte del Foso Chiquitano es una semillanura que corta el basamento cristalino; tiene formas tan maduras, que desde el avión, su superficie aparece como un llano boscoso con algunas islas de pampas. Sin embargo, el relieve de esta lomada no es tan monótono, sea a causa de la diferente resistencia de las rocas, o ya sea por causas tectónicas. Así es que existen bloques de mayor altura que deben su origen a solevantamientos modernos, como por ejemplo el bloque de San Javier que contiene varias serranías, generalmente con rumbo Norte o NO, y cerros aislados que alcanzan 800 a 900 metros de altura. Las zonas más altas, como la serranía al Oeste de San Javier, se hallan a mayor proximidad de la Cordillera de los Andes. En cambio al Este de las serranías muy quebradas, que atraviesan el camino entre San Javier y Concepción, siguen mesetas uniformes de una altura media, como la de Concepción (490 m) y de San Ignacio (335 m). Al naciente de San Miguel de Velasco, pueblo situado sobre la meseta a una altura de 443 m, la superficie va bajando paulatinamente, en dirección a las llanuras alrededor del río Paraguay (San Matías 159 m) y los pantanales de Mattogrosso o de los Jarayes. Sin embargo, al SO de Santo Corazón de Chiquitos (377 m) debe ser mencionada la cordillera de Sunsás, que tiene mayor altura.

Hacia el Norte, el basamento cristalino se hundió poco a poco debajo de los

depósitos neozoicos del Iténez y del Beni, asomando no obstante en muchas cachuelas de los ríos y emergiendo de los llanos unas veces en forma de cerros aislados pequeños y otras constituyendo macizos de mayor extensión, como la serranía de San Simón (600 m) situada a 30 km. al SO del Puerto Cafetal en río Iténez. Los afloramientos más septentrionales de rocas cristalinas antiguas, constituyen los tres saltos del río Abuná en su parte baja, situadas a 90°50' latitud Sud (Cachuela Fortaleza, Tambaqui y Cachuela de Barro). Las serranías situadas entre 14 y 15° latitud Sud, alrededor del río Verde, en la frontera con el Brasil (serranía Negra, serranía de Ricardo Franco y serranía de Huanchaca) constituyen una tierra incógnita en todo sentido.

La meseta ocupada por las rocas antiguas consolidadas, se halla rodeada casi por todos sus lados, de terrenos bajos con sedimentos neozoicos. Una gran depresión tectónica, rellena por sedimentos sueltos, separa a la Cordillera de los Andes del Escudo Brasileño. Esta hoyada tiene su drenaje hacia el NO por el río Grande (Guapay) y además por el río San Miguel que es la continuación del río Parapetí. El Parapetí lleva sus aguas a los bañados de Izozoc, atraviesa después como « río Quimome » la cadena de San José, formando al Norte de este desfiladero, la Laguna Concepción (290 m) en una hondura del Foso Chiquitano; el mismo río continúa por Palmarito (254 m) y San Pablo de Guarayos hasta el Itonama que desemboca en el Iténez.

La zona pedemontana de Santa Cruz (437 m) baja paulatinamente hacia el NE con dirección al río Grande. El Monte Grande que se extiende entre el río Grande y el río San Miguel, constituye una zona plana y baja cuya altura no excede de los 300 metros entre Banegas y Palmarito, respectivamente 442 m más al Sud, en el trecho del Monte Grande que se pasa entre Santa Cruz y San José.

El Foso Chiquitano tiene otro drenaje hacia el naciente en el río Tucavaca, que se junta con el río de Roboré (río San Rafael) formando el río Otuquis, afluente del río Paraguay. Los bañados del Otuquis constituyen la zona más baja de Bolivia, como asimismo los terrenos aluviales situados entre Puerto Suárez (140 m) y la estación Tacuaral del ferrocarril Corumbá-Santa Cruz.

De la exposición anterior se infiere que el relieve del Oriente de Bolivia, de ninguna manera debe imaginárselo como un llano uniforme. Aunque las diferencias entre las elevaciones no son muy considerables, hemos visto que pueden distinguirse serranías largas, cerros aislados, vastas peneplanicies de una altura media, cortadas en muchos lugares por la erosión de los ríos, y por fin zonas bajas y anegadizas con bañados anchos, pantanos (Curiches) ocupados por palmares, praderas anegadizas y lagunas. En la zona comprendida entre el Norte del Departamento de Santa Cruz y la provincia del Iténez (Dept. del Beni) zonas boscosas de poca altura son ocupadas por gomales. Pero también esta faja de gomales, aunque se compone generalmente

de terrenos planos y bajos, encierra algunas islas donde emerge el basamento cristalino en forma de «lajas» y cerros.

Para nuestra orientación orográfica debemos atenernos principalmente a la *línea divisoria* entre los afluentes de la Hoya Amazónica y el sistema del La Plata. Esta línea morfológica importante pasa entre Camiri y Villamontes, es decir, entre el río Parapetí y el río Pilcomayo tomando después un rumbo NE por los cerros al Este de Boyuibe, llegando al cerro San Miguel, situado al Sud de San José de Chiquitos. De allí continúa el divortium en dirección al Norte, cruzando al Foso Chiquitano cerca de Ipiás. La división de las aguas se puede seguir rumbo Norte y NE, por las lomas al Este de San Rafael, hasta el cerro «Cuatro Hermanos» situado entre San Ignacio y Las Petas; desde este cerro que tiene importancia para la demarcación de la frontera, continúa la línea divisoria de primer orden rumbo NE a la serranía de Agoapehy (Brasil) y a la altiplanicie de Matto Grosso.

II. ESTRATIGRAFÍA

1. *El Arqueano (por F. Peiser)*

La superficie cristalina del Oriente boliviano constituye una parte del gran macizo brasileño que se extiende desde Guayana y Río Grande del Norte hasta las serranías al Sud y al Oeste de Buenos Aires. En el Oriente de Bolivia, el basamento cristalino ocupa gran extensión en la superficie, habiendo sido destruidas y casi completamente denudadas las formaciones de la era paleozoica y mesozoica, que anteriormente cubrían, sin duda en capas gruesas, el basamento cristalino.

Respecto a los *afloramientos* de rocas cristalinas, hemos de distinguir dos zonas principales: la *primera zona* es una faja en el departamento del Beni, alrededor de Guayaramerín, donde el basamento asoma en varios saltos del río Madera. Las rocas estudiadas en 1906 por Evans (59) son las siguientes: gneises granulíticos con microclino y micropertita (por ejemplo Salto Teotonio en el Brasil), gneis granitoide (Villa Bella), gneises biotíticos y anfibolíticos; además existen zonas de gneis esquistoso que contiene andalusita, y fajas de gneis grafitico; estas últimas rocas pertenecen al grupo de los paragneises.

La *segunda zona arqueana* comprende el *bloque chiquitano* que es un enorme macizo que se extiende desde Guarayos por el NO, sobre la meseta de San Miguel de Velasco hacia Santo Corazón de Chiquitos por el SE; en total sobre una superficie de más de 600 km de largo y 200 km de ancho. Hacia el Norte el basamento antiguo asoma en trechos hasta los gomales de la Esperanza (provincia Ñullo de Chávez).

El Arqueano se compone de rocas altamente metamorfoseadas y consolidadas, cuyo prototipo es el gneis. Generalmente la metamorfosis fué bas-

tante intensa y corresponde a la catazona. A este grupo hay que atribuir las migmatitas, los gneises lenticulares y las « leptinitas » que fueron observadas por d'Orbigny en el cantón Santo Corazón. Sin embargo, existen fajas angostas con micacitas de la mesozona y ocasionalmente, filitas menos transformadas de la epizona. Resulta difícil separar con certeza las zonas algonquianas de la gran masa arqueana que ocupa la mayor parte de los terrenos, por los plegamientos que han sufrido juntos.

El gneis ocupa mayor superficie que todas las otras rocas cristalinas. En la mayor parte de los gneises de Ñuflo de Chávez prevalece la biotita. Muy difundidos son también los gneises con dos micas. Solamente en forma subordinada aparecen fajas de *gneis con muscovita* (gnM en el mapa fig. 4), por ejemplo entre Concepción y San Javier cerca de « La Dolorida ». Raramente se presentan fajas angostas de gneis diorítico.

Según su origen hay que distinguir tres clases de gneis : a) *Ortogneis* de génesis plutónica, derivado de rocas ígneas como granitos ; b) *Paragneis*, derivado de sedimentos antiguos como pizarras, areniscas, grauvacas, etc. ; c) *Migmatitas*, arteritas y veneritas. Son gneises híbridos, inyectados *lit par lit* por granitos antiguos ; todo este complejo ha sido plegado bajo las condiciones de la catazona.

a) El Ortogneis (granito gneísico o gneis granitoide) es una roca metamórfica en la cual los minerales tienden a colocarse en forma oriculada, lo que le da un aspecto de roca bandeada ; mientras que en los granitos genuinos no puede distinguirse una dirección preferida en la colocación de sus cristales. No obstante hay toda una serie de transiciones entre gneis granítico y granito gneísico ; por tanto la separación de las dos clases de rocas en el mapa geológico no es cosa fácil. La equistosidad, según el grado de la compresión lateral (*stress*), puede ser más o menos pronunciada, de manera que existe gran variedad en las texturas de los ortogneises. Cuando cristales feldespáticos de mayor tamaño se distinguen entre los demás componentes, resulta el « gneis lenticular ». En Ñuflo de Chávez existen grandes lajas de este gneis granítico porfídico grueso en la serranía al Oeste de San Javier, alrededor de los ranchos de Primavera y de Matías. D'Orbigny observó tales gneises granitoides en una ancha zona entre San Miguel de Velasco y San José de Chiquitos (cadenas de San Carlos, San Lorenzo y San Juanama).

Otro macizo de ortogneis, atravesado por numerosas vetillas de cuarzo, está situado a 40 km al Sud de Concepción en la serranía de Reyes, El Carmen, San Antonio, Nampurabo y Bororoca ; las cumbres alcanzan alturas hasta de 750 metros.

Tampoco falta el ortogneis en los alrededores de Holanda en el Lomerío. Las rocas tienen allí un rumbo muy marcado al NNO y un buzamiento muy inclinado con 70° hacia el Este ;

b) El Paragneis tiene generalmente colores oscuros ; su textura es más o menos pizarrosa, sus cristales de tamaño pequeño hasta fino. En algunos



Fig. 4. — Croquis geológico del Sur de la provincia Ñuño de Chévez (según F. Peiser): a, aluvial; ac, arcillas cenozoicas (rayas oblicuas); A, anfíbolitas; Au, zonas auríferas; e, vetas de cuarzo; ec, cuarcitas cristalinas (Algonquiano ?); f, filitas y gravacas (Algonquiano ?); g, esquistas grafiticos (Algonquiano ?); gg, granito gráfico; gm, gneis muscovita, Arqueano; gno, ortogneis, Arqueano; gnp, paragneis; gr, granito (señalado por cruces); Hf, hornfels (Algonquiano); m, micéscitas (en parte algonquianas); mg, esquistas micáceas con granatos (Algonquiano ?); mi, micacitas turmalinizadas (Algonquiano ?); Mi, migmatitas (todo Arqueano); P, pórfidos; Pg, pognmatitas. La cubierta cuaternaria está señalada por líneas dentadas.

lugares afloran variedades de paragneis fino con poca biotita y de color blanquecino que deben ser derivados de areniscas antiguas. Tales asperones grisáceos metamórficos se usan como piedra de afilar. Al Norte de San Javier en el cauce del río Totaitú, afloran grauvacas metamórficas muy duras, de color oscuro y de grano fino, que llegan hasta el grado de « Hornfels ». En la zona entre Holanda y las Salinas (cantón Santa Rosa del Palmar) también se han observado grauvacas y areniscas metamórficas, con rumbo N 60° O, pero no se han encontrado gneises conglomerádicos;



Fig. 5. — Migmatitas en « Las Madres », al NO de Concepción

c) Cuando las pizarras antiguas fueron inyectadas, capa por capa, por el magma granítico de la catazona, resultaron migmatitas, arteritas y veneritas con textura veteada y listada. Son gneises híbridos derretidos y amasados en gran profundidad. Una zona de estos gneises inyectados puede diferenciarse en el mapa desde el Sud de Concepción hacia el NO, en 35 km de largo, desde Aruguaito por toda la banda del río Zapocóz de Concepción. En muchos puntos se notan plegamientos en forma de zig-zag. En las cachuelas del río Zapocóz cerca de « Las Madres », establecimiento de don Juan Ignacio Castedo, situado a 22 km al NO de Concepción, se ven inclusiones fusiformes y lenticulares, en parte desgarradas, de pizarras metamór-

ficas de color casi negro, inyectadas por un granito gneísico en forma concordante con rumbo N 25° O. Por lo demás, orto- y paragneis se hallan atravesados por vetas pegmatíticas de 30 cm de espesor y de rumbo N 40° O.

Ignales observaciones se hacen en Aruguaito, a 15 kms al Sud de Concepción, donde un ortogneis con textura porfídica aparece íntimamente vinculado con pizarras oscuras metamórficas.

Micacitas. — Los esquistos micáceos (*m* en el mapa) representan las pizarras arcillosas antiguas, en estado metamórfico. Se componen esencialmente de capas alternadas de mica (con preferencia muscovita) y de cuarzo. La textura es escamosa o lepidoblástica cuando se trata de esquistos bien cristalizados y transformados regionalmente bajo las condiciones de la mesozona. No obstante existen también otras texturas más densas y finas que provienen de grauvacas poco metamórficas. El color de las pizarras metamórficas generalmente es oscuro, grisáceo hasta plumizo; cuando prevalece la mica blanca, el color es argentino y relumbrante. Las micacitas contienen a veces feldespatos y en otras partes granates (*mg* en el mapa), por ejemplo en la parte superior del valle del Quiser cerca del « Torno ». A menudo contienen las micacitas un poco de magnetita, de hematita o de grafito. D'Orbigny encontró en el camino de San Miguel a Santa Ana, en la quebrada de Motacucito, situada a 15 km de Santa Ana, esquistos micáceos ondulados bastante blandos, de color amarillo o rosado. Los esquistos amarillos encierran cristales de estaurólita y granates. A 15 km al Norte de Santa Ana de Velasco afloran esquistos micáceos con hermosos cristales de turmalina y grandes láminas de mica.

Con frecuencia en la provincia Ñuflo de Chávez, se ven pizarras impregnadas por piritas (con limonita secundaria), por ejemplo desde Medio Monté hacia el Oeste por todo el valle del Quiser. Hay también esquistos silíceos metamórficos. Entre Santa Rosa de la Mina y San Javier, cerca del punto donde se cruza el río Quiser, afloran pizarras azuladas que hay que determinar más bien como filitas, impregnadas por piritas; tales rocas no son esquistos micáceos propiamente dichos sino pizarras transformadas en las condiciones de la epizona. Se encuentran micacitas auténticas en la mina « La Negra » al SE de San Agustín, en contacto con pegmatitas micáceas. Interrumpidos por la zona granítica de Mercedes, reaparecen los esquistos micáceos por ambos lados de la quebrada de la Bella. Entre « La Recompensa » y San Juan aflora una faja de esquistos con gran cantidad de muscovita, dispuestas en láminas finas. Entre San Luis y Los Potreros hay otra zona de micacitas con turmalina (*mt* en el mapa). Una tercera zona, igualmente turmalinífera, aflora en el Cerro Pelado. Ya hemos hecho notar que los esquistos micáceos del Cerro San Juan (fig. 7) se hallan turmalinizados y fuertemente afectados por corriente tectónica.

Al SE de la Embocada, situada a 60 km al SSE de Concepción, se extiende una zona de pizarras cristalinas con impregnaciones de piritas.

Entre Medio Monte (55 km al Sur de Concepción) y la ramada de San Antonio (45 km al Sur de este pueblo) el camino carretero a Santa Cruz atraviesa dos fajas de esquistos metamórficos, separados por paragneis (véase perfil, fig. 6).

Esta zona muy variada contiene grauvacas metamórficas, cuarcitas blandas (piedras de afilar) y esquistos grafiticos intercalados. Por el SE se extiende la zona hasta Palmira, donde afloran micacitas lepidoblásticas con

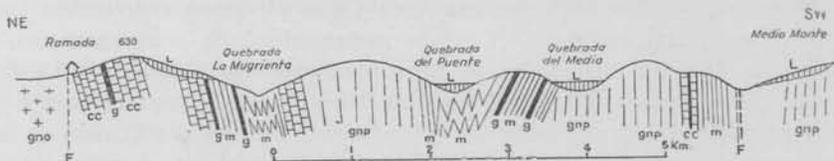


Fig. 6. — Perfil desde la Ramada de San Antonio a Medio Monte (según F. Peiser): gno = ortogneis; gnp = paragneis con sericita; m = micacitas; cc = cuarcitas; g = esquistos grafiticos; L = lateritas; F = falla.

muchas vetillas de cuarzo de secreción. El rumbo de los esquistos micáceos se dirige sostenidamente NO; el buzamiento por lo general es de 50 a 60° NE. En forma subordinada aparecen en algunos puntos *esquistos cloríticos*, por ejemplo al Norte de San Rafaelito y al Oeste de Aguas Calientes. En el valle del río Quiser también se hallan rodados de rocas cloríticas que tal vez provienen de diabasas metamórficas.

Cuarcitas cristalinas. — Las cuarcitas son areniscas metamorfoseadas con un cemento silíceo. Los granos de arena han sido transformados en cristales de cuarzo, de manera que resulta una textura sacaroide. Las cuarcitas pueden ser más o menos esquistosas según la cantidad de mica que contienen y según la presión que han sufrido. Su color puede variar desde blanquecino y grisáceo hasta plomizo y negro, según la cantidad de sustancias carbonosas que encierran. Hay cuarcitas blandas esquistosas blancas, aptas para piedras de afilar, por ejemplo al Oeste de « La Dolorida » en la mitad del camino entre Concepción y San Javier. En otras partes se observan cuarcitas cristalinas bastante consolidadas y duras, de color grisáceo. Las cuarcitas se hallan intercaladas, en bancos de $\frac{1}{4}$ hasta varios metros de espesor, entre paragneises y micacitas. Respecto a su edad, es posible que una parte pertenezca al Arqueano, otra parte al Algonquiano. Cuarcitas oscuras muy duras, que tienen semejanza con liditas metamórficas, se hallan muy difundidas en todo el valle del Quiser, sea aflorando en forma de rocas, o propagadas en cantos rodados que los lugareños llaman « Binchu ». Hemos mencionado ya las cuarcitas sericiticas y grafiticas de la faja de Medio Monte-San Antonio. Otra zona de cuarcitas feldespáticas y sericiticas, que muestran transiciones al paragneis, existe cerca de « La Recompensa ». Al Oeste del cerro de « La Recompensa » afloran, por ejemplo, cuarcitas gnei-

sicas (iguales rocas existen en el gomal del río Negro). Otras cuarcitas finas de color grisáceo a negruzco se observan en los alrededores de Santa Rosa de la Roca, extendiéndose de allí en dirección al río Paraguá. Calentándolas, estas piedras adquieren un color más blanco por oxidación del carbono que contienen.

Anfibolitas. — Las anfibolitas son rocas básicas intrusivas y efusivas (gábricas y diabásicas) en estado metamórfico. Se presentan como rocas duras de color verdusco hasta negruzco, de grano fino. A veces contienen un poco de muscovita. Afloran por considerable extensión en el cauce del río Quíser entre pizarras, tanto arriba como abajo de Los Potreros. Algunas anfibolitas oscuras, duras y finas fueron usadas por los indígenas para artefactos. Anfibolitas gábricas existen al Oeste de La Bella; se destacan por su gran contenido en hierro. Anfibolitas diabásicas se encuentran intercaladas entre esquistos turmalinizados de la zona del Cerro Pelado. Otras anfibolitas se conocen en el distrito de San Javier, por ejemplo cerca de San Borja y en la serranía al Oeste de San Javier. Anfibolitas cristalinas, mostrando posición radial de los cristales de hornblenda, existen en el gomal del río Negro.

2. El Algonquiano

A la serie algonquiana pertenecen los esquistos de Cuyabá (compárese Evans (57) y Oliveira (121, pág. 156). Se componen de filitas, cuarcitas y micacitas que afloran en considerable extensión en el Estado de Mattogrosso y en la base de la cordillera de los Parecís, situada al Norte del río Guaporé.

Es casi seguro que los terrenos algonquianos también están representados en el Oriente de Bolivia, por ejemplo en los cerros al Este de la serranía de Sunsás y por las filitas impregnadas por hematitas, alternando con cuarcitas sericíticas mencionadas por Kanter (91) de la serranía Dorada al Oeste de la Laguna Mandioré, cerca de la frontera con el Brasil.

Igualmente es probable que los « esquistos del valle del río Colorado », quiere decir una serie de cuarcitas y filitas de diversos colores (grisáceo, violáceo, verdoso y rojizo), serie muy inclinada que aflora según Reck (informe no publicado, 1917) en la base de la serranía de San Simón (provincia del Iténez) debajo de un horizonte más nuevo compuesto por conglomerados, areniscas y arcosas, también debe ser imputada a la era proterozoica.

Respecto a la provincia Ñuflo de Chávez, se supone que ciertas pizarras oligometamórficas que afloran en la parte occidental del valle del río Quíser al Norte de Santa Rosa de la Mina y al Sud de San Javier, alternando con filitas impregnadas por piritas, pertenezcan al Algonquiano; tal vez también una parte de las micacitas, grauvacas metamórficas, cuarcitas sericíticas y esquistos grafiticos que se conocen entre Medio Monte y San Antonio, a 10 leguas al SO de Concepción, en el camino a Santa Cruz.

En la parte occidental de la provincia de Chiquitos, es muy probable que los terrenos algonquianos asomen al ESE de San José, entre dos y ocho leguas de distancia de este pueblo y al Sud del Foso Chiquitano (véase el mapa, fig. 8). Cerca de Las Taperas (km 360 del ferrocarril Corumbá-Bolivia) comienza una serranía que se extiende rumbo Norte 70° Oeste hasta cerca de la capital de Chiquitos, pero separada de la serranía de San José, que está situada a 15 km más al Sud. La extensión longitudinal de esta serranía, que propongo denominar « Serranía de Las Taperas », es de 40 km. La elevación dominante es el cerro de Las Botijas (650 m). El núcleo de la serranía está formado por cuarcitas muy duras de color gris azulado, a veces ahumado. La cuarcita contiene cristales idiomorfos rosados de órtosa. Tal vez se trata de una brecha metamorfoseada. Por su dureza la cuarcita resistió a la erosión, formando cerros bastante escarpados. Sobre estas cuarcitas descansan esquistos arcillosos listados y rayados, fuertemente metamorfoseados, que cerca de Las Taperas encierran mantos de margas impuras y de areniscas. Los sedimentos más recientes de la zona son esquistos débilmente micáceos de color violáceo o grisáceo, expuestos en los cortes del ferrocarril cerca de Las Taperas y entre este lugar y Los Ciros.

Entre las cuarcitas y los esquistos existen capas delgadas de micacitas. En Aguas Calientes, situadas a 10 km al ESE de San José (km 390 del ferrocarril) observé rodados de filitas oscuras ricas en magnetita octaédrica.

Toda esta formación se encuentra plegada. El buzamiento de los estratos cerca de La Taperas es de 40° al NE.

El metamorfismo fuerte de este complejo y su plegamiento indica que se trata de un resto de los estratos antiguos prepaleozoicos, el único remanente observado al Sud del « Graben » de Chiquitos.

3. Rocas magmáticas prepaleozoicas

Rocas graníticas. — En muchos lugares existen intrusiones de rocas graníticas dentro del complejo arqueano, pero sobre la base de nuestros conocimientos actuales, que son insuficientes, no estamos aún en condiciones de distinguir entre granitos arqueanos y granitos más nuevos. Respecto a los granitos de la provincia Ñuflo de Chávez, que son algo más conocidos, por falta de contactos evidentes entre el granito gnéisico (ortogneis) y los granitos genuinos que carecen de textura paralela, debe concebirse la idea de que una parte de estos granitos antiguos no sea nada más que una facies menos deformada del mismo magma granítico y por eso de edad arqueana. Estos granitos se hallan separados de las pizarras adyacentes, mayormente mediante fallas.

En el Este de la provincia de Chiquitos, una importante intrusión de granito antiguo es aquella del cerro *San Miquicho* (480 m s.n.m.) ubicado en

la frontera brasileña-boliviana, a 7 km al Sud del punto por donde el ferrocarril cruza la frontera. La roca del cerro San Miquicho es una granulita muy dura y no descompuesta, bastante ácida. Con lente se observa una textura de grano medio a grueso, con cuarzo vítreo y ortosa rosada. La mica faltá por completo. Esta roca tiene mucha semejanza con el granito que forma la base del cerro Urucum, situado más al SE y ubicado ya en territorio brasileño. Respecto a la edad de la intrusión, sabemos únicamente que este granito es anterior a la formación de la caliza de Corumbá; pues rodados del granito se encuentran en esta caliza, en un corte del ferrocarril cerca de la estación de Motacucito.

En la provincia Ñuflo de Chávez, Ahlfeld (4) mencionó por primera vez granitos rojos alcalinos al Este de Palmarito. Esta faja se extiende más al Norte hasta Brígida, y con interrupciones hacia San Javier, donde la « Piedra de los Apóstoles » está constituida por un granito cataclástico, con filones aplíticos. Es muy probable que las mismas intrusiones se extiendan mucho más al Norte hasta Urubichá, donde Reck ha visto granitos.

Otro macizo granítico constituye la zona alta del cantón San Pedro (San Luis, Abra de los Cerros, San Agustín, Mercedes, San Rafaelito hasta la Embocada). Este lomo que se extiende rumbo E-O, tiene alturas hasta de 700 m y muestra las formas típicas de la desintegración de las rocas graníticas. Los granitos antiguos, de estructura gruesa, están cruzados por venas delgadas pegmatíticas sin importancia económica, y además por filones de cuarzo. Al Norte de San Agustín afloran en el cauce de una quebrada extensas lajas de granitos equigranulares, de grano grueso, donde no se puede distinguir una dirección pronunciada de los cristales. Vetillas de aplitas de 5 cm de espesor atraviesan las rocas con rumbo NNO.

Otro afloramiento en forma de un dique granodiorítico de más de 300 metros de anchura, se ha observado dentro de los gneises del cantón Santa Rosa del Palmar, cerca del rancho « San Antonio », situado en la banda septentrional del río Zapocoz Norte. El granito contiene muscovita en considerable cantidad. El color de la ortosa es rojizo. Al NO de Holanda el granito está atravesado por vetas pegmatíticas poco potentes (10 a 20 cm de espesor) con moscovita, que tienen rumbo NNO. En el mapa los granitos están señalados por cruces.

Según Evans (59), que ha estudiado las rocas de los rápidos del Madera, existen también en el extremo Norte de Bolivia, rocas ígneas intrusivas, como por ejemplo granititas con 74 % de sílice (Cachuela de San Antonio, etc.), adamellititas (granitos con piróxenos y 69,4 % SiO_2), granitos porfidicos (con 69,58 % de sílice), biotita-sienitas (Salto Teotonio); también se hallan granitos anfibólicos (Porto Velho y Tres Irmaos), granitos porfiríticos atravesados por diques de pegmatitas; granitos aplíticos, granitos de dos micas y toda una serie de granitos de grano grueso hasta fino. En Cachuela Esperanza la roca principal es una microdiorita con bastante plagioclasa y con marcada esquistosidad de rumbo SE.

Entre los paragneises del Lomerío de Ñufflo de Chávez, entre Totoca y Las Salinas, aparecen en forma concordante y con rumbo ONO, vetas de poco espesor constituídas por una mezcla eutéctica de cuarzo y de feldespatos, careciendo casi absolutamente de mica (granito gráfico).

Pegmatitas (Pg): Una extensa zona de pegmatitas está desarrollada en los alrededores de San Agustín (provincia Ñufflo de Chávez). Estas pegmatitas, que fueron examinadas por Ahlfeld (4) y por Peiser (126), no constituyen diques largos, sino cuerpos irregulares verticales de pocos metros de diámetro. La roca encajonante está formada por esquistos micáceos. Genéticamente las pegmatitas están relacionadas con los granitos de aquella zona, de edad probablemente arqueana. Únicamente los macizos pegmatíti-

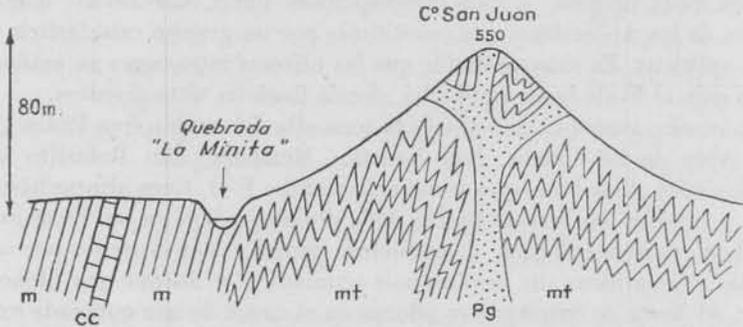


Fig. 7. — Perfil a través del cerro San Juan (cantón San Pedro, provincia Ñufflo de Chávez), según Federico Peiser: *m* = micacitas; *mt* = esquistos micáceos turmalinizados; *cc* = cuarcitas sericiticas; *Pg* = Pegmatitas micíferas.

cos que encajan dentro de pizarras cristalinas, tienen valor económico por la ocurrencia de grandes cristales de moscovita de color verdoso, ahumado o amarillento. Cristales de muscovita con un diámetro de más de 30 cm se hallan junto con cuarzo, ortosa y microclina. Como minerales accesorios aparecen columbita en grandes cristales, fluorina, topacio y raras veces monazita. Otras pegmatitas contienen ilmenita, magnetita y a veces turmalina. Como ejemplo de un pequeño macizo pegmatítico sirva el perfil de la figura 7.

Otras rocas filonianas eruptivas. — Rocas dioríticas con augita y poco cuarzo se hallan en el Norte de San Rafaelito, en el valle del río Quíser y al SE de San Javier.

Rocas gábricas con plagioclasa y hornblenda (en parte dialaga) se han encontrado en escala muy reducida, en las minas de mica « La Negra » y « La Verde ». Son diferenciaciones magmáticas locales.

Diques de pórfido cuarcífero rojo, están diseminados por toda la zona

del valle del río Quíser, donde se hallan también cantos rodados porfiríticos entre los aluviones.

Diques de pórfido microfelsítico silicificado afloran en el cerro Jesús, situado a 15 km al O de San Javier, igualmente al Sud de San Luis y en los alrededores de Santa Rosa de la Roca. Estos pórfidos duros, a veces jaspeados por cristales feldespáticos, se llaman allí « piedra higadilla » y se usan como pedernales.

Lamprófidos : Vetas básicas existen en el valle del río Quíser, cerca de la mina antigua « Eureka ». Kersantita con un poco de muscovita se halló en la mina « La Verde » (cantón San Pedro) situada al Norte de Mercedes.

Rocas filonianas antiguas posteruptivas. — Todo el basamento cristalino del Oriente boliviano está atravesado por abundantes filones cuarcíferos, de origen magmático, generalmente con rumbo NO, que se acumulan especialmente en ciertas zonas preferidas, como por ejemplo entre Santa Rosa de la Mina y San Luis, donde existen vetas de 10 metros de potencia y kilómetros de largo hasta vetillas de pocos centímetros de espesor (véase Peiser, 127). Ahlfeld pudo observar en la angostura del río Quíser, allí donde el río atraviesa la serranía de Santa Rosa de la Mina, muy claramente las vetas cuarzosas encajonadas en medio de pizarras oscuras oligometamórficas. Estas vetas tienen generalmente un ancho de pocos centímetros hasta un metro, y se pierden tanto horizontalmente como verticalmente. Se componen de cuarzo compacto de color blanco y rosado; su contenido en oro es insignificante. En caso de que las pizarras fueran de edad algonquiana, las vetas de cuarzo serían de edad postalgonquiana.

Las vetas de cuarzo aurífero tienen relaciones con las pegmatitas. Así por ejemplo vió Ahlfeld, en un cateo cerca de Brígida, una veta de cuarzo aurífero que estaba limitada en ambos costados por pegmatitas.

Esta faja de filones cuarzosos continúa por el Norte hacia San Javier, donde se conocen amatistas en el cerro Jesús, y más allá hasta el río Blanco. Otra zona de vetas de cuarzo aurífero atraviesa la zona de esquistos micáceos en las cabeceras del río Quíser (Palmira, etc.). En la provincia de Velasco al Oeste de Santa Ana encontró d'Orbigny con frecuencia filones de cuarzo, con amatista y también cristal de roca. En 1944, se hicieron varias solicitudes mineras referentes a la explotación de cristal de roca en el cantón Santo Corazón de la provincia de Chiquitos (depto. de Santa Cruz), por ejemplo en el campo denominado « Esperanza » situado a 32 km, al Oeste del puerto de Gaiba y a $18^{\circ}12'30''$ latitud Sud. En estos hallazgos de cristal de roca en Chiquitos se trata de rodados.

4. El Cámbrico

Una capa extensa de calizas cubre vastos terrenos en el Oeste del Estado de Matto Grosso formando bancos en la orilla del río Paraguay que a veces contienen grutas. Corumbá está situado encima de esta capa de caliza, a 50 m sobre el nivel del río. Debajo de las calizas de Corumbá que buzan suavemente hacia el Norte, yacen esquistos arcillosos (« folhelhos de Corumbá »). Los geólogos brasileños llaman a toda esta formación, que se introduce considerablemente hasta dentro del territorio boliviano, *Serie de Corumbá*. La caliza, de grano fino, tiene colores rosados, blancos o casi negros. Grafito finamente intermezclado origina el color oscuro. El calcáreo de Corumbá muestra indicios débiles de metamorfosis regional; a menudo está silicificado. Sus estratos son ligeramente ondulados. En la cantera de Yucuces (km 64 del FF. CC. Corumbá-Bolivia) la caliza está atravesada por vetillas de calcita blanca.

Las mismas calizas forman la superficie alrededor de Puerto Suárez (145 m s.n.m.). Una perforación de aguas potables dió el siguiente perfil :

- 0.-11.2 m. Caliza compacta de color gris claro o blanco, de estratificación horizontal ;
- 11.2-58. m. Arcillas margosas rojizas, que al aire se desmenuzan fácilmente ;
- 59-68 m. Arcillas multicolores ;
- 69-89 » Arcillas verdosas y cenicientas ;
- 90-104 » Arcillas de color plomo ;
- 105-109,9 » Areniscas arcillosas, color de ceniza ;
- 110-124 » Arcillas margosas coloradas, débilmente micáceas.

La estratificación es horizontal hasta 59 m de profundidad ; más abajo los estratos tienen una inclinación de 20°.

Hacia el Oeste, el manto calcáreo buza debajo de pizarras arcillosas. Emergen las calizas sobre la pampa tan sólo en forma de pequeños cerritos aislados, levantados a modo de « horsts », así por ejemplo cerca de la estación « El Cerrito » (km 35) y en los cerros al Sud y SE de Yucuces (Cerro Tacuaral). La potencia de las calizas generalmente es de 20 m. Una perforación de agua potable, efectuada por la Comisión Mixta en la estación de Yucuces, km 68 del ferrocarril, dió el siguiente resultado :

- 0-6.50 m. Tierra vegetal
- 6.50-7.50 » Tierra arcillosa
- 7.50-9.50 » Arena seca
- 9.50-28.50 » Arcillas
- 28.50-45 » Caliza blanca
- 45-51.50 » Caliza arcillosa y arenosa
- 51-53.50 » Caliza arenosa

53.50-55.30	»	Arcilla oscura
55.30-56.70	»	Arcilla arenosa blanca
56.70-58.15	»	Arcilla oscura
58.15-61.30	»	Arcilla arenosa
61.30-63.38	»	Arcilla
63.38-68.50	»	Arcilla arenosa
68.50-85.50	»	Arcillas de color gris.

Como indica este perfil, la capa calcárea descansa en posición pseudoconcordante encima de arcillas o pizarras arcillosas muy poco diagenetizadas; también arriba de la caliza aparecen pizarras arcillosas poco consolidadas. El punto más occidental donde se ha encontrado el manto de calizas, es la estación Palmito (km 85 del ferrocarril), donde las calizas se hallaron en una perforación, a 120 m. de profundidad, debajo de un encape de esquistos arcillosos.

En el sur de la línea férrea reaparece el manto calcáreo en posición muy inclinada, en la falda occidental de la serranía de Mutún o de Jacadigo. Luego más al sur, aparece la caliza entre Mutún y Motacú donde constituye el cerro Cristal, sobre el cual pasa la frontera a 19°30' latitud Sur y que lleva su nombre de los cristales de calcita que abundan en las vetas y en el salterio del cerro mencionado.

Hacia el Norte, en la zona de los aluviones del río Paraguay, existen referencias de que el Calcáreo aflora en los cerritos situados al Oeste de La Gaiba; pero estos afloramientos deberán ser comprobados.

Hasta la fecha no se han observado restos orgánicos en las calizas referidas. Oliveira y Leonardos (121, pág. 210) determinan la « Serie de Corumbá » como del Cámbrico. Sin embargo no es absolutamente seguro si esta adjudicación de edad es exacta.

5. El Ordovícico

Al SE de Puerto Suárez se levanta desde la llanura la serranía de Mutún (o de Jacadigo) hasta una altura de 800 m, formando la frontera entre Bolivia y el Brasil, por 15 km de largo, en la zona al naciente del Fortín Mutún. La serranía, que tiene una dirección SO-NE, muestra en su cumbre una antiplanicie ligeramente inclinada. Hacia el Este tiene un declive abrupto, con paredes casi verticales.

Según indica la figura 9, la serranía constituye un bloque comprendido entre dos fallas. El macizo se compone de sedimentos listados hematíticos, con cierto contenido variable de sílice. Al poniente de la falla occidental afloran calizas inclinadas de la serie de Corumbá. La falla oriental queda oculta, por estar tapada por sedimentos cenozoicos.

La hematita, que constituye casi toda la extensión de la serranía, se halla en forma de capas de 1 a 10 cm de espesor, siempre mezclada con sílice

que aparece en nódulos irregulares, colocados en planos paralelos con la estratificación. Aparte de esta estratificación fina, se nota una separación de la roca en bancos muy gruesos.

Según v. Dorr, las ondulaciones de los estratos (*ripple marks*) y las grietas por contracción de la roca (*mudcracks*) prueban una precipitación de los óxidos de hierro en aguas de poca profundidad. La serranía de Mutún contiene enormes cantidades de minerales silicatados ferruginosos con una ley de hierro que queda probablemente debajo del 50 %. La edad de estos sedimentos hasta la fecha no está esclarecida, pues no se han hallado fósiles. Se puede considerar con seguridad, a causa de las observaciones hechas

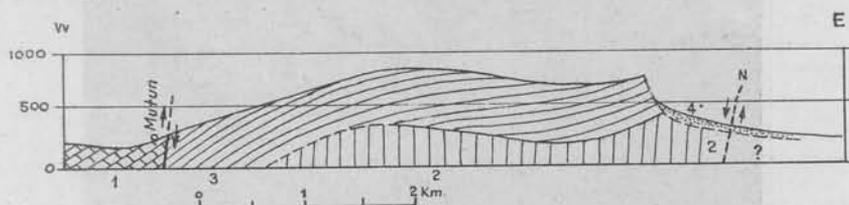


Fig. 9. — Perfil a través de la serranía de Jacadigo (según John N. van Dorr, informe inédito): 1, Calcareo de Corumbá; 2, Serie media de Jacadigo; 3, Hematita de la serie superior de Jacadigo; 4, Escombros de la ladera.

en el Brasil, que la « Serie de Jacadigo » es más reciente que la « Serie de Corumbá » que se atribuye al Cámbrico.

El grupo de hematitas silificadas, que aflora en la serranía de Mutún, representa el tercio superior de la serie de Jacadigo. Más al Este, en la serranía brasileña de Urucúm aflora en todo su grosor. La parte media e inferior de la serie de Jacadigo encierra los valiosos depósitos manganíferos del Morro de Urucúm. En el territorio boliviano no existen o no afloran tales depósitos de manganeso.

Oliveira y Leonardos (121, pág. 273) dividen la serie de Jacadigo, que atribuyen al Silúrico, de la siguiente manera :

Serie Jacadigo 750 m	Formación Rizama 500 m	Areniscas conglomerádicas ferruginosas con lentes de hematitas y de psilomelano
	Formación Urucúm 250 m	Areniscas brechiformes y arcosas conglomerádicas

La edad de la serie de Jacadigo todavía no está bien determinada. Tampoco se sabe si los terrenos devónicos de la serie de Santa Ana de Chapada, que se conocen en el Estado de Mattogrosso, tiene su representación en Chiquitos.

Una capa extensa de areniscas se tiende al Sud de la gran fosa de Chiquitos, rumbo ONO-ESE, por 350 km de largo (véase el mapa, fig. 8). Las areniscas se afloran en forma de colinas de poca altura que se levantan encima de la pampa, primeramente al Norte de la estación El Carmen, km 110 del ferrocarril Corumbá-Bolivia. Allí las areniscas están sua-



Fig. 10. — Bancos gruesos de hematitas con sílice al Este de Mutún

vemente inclinadas hacia el Sud. Al Oeste del río Tucavaca, las mismas areniscas, que hemos conocido en El Carmen, constituyen la serranía alta y ancha de Santiago de Chiquitos, la que alcanza una altura de 900 m y que se extiende hacia el poniente, hasta el macizo del cerro Chochís, Allí, en la serranía de El Portón; las areniscas antiguas paleozoicas llevan una capa superpuesta de areniscas mesozoicas. La serranía de San José está situa-

da por el lado occidental de la serranía de Santiago, pero un poco más al Sud del «echelón». Se compone de las mismas areniscas que las que constituyen la serranía de Santiago. Esta zona de areniscas se prolonga hacia el Oeste de la Laguna Concepción, variando su curso rumbo NO y terminando al Sud de San Miguelito y de Recreo.

Estas areniscas forman una capa ondulada, ligeramente inclinada hacia el Sud que termina con un declive abrupto hacia el Norte, es decir, hacia el foso tectónico de Chiquitos. Sus paredones ya aparecen desde la serranía de San José, que se levanta unos 200 metros encima del nivel del pueblo (situado a 385 metros s. n. m.). Hacia el Sud, la tabla de areniscas buza en parte debajo de aluviones, formando sin embargo, más al Sud, otras elevaciones de cierta importancia morfológica. El cerro San Miguel, de 780 m de altura, situado a 180 km al Sud de San José, y además, según toda probabilidad, los otros cerros aislados que forman los puntos de triangulación en la frontera entre Bolivia y el Paraguay, están constituídos por bloques fallados de las mismas areniscas.

Las areniscas, que a menudo son ferruginosas, tienen un color amarillento, anaranjado o blanco y un tamaño mediano en sus granos. El cemento se compone de cuarzo secundario, a veces también de hematita. En poca cantidad están entremezcladas chispas de muscovita. Bajo el microscopio se reconocen agujas finas de turmalina verde. En la serranía de Santiago se han observado lentes conglomerádicos de 2 a 50 cm de espesor. Los rodados consisten en cuarzo de vetas, cuarcitas y en esquistos metamórficos. En la serranía de San José se observa un conglomerado basal de varios metros de espesor. Las quebradas que bajan de la serranía cerca de Roboré (km 255 del ferrocarril) contienen gran cantidad de rodados de un granito con feldespatos rojizos, de gneis y de otras rocas antiguas y

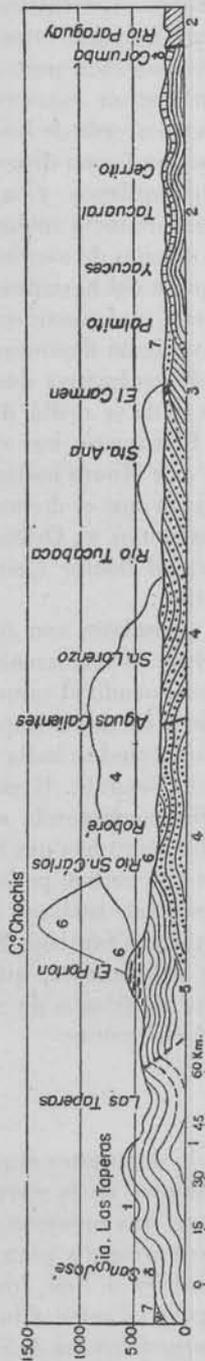


Fig. 11. — Perfil geológico a lo largo del ferrocarril de Corumbá a Santa Cruz (según Oliveira y Leonardi, modificado por Ahlfeld) : 1, Algonquiano de la serranía de las Taperas ; 2, Calcareo de Corumbá ; 3, Esquistos ordovícicos ; 4, Areniscas de Santiago-San José ; 5, Esquistos de La Torre ; 6, Areniscas de El Portón y Chochis ; 7, Aluvial.

metamórficas. Aparentemente estos rodados provienen de bancos conglomerádicos que han sido erosionados por las cabeceras del río San Rafael.

Las areniscas son porosas y deleznales. Se separan en bancos gruesos y muestran textura entrecruzada. La potencia total del complejo de estas areniscas no excede de los 200 m. En la zona de San José, las areniscas descansan, en forma discordante, encima de los estratos plegados probablemente algonquianos, y en la zona de El Carmen yacen, según parece, sin mayor discordancia encima de la serie de Corumbá.

La formación de areniscas que hemos descripto y que debe haber cubierto gran parte del basamento cristalino del Oriente boliviano, fué llamada, por Oliveira y Leonardos, « Formación de El Carmen ». A mí me parece más conveniente denominarlas *Areniscas de Santiago-San José*, según el nombre de los lugares donde tienen su mayor desarrollo.

A 100 m de la orilla del río San Carlos, y a un km de distancia de la estación Limoncito (km 274 del ferrocarril Corumbá-Santa Cruz), A. Oliveira y P. de Moura hallaron, en 1941, moldes imperfectos de un pequeño braquiópodo que el doctor G. A. Cooper del Museo Nacional de Estados Unidos atribuyó al Ordovícico medio. Según Oliveira y Leonardos (121, pág. 232), el doctor Cooper se expresó en los siguientes términos sobre estos fósiles:

« Los ejemplares son todos del mismo tipo y están conservados como impresiones en una arenisca sacaróide. Representan un braquiópodo que parece relacionado al ramo Dinoboloide. La valva central está caracterizada por un pico. La única impresión de un ejemplar completo sugiere el género *Obolellina*, el cual se halla en el Trenton Inferior del Ontario y en el Calcáreo Holston de Virginia. Basándome en mis observaciones diría que la edad de estos fósiles corresponde aproximadamente a la parte inferior del Ordovícico medio, pero hay que tener en cuenta que esta sugerencia se fundamenta en fósiles que no han podido ser determinados de un modo exacto ».

En base a este hallazgo los citados geólogos brasileños fijan las areniscas de El Carmen (Santiago-San José) en la época ordovícica, poniendo los esquistos subyacentes, que incluyen las calizas de Corumbá, en el Cámbrico. Por de pronto no se pueden afirmar más detalles acerca de la edad de estas formaciones.

6. El Cretácico

Según lo demuestra el perfil de la figura 11, se levanta, entre la terminación occidental de la serranía de Santiago y el cabo oriental de la serranía de San José, una montaña muy vistosa de 50 km de largo, caracterizada por las formas curiosas y pintorescas de sus peñascos. El ferrocarril, en el tramo de Roboré a San José, debe atravesar esta serranía entre el cerro Turuguapá y el cerro Chochis, en el paso llamado « Abra del Portón » (555 m, situado en km 315 del ferrocarril Corumbá-Bolivia). Por tal motivo

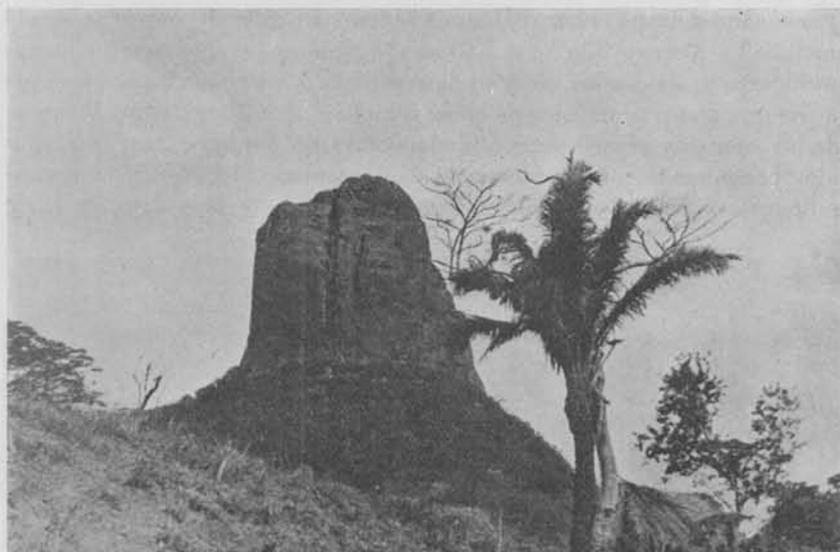


Fig. 12. — Cerro « La Torre », cerca del Portón



Fig. 13. — Cerros de Turaguapá, vistos desde el cerro Chochís

propongo designar a las montañas de referencia como *Serranía del Portón*.

Por el lado del Sud, bien visibles en la base del pilar de areniscas denominado « La Torre » (fig. 12), afloran exquisitos cenicientos finamente estratificados y dislocados, de edad desconocida. La serranía misma se compone de una arenisca arcósica de color rojo vivo, que difiere completamente de las areniscas amarillentas o blanquecinas de Santiago-San José, que hemos considerado como ordovicicas. Las areniscas del Portón son arcosas de grano fino, poco consolidadas, y son de textura cruzada muy



Fig. 14. — Caída meridional del cerro Chochis

típica. Contienen detritus de caolín y lentes de arcilla roja. En el cerro Chochis, en la parte superior del complejo que tiene una potencia total de más de 800 m, noté capas conglomerádicas compuestas de rodados de cuarzo blanco.

Mientras que la formación de las areniscas de Santiago-San José no revelan mayores dislocaciones, el complejo de la serranía del Portón está atravesado por fallas y hendiduras en todas direcciones, entre las cuales prevalecen fallas que buzcan con poca inclinación hacia el Norte. El grupo inferior del complejo de areniscas compone, al Oeste del Abra del Portón, los cerros de San Lorenzo y de Ipias, que forman una tabla poco dislocada y suavemente inclinada hacia el Sud (fig. 13). El piso superior del mismo

complejo se encuentra modelado y labrado por la erosión que ha esculpido formas extrañas, como pilares, farallones, filos y crestas.

Al Oeste del Abra del Portón pertenecen al grupo superior los cerros de Turuguapá (860 m, fig. 13), y al Este del Portón se levanta con formas abruptas el imponente macizo del cerro Cochís (fig. 3) que constituye, con 1425 m, la máxima elevación del Oriente boliviano. Su altura se debe probablemente a solevantamientos tectónicos a modo de « horst » que se produjeron durante el período terciario. El macizo del Chochís forma una muralla muy alta y abrupta hacia el Sud, bajando hacia el Norte en grandes escalones a la depresión del río Tucavaca.

La serranía del Portón representa remanentes de una capa de areniscas que anteriormente era mucho más extendida, y que es más reciente que la formación ordovícica. Según Oliveira y Leonardos (121), las areniscas de La Torre, del Chochís y de Ipias pertenecen al Cretácico por su analogía con las formaciones parecidas del Brasil, como por ejemplo « La Formación Divisor » en el territorio del Acre, así como también la formación cretácica de la Sierra de los Parecís y el « Arenito dos Taboleiros » al Norte de Cuyabá.

No sería imposible que los esquistos de La Torre (pág. 38), equivalgan a un sistema de esquistos que están muy propagados en Matto Grosso y que se considera como permicos.

En resumen puede establecerse la siguiente sucesión estratigráfica a lo largo de la vía de Corumbá a San José :

Algonquiano : Esquistos plegados prepaleozoicos con margas y cuarcitas de la serranía de Las Taperas.

Cámbrico : Esquistos arcillosos con intercalaciones de calizas (Serie de Corumbá).

Ordovícico : Serie de Jacadigo? ; Arcillas esquistosas cenicientas. Areniscas de El Carmen-Santiago-San José.

Pérmico : Esquistos de La Torre?

Cretácico : Areniscas de El Portón.

La determinación de la edad de las formaciones citadas en este cuadro estratigráfico deberá considerarse como provisional.

7. Terciario y Cuaternario (por F. Peiser)

De los depósitos terciarios que, como suponemos, se hallan en el subsuelo de los Palmares (alrededor de la Laguna Concepción) y del Monte Grande debajo de los sedimentos aluviales, no sabemos nada en concreto, no existen perforaciones en las zonas referidas.

Es posible que los sedimentos basales del valle del río Quíser (en una profundidad de 6 a 7 m) y de Santa Rosa de la Mina (a 12 m debajo del nivel de la superficie) sean de edad pliocénica. Se componen estos depósitos de gravas (« cascajo ») que descansan directamente encima del lecho de las rocas cristalinas, denominado allí, por los mineros, « La Pizarra ». La

superficie de las rocas sólidas cristalinas es muy irregular y los depósitos neozoicos forman « bolsones » de manera que el cascajo tiene un espesor muy desigual. El fondo de los bolsones a menudo es aurífero.

Referente a otros depósitos probablemente terciarios, debemos notar que d'Orbigny consideró los bancos y bloques de brechas ferruginosas, que asoman con frecuencia en la superficie de la llanura de Concepción, y que constituyen también el subsuelo de Santa Ana de Velasco, como « Terciario Inferior Guaraniano ». Pero a causa de la posición de estas brechas, según explicaremos más adelante, es más probable una edad pleistocena.

Cascajo: Aunque se suponga que parte del cascajo basal represente una edad pliocénica, es preferible considerar las gravas inferiores de los sedimentos cenozoicos, como diluviales antiguos. Según ya hemos expresado, se compone el cascajo de materiales gruesos y pesados, como por ejemplo de bloques de gneis, micacitas cuarzosas, cuarcitas duras y cuarzo de vetas. En el cascajo de los ríos y quebradas principales se hallan casi siempre minerales de alto peso específico, como por ejemplo oro, granates férricos, magnetita, ilmenita, piritas octaédricas, etc. El color del cascajo varía según la cantidad de óxidos férricos y de manganeso. El cascajo se originó a raíz de la disgregación mecánica del basamento cristalino, en una época pluvial con lluvias torrenciales.

Pero el cascajo no existe solamente debajo del cauce de los ríos, sino que se halla también en gran extensión debajo de las pampas (llanuras) de la provincia Ñuflo de Chávez, y dondequiera existe una hondura o un valle, puede observarse el afloramiento del cascajo en la base de una barranca de 5 a 10 m de altura, barranca escarpada que señala siempre el límite entre las terrazas diluviales y los terrenos aluviales, naciendo con frecuencia manantiales de este horizonte acuífero. Se distinguen además los depósitos diluviales por su color: los terrenos diluviales tienen generalmente un color amarillento a rojizo, mientras que las arenas finas aluviales son de color gris blanquecino.

En la base de las pampas (sabanas) en el Oriente de Bolivia prevalecen en muchos sitios cascotes rojos gruesos, cementados por limonita. Los guijarros de cuarzo blanco están inscrustados por óxido férrico. En las zonas suprayacentes, entre las capas diluviales, prevalecen gravas y arenas de color más amarillo, llegando hasta limos finos cerca de la superficie de las pampas. Tales terrazas diluviales con cascajo en la base pueden estudiarse en toda la llanura de Concepción, desde 30 km al Sud del pueblo hasta 50 km por el Norte.

La potencia de los sedimentos diluviales de las pampas alrededor de Concepción, no excede mucho de los 10 m.

El perfil de una noria en Concepción muestra los niveles siguientes :

Limo pampeano.....	2 1/2	m
Arenas.....	2	»
Gravas.....	3 a 4	»
Cascajo.....	1	»
Total.....	9 a 10	m. (Substratum : gneis.)

Los depósitos neodiluviales de los bañados del río Quíser yacen encima del cascajo y están constituidos por sedimentos compuestos de piedras de tamaño mediano y de forma más redondeada por el transporte fluvial. Tales gravas, que pasan hacia arriba en transición sucesiva a arenas gruesas, se llaman « cinchu ». Contienen, entre otros, fragmentos de diversas rocas cristalinas, anfibolitas, esquistos cloríticos, cuarcitas y pórfidos. Tampoco es raro que se hallen pequeñas cantidades de oro en el cinchu, cuya potencia no excede de los 40 cm. Encima de una capa arenosa mangánifera, denominada « capa-capá » por los mineros, se encuentran varios metros de arenas aluviales.

Canga : En Concepción y en sus alrededores se notan con frecuencia en la superficie, bancos duros y bloques de brechas rojas consolidadas que se componen del detrito de rocas cristalinas, cementado por limonita que puede constituir hasta el 30 % de la roca. Las costras ferruginosas son de grano grueso y de textura a veces cavernosa. La capa irregular de canga se encuentra siempre encima de las lomas (alturas de la planicie) y en el límite superior de las terrazas (barrancas diluviales). También en el Brasil, la canga siempre se halla « capeando a los morros ». Nunca se encuentra la canga en el fondo de los valles, sino que su nivel está situado a 20 m y más, encima de los bañados aluviales.

La canga es una formación de las llanuras y peneplanicies. No se ha observado la canga en la serranía entre Concepción y San Javier y en la serranía a 40 km al Sud de Concepción. Pero hacia el Norte de Concepción, por ejemplo en el camino al río Negro o a La Esperanza, la canga es muy frecuente. Se ha observado también al Sud de Ascensión de Guarayos. Según esta distribución, la canga prevalece en las zonas de pampas abiertas, hallándose también en algunos bosques, pero evitando las mayores serranías. La canga se encuentra siempre a un nivel superior que el cascajo, es decir 8 a 10 m más arriba, formando una especie de costra endurecida en la superficie de los ripios ferruginosos.

La canga que contiene a veces un poco de magnetita finamente distribuida, tiene un equivalente en la « Tapanhoacanga » del Brasil, que también se compone de capas y bloques con estructura de brecha y con cemento de hidróxido férrico. La Tapanhoacanga aparece en forma típica en los campos auríferos de la meseta central brasileña ; no obstante cabe destacar que no existe una relación directa entre los yacimientos auríferos y la canga.

Limo pampeano : En la llanura de Concepción, la superficie está formada por un suelo fino arenoso-arcilloso, de color rojizo a amarillento, de 2 a 3 m de potencia, sin estratificación, fangoso después de las lluvias y algo parecido al limo pampeano de la Argentina. Su origen, según parece, no es fluvial sino eólico. No obstante, no se trata de un loess propiamente dicho, porque carece de concreciones calcáreas, ni tampoco forma las hondonadas típicas en los caminos usados por largo tiempo. El limo pampeano se encuentra a varios metros encima de los cascotes oxidados del Cuaternario

antiguo y del Plioceno. En muchos puntos estos limos cubren la canga, observándose bolsones de limo pampeano entre las elevaciones de la canga dura que ahora en bancos rocosos, en muchos puntos de la superficie de las pampas. Se ve el limo pampeano, siempre ocupando las alturas de las lomas, por gran extensión; desde Noviquia a 27 km al Sud de Concepción hacia el Norte de la provincia Ñufflo de Chávez.

« *Lateritas* » : En las zonas boscosas próximas a las serranías de Ñufflo de Chávez, los depósitos cenozoicos superficiales se componen de un barro gredoso colorado, que es una « tierra roja », generalmente de origen *eluvial*, procedente de la disgregación profunda del gneis y de las otras rocas cristalinas, bajo las condiciones del clima tropical, con oxidación muy rápida. Estos terrenos alcanzan hasta más de 4 m de potencia y contienen con frecuencia chispas de sericita (por ejemplo en Medio Monte). Su relación con rocas anfibolíticas, dioríticas y gábricas, es evidente en la región de San Agustín, tanto al Sud de la cumbre (La Negra) como en la falda septentrional (La Bella). El barro rojo, que se halla en honduras de los bosques húmedos, es mucho más fértil que el limo pampeano, pues es menos arenoso y más aluminoso y por tanto más apto para terrenos de agricultura. Este es el motivo por el cual se hacen los chacos (cultivos) « en el Monte » y no en la pampa. Desde el punto de vista de la agricultura, estos terrenos eluviales lateríticos, que proceden de gneises profundamente descompuestos, son muy superiores a los terrenos del Monte Grande o de los Palmares. Los suelos « lateríticos », que en parte se hallan también en los gomales del Norte de la provincia Ñufflo de Chávez, son más fecundos que los suelos de la zona del Alto Paraguá (provincia de Velasco) y de una gran parte de Chiquitos, que son más arenosos.

En el camino de Concepción al gomal de La Esperanza, la laterita aparece en las alturas con color rojo, y, en las zonas más bajas y húmedas de la selva, en forma de barro negruzco y cenagoso, conteniendo bastantes materias orgánicas humosas. Hay también colores parduscos hasta pardo chocolate.

La tierra roja arcillosa tiene gran importancia en la fabricación de adobes, material indispensable en aquella región para todas las construcciones.

Los lugares donde la tierra « laterítica » constituye la superficie sin ser cubierta por arenas, constituyen terrenos muy ricos y fecundos para toda clase de plantaciones. En los alrededores de Concepción hay muchos establecimientos sobre tales terrenos. A veces los cultivos se hallan en honduras lateríticas entre colinas de gneis.

Otra zona « laterítica » muy fértil está desarrollada en los alrededores de San Javier, donde las precipitaciones atmosféricas alcanzan mayores cantidades, a causa de las serranías adyacentes. Una zona muy fértil se extiende especialmente en las laderas del río Totaitú, a 5-6 km al Norte del pueblo, donde se halla una cadena de establecimientos. Las « lateritas » pasan al Este de San Javier por « El Potrero » hasta los establecimientos de Verdún y

Naranjal, situados al SE del pueblo en las cabeceras del río Sorotocó, donde existen grandes plantaciones entre colinas de gneis. En algunos puntos el barro rojo alcanza hasta 6 m de espesor.

Aluvial. — Se pueden observar bien los terrenos aluviales en *Aruguaito* (38 a 39 km al NE de Concepción, en el camino a San Ignacio). A los dos lados del río Aruguaito, que se ha cortado dentro de una planicie diluvial, a una altura media de 400 m s.n.m., se extienden «bañados» de 500 hasta 1000 m de anchura, especialmente en la banda occidental del río hasta la cuesta escarpada formada por los terrenos diluviales. La terraza superior (diluvial) sobresale del nivel de los bañados aluviales en ± 10 m. La terraza inferior (los aluviones antiguos) se distingue por el color grisáceo-blanquecino de sus arenas finas, de los terrenos diluviales con sus (guijarros rojos y gravas, arenas gruesas de color amarillento, y con una capa de limo pampeano). Los bañados aluviales forman praderas húmedas, cubiertas de buen pasto. Solamente desde el mes de julio hasta octubre, estos campos son secos. El nivel de estas praderas, que no se prestan para plantaciones, se halla en tiempo seco a 5-6 m encima del nivel del río Aruguaito; pero en el mes de marzo, cuando llega la avenida, quedan solamente a dos metros encima del nivel de las aguas. Desde ambos lados, afluyen a los aluviones principales, arroyuelos laterales que corren en el fondo de honduras pantanosas suavemente inclinadas. Generalmente en el Oriente de Bolivia tales cuencas pantanosas aluviales se llaman «Curiches». Se mueve lentamente, dentro de las arenas aluviales y a poca profundidad, una corriente de agua subterránea que se puede alcanzar mediante pozos poco profundos llamados «paurus».

Tales curiches (o, cuando son largos, «curichadas») en cuencas más o menos chatas, sea entre las ondulaciones de la planicie de Concepción, sea entre zonas más resistentes del gneis del «Lomerío», son muy frecuentes en la provincia Ñuflo de Chávez y sirven como receptores para acumular y almacenar las aguas meteóricas.

En el *Monte Grande*, en una ancha zona que se extiende desde San Pablo de Guarayos hacia el Sud, hasta el camino que conduce de Santa Cruz a San José, suelos arcillosos aluviales y barros gredosos ocupan gran extensión. En el SE del Monte Grande, entre Tres Cruces, Pozo del Tigre y Tunás, Kanter ha observado numerosos lechos de arroyos antiguos que quedan secos en los meses de julio a noviembre. Proceden evidentemente de las zonas aluviales del Izoce y se dirigen al Norte hacia el «Curiche Tunás», enormes pantanos aluviales situados al Sud del río San Miguel.

Los Palmares que se extienden alrededor de la «Laguna Concepción» (290 m s.n.m.), constituyen una gran zona anegadiza en el fondo del Foso Chiquitano. Los suelos aluviales de aquella zona son arenosos-arcillosos y estériles; en tiempo seco se forman a veces eflorescencias superficiales de sulfato de sodio. Los Palmares tampoco sirven para la agricultura, sino

únicamente para la ganadería, por el buen pasto, igual que los bañados del Izooc.

La inundación periódica es de importancia vital en Los Palmares, porque cuando por sequías seguidas el palmar deja de inundarse, crecen matorrales en reemplazo del pasto dulce, lo que origina siempre una pérdida de animales.

Un estanque importante para la irrigación de Los Palmares, es el gran curiche aluvial de Santa María (situado en la provincia de Velasco, al Sud de San Miguel). De este curiche enorme situado entre las lomas de la meseta cristalina, parte un desagadero al río Tucsamona que pasa por la estancia «Alegre» en los palmares, desembocando en el río San Miguel, al Norte de la laguna Concepción.

No debemos omitir de mencionar los depósitos cuaternarios en el Norte de la provincia Ñuflo de Chávez, es decir, alrededor del lago Huachi, del río Negro, río San Martín, río Paraguá y los terrenos aluviales alrededor del río Iténez. El río San Martín pasa, al NO del barracón de La Esperanza, por el gran curiche Liverpool que ocupa un área de 60 km cuadrados o más. Los terrenos sueltos de los gomales son de colores variables, según la cantidad de materia orgánica y de hidróxidos de hierro. Estos suelos varían entre arcillas, arenas y cascajos, cuya edad puede atribuirse al Cuaternario antiguo o a la época pliocénica. Tales cascajos se han encontrado, por ejemplo, alrededor del barracón del gomal de La Esperanza. Una parte de los depósitos cenozoicos de estos gomales es laterítica y humosa.

Por fin daremos algunos datos sobre la potencia de los aluviones :

Santa Rosa de la Mina, encapes de	10 a 11 m
Palmira	» » 8 a 9 »
Bañados del río Quíser	» » 4 a 6 »
Quebrada la Asunta al SE	
de San Javier	» » 3 a 4 »

III. TECTÓNICA

El rumbo general de las estructuras antiguas en el Oriente de Bolivia y especialmente en la provincia Ñuflo de Chávez, por ejemplo de la esquistosidad del gneis y de los esquistos micáceos, asimismo del plegamiento isoclinal de las rocas cristalinas y de la dirección de muchas vetas, sea de pegmatitas o de cuarzo, es NO a NNO, con pocas variaciones locales. El buzamiento de la esquistosidad es casi vertical o muy inclinado, con 60 a 70° hacia el naciente.

La configuración actual del paisaje montañoso del Oriente boliviano, fué labrada por la tectónica *terciaria*, relacionada con los movimientos orogénicos andinos. Pero mientras que en la cordillera, los estratos eran todavía plegables, especialmente los de las formaciones relativamente recientes, en el basamento antiguo oriental prevalecía una tectónica de fracturas y de

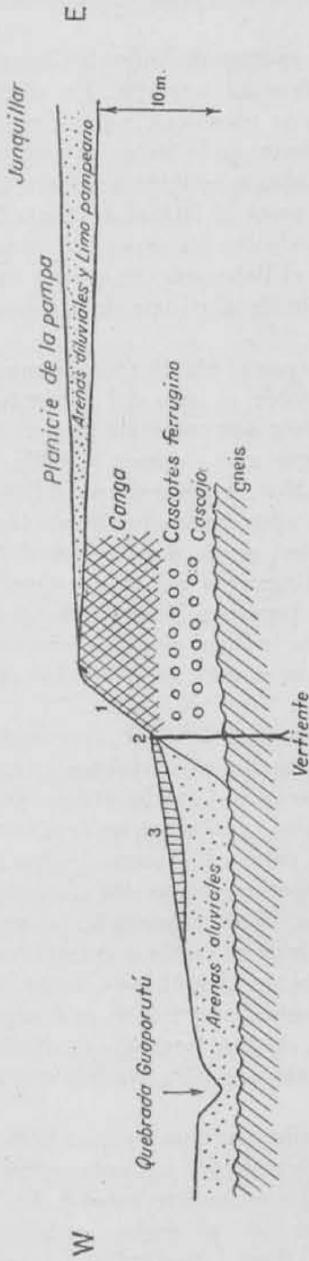


Fig. 15. — Perfil levantado al Oeste de Junquillar, 4 kms. al SO de Concepción, según F. Peiser : 1, Cuesta escarpada de 5 a 10 metros de altura, ocupada por matazales y arbustos ; 2, Manantial permanente (- Pañru-) ; según parece se compone por una parte de aguas que surgen de una vertiente en el gneis subyacente, además de aguas que proceden del horizonte guijarroso ; 3, Terreno pantanoso y ciénaga situado más abajo del manantial (todo negro aluvial), en la zona de los bañados aluviales.

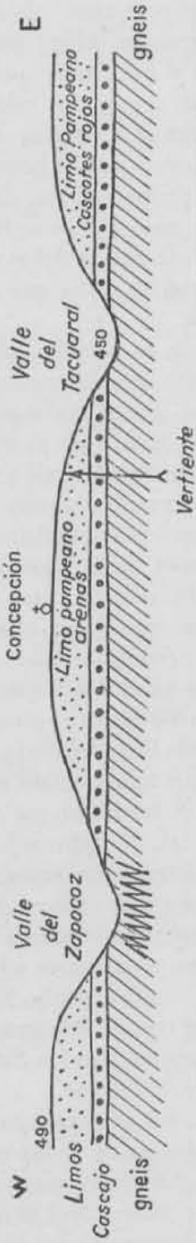


Fig. 16. — Perfil Zapocot-Concepción-Tacuaraal

rupturas de bloques ya consolidados, lo que se hace notar especialmente en las zonas próximas a la cordillera.

Las grandes fallas, que limitan el macizo antiguo de Ñuflo de Chávez por el Oeste y Sud, muy probablemente son de edad terciaria. En el Oeste, una gran depresión, rellena por sedimentos neozoicos, separa las lomas cristalinas del sistema andino. En la discusión de la tectónica andina demostraremos que el borde oriental de los Andes constituye una línea tectónica de primer orden, desde el Caupolicán hasta la latitud de Santa Cruz. Estratos paleozoicos se hallan allí escurridos sobre las capas terciarias. Al Norte de la salida del río Beni a la llanura, el Paleozoico se levanta en forma de una muralla que se yergue encima de los aluviones de la depresión beniana.

Al Este de aquella gran cuenca drenada por el río Grande-Mamoré, el basamento prepaleozoico está delimitado sobre el lado del poniente por una línea que se distingue morfológicamente y que corresponde a una dislocación. Esta línea tectónica importante sigue más o menos la orilla derecha del río San Miguel (San Julián o San Pablo). A pesar de que d'Orbigny haya observado algunos afloramientos reducidos dentro del Monte Grande en lugares que actualmente no son accesibles, puede decirse que al Oeste de la gran falla, que se observa desde Guarayos por Yotaú-Quebrada Blanca-Palmarito, prevalecen las llanuras boscosas constituidas por sedimentos cenozoicos, mientras que al Este de la línea citada comienzan las colinas cristalinas que se levantan a 600 m y más, es decir, 300 m encima del nivel del Monte Grande.

Desde Palmarito, otra línea tectónica, situada más al SE, desempeña el papel de la línea morfológica principal entre las lomas cristalinas y los aluviones que se extienden entre el río San Miguel y el Curiche Tunás. De esta manera se forma un zig-zag al SE de Palmarito, notándose un foso tectónico especial, de algunos kilómetros de ancho, entre « El Tesoro » y San Josecito, relleno por arenas aluviales, cuya superficie plana está ocupada por palmares que se extienden de allí a Zapococito. Desde Zapococito la segunda línea mencionada marca el límite de una serie de colinas y serranías con los aluviones y palmares adyacentes la zona del río San Miguel. Estas serranías, colocadas rumbo NO-SE, con alturas entre 500 y 600 m, se componen de los cerros de Altagracia, de Santa Rosa, de San Lorenzo, de Motacú y de las Salinas. En las Salinas hay que suponer una falla paralela con rumbo Norte 50° Oeste.

Al SE del río Zapocoz Sud, una tercera falla continúa hacia el ESE, por las provincias de Velasco y de Chiquitos, marcada por los lugares San Ceferino y San Juanama que han sido insertados en nuestro mapa 8. La línea tectónica pasa a 30 km al Norte de San José y al Sur de la Cordillera de Sunsás, llegando casi hasta el río Paraguay. Esta falla limita el complejo fundamental por el Sud.

A esta falla corre paralela otra dislocación situada más al Sud y que forma,

junto con la primera, el gran hundimiento tectónico del « Foso Chiquitano » (fig. 8), constituyendo la unidad tectónica más importante del Oriente de Bolivia. Se trata de un enorme « Graben » de más de 400 km de largo y de una anchura que varía entre 30 y 50 km. El hundimiento, cuyo rechazo excede a los 1000 m, es bien visible en la hoyada tectónica que se halla entre los pilares de las serranías de Sunsás y de Santiago. La dislocación meridional pasa al Norte del Chochís, de Ipias, de Las Taperas, siempre con dirección ONO, doblando después al NO y pasando por Quimome, Equitos, Motacucito, Centenario, El Cerro (al SO de la Laguna Concepción) hasta Recreo, situado a 8 km al Sud de Loreto, lugar donde el río Zapocoz Sud desemboca en el río San Miguel. Allí, es decir, al Sud de Recreo, se eleva una serranía vistosa que constituye la prolongación y la terminación de la serranía de San José. La altura de esta serranía de Recreo alcanza a más o menos 600 m, sobresaliendo en 300 m del nivel de los palmares vecinos. Resalta su declive abrupto y rectilíneo hacia la depresión tectónica de Los Palmares, es decir, hacia los terrenos aluviales y anegadizos de la banda del río San Miguel, donde se encuentran las estancias ganaderas de Recreo y San Pablo, a una altura entre 280 y 290 m s.n.m.

Al Norte de Recreo se levantan las colinas cristalinas hasta 500 m en el « Lomerio », zona que está constituida principalmente por paragneis. Este Lomerio (cantón Santa Rosa del Palmar que comprende las poblaciones de Las Salinas, Totoca, Holanda, etc.) está situado entre los ríos Zapocoz Sud, constituyendo una parte de la meseta de San Miguel, semillanura recortada por quebradas afluentes de estos dos ríos o

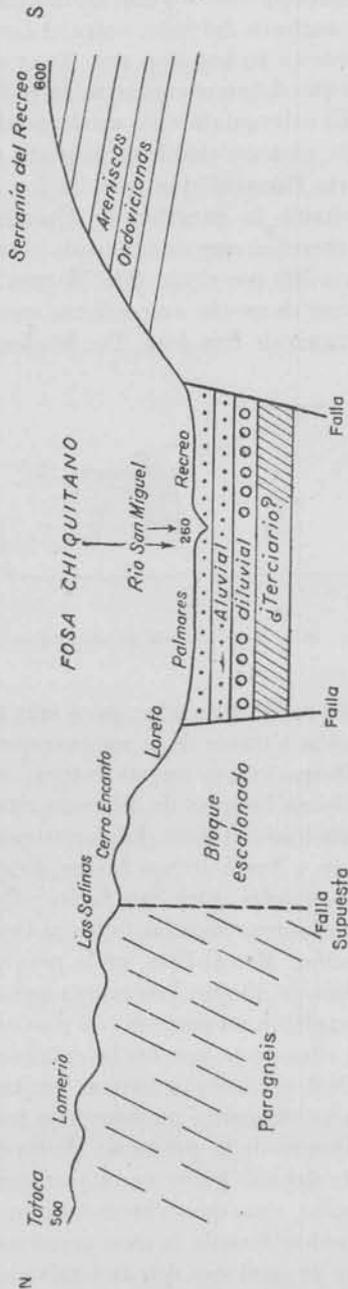


Fig. 17. — El Foso Chiquitano. Perfil desde Holanda por Las Salinas-Loreto a Recreo. (Según F. Peiser)

directamente al río San Miguel. El contraste morfológico que se manifiesta tanto en la vegetación como en la población, entre el Lomerío (colinas cristalinas con alguna agricultura) y el Foso Chiquitano es muy evidente. La anchura del foso, entre el Lomerío y la serranía de Recreo, puede estimarse en 40 km (fig. 17). No se sabe nada acerca de los sedimentos cenozoicos que deben encontrarse en profundidad porque no existen perforaciones.

El sollevamiento moderno del bloque situado al Sud del Foso Chiquitano, es muy visible en la parte occidental de la serranía de San José. Allí el río Parapetí que sale de los arenales del Izozoc, atraviesa la serranía mediante la garganta de Quimome, afluyendo hacia el Norte a la Laguna Concepción que está situada dentro del hundimiento y que tiene desagüe hacia NO por el río San Miguel al Itonama. No cabe duda que el río Quimome es un río antecedente que ya existía antes del levantamiento de la serranía de San José. Por la elevación de la tabla de areniscas, el río Para-

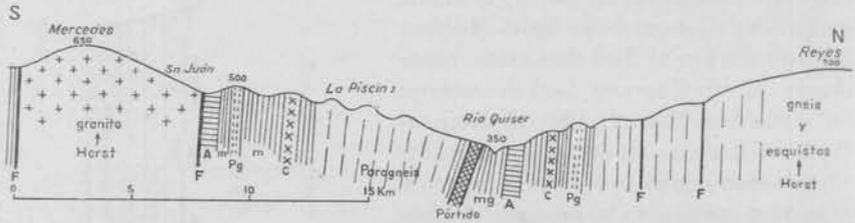


Fig. 18. — Perfil a través del valle del río Quiser (según F. Peiser). Para su explicación véase fig. 6

petí quedó estancado ; pero más tarde se cortó rumbo Norte, en un valle de erosión a través de la serranía que había ascendido.

Respecto a la meseta antigua misma, ella fué fracturada durante el Terciario en bloques de diferente altura, que generalmente van bajando desde el Oeste hacia el Este. Los crestones más altos (800 m), como las serranías al Oeste y Norte de San Javier, se hallan más próximas a los Andes. Las serranías situadas entre San Javier y Concepción, alcanzan 700 a 750 m. Se pueden observar bien las fallas al Oeste de San Javier y al Oeste y Sud de Concepción. Más al Este, en la provincia de Velasco, la meseta tiene una altura media de 450 m. Los cerros que sobresalen la semi-llanura de San Miguel, se explican en parte por la mayor resistencia de las rocas (ortogneis, etc.) y por otra parte por los levantamientos de bloques en las márgenes del foso.

Dislocaciones tectónicas limitan a la sierra de Jacadigo. Al Oeste del bloque se encuentra una depresión tectónica rellena por aluviones.

Dentro de la provincia Ñuflo de Chávez, se puede dar por seguro que el valle del río Quiser no está originado únicamente por las casualidades de la erosión, sino que corresponde un « Graben » entre dos pilares (fig. 18). Por el Sud se levanta la zona granítica del cantón San Pedro, y por el Norte una serie de escalones que ascienden hacia el macizo de Reyes y de Cerro Pelado

(720 m) que es un típico « Faulted block ». En el fondo del valle prevalecen las pizarras.

Aguas termales : En la provincia de Chiquitos, en un lugar situado al ESE de Roboré (km 220 del ferrocarril) sale, al pie meridional de la serranía de Santiago, un potente manantial de aguas juveniles. La vertiente es incolora, sin ningún sabor y la temperatura del manantial es de 39 a 42°.

Las termas contienen bicarbonatos de calcio y de magnesio.

Otro manantial de agua tibia, de menor importancia, sale de las cuarcitas algonquianas al pie septentrional de la serranía de Las Taperas (km 390 del ferrocarril). El agua tiene una temperatura de 27°, es incolora, sin sabor y no deja residuos de ninguna clase.

Las « Aguas Calientes », situadas a 15 km al N de San Javier (provincia Ñuflo de Chávez), pertenecen a las « termas indiferentes », con pocos gases y poca mineralización. Salen en plena selva al pie de una serranía que se levanta, con declive abrupto, 300 m encima del nivel de un valle tectónico de rumbo NE, valle en que corre, con la misma dirección, el río « Aguas Frías ». Allí se forma el río de Aguas Calientes que es un afluente del río Blanco. La temperatura de las termas que salen a una altura de 500 m s. n. m., asciende a 50°. Parece que las termas y su fango son radioactivas.

Otras fuentes termales se hallan al Norte de la serranía de Aguas Calientes, al Sud del río Blanco, cerca de una quebrada, « Itacú », situada a 80 km al SE de Urubichá. Según Zuzca, único explorador de aquella región, las termas referidas contienen un poco de hidrógeno sulfurado, saliendo con burbujas gaseosas desde embudos con arena movediza. Su temperatura alcanzaría 60 ó 70°.

B. -- EL BENI

Los extensos llanos del Beni, que ocupan con 290.000 km² más o menos una tercera parte de la superficie total de Bolivia, se encuentran en una situación análoga a la de los llanos de Venezuela y de Colombia. En ambos casos se introducen cuencas bajas, rellenadas por sedimentos sueltos cenozoicos, entre la Cordillera de los Andes y el macizo antiguo de Guayana-Brasilía. Como allí el Orinoco, aquí también en forma similar el río Guaporé-Mamoré se halla desplazado por los afluentes andinos, hacia el borde del escudo cristalino y el curso de estos ríos corre rodeando al macizo antiguo. El basamento cristalino se extiende algún tanto hacia el Oeste de estos ríos, originando de tal manera los doce saltos del Madeira, la cachuela Esperanza, la cachuela Guajara Assu en el río Yata, etc.

Hacia el Sud, el basamento cristalino se sumerge paulatinamente debajo de los terrenos neozoicos, asomándose en numerosos cerros aislados. No se han observado allí líneas tectónicas. Las rocas antiguas que ciñen al Beni por el lado del Sud y Este, ya las hemos considerado anteriormente. Dentro de los terrenos bajos de la hoya beniana, se conocen muy pocos afloramientos

del basamento, por ejemplo en la Cachuela Vázquez-Monte Verde del Madre de Dios (12° latitud Sud) y algunas otras peñas reducidas al SO de Riberalta que aún no han sido reconocidas por geólogos. Hay que destacar que el mapa de d'Orbigny constituye, hasta el día de hoy, el fundamento principal de nuestros conocimientos geológicos del Beni, porque no existen casi estudios más modernos al respecto. D'Orbigny observó en Mojos, areniscas compactas en dos pequeños girones, uno cerca de El Carmen, el otro al E de Magdalena, correspondientes a cadenas sepultadas por los aluviones. Además este autor vió areniscas deleznable, aparentemente de edad moderna, en dos pequeños montículos, en medio de los aluviones: uno cerca de San Ramón, y el otro no muy lejos de Exaltación.

La región baja del Beni se halla drenada por cuatro ríos principales, por cuya confluencia, cerca de Villa Bella, se forma el río Madeira: son los ríos Madre de Dios y Beni, que se juntan cerca de Riberalta, y los ríos Mamoré y Guaporé (Iténez). Es digno de mención que el borde de los Andes se encuentra en una situación muy baja (Todos Santos 300 m; San Borja 226 m; Rurrenabaque 227 m; Ixiamas 226 m). La ínfima gradiente que resulta de la poca diferencia de altura entre el margen de los Andes y el lugar donde sale el río Madeira del territorio boliviano (abajo de Villa Bella, 159 m, situada en la confluencia entre el Beni y el Mamoré), — esta pendiente insignificante —, constituye la causa por la cual todos los ríos benianos muestran cauces muy tortuosos y variables. La misma causa explica la frecuencia de brazos abandonados de los ríos que constituyen lagunas en forma de media luna, por ejemplo dentro de las selvas húmedas que se extienden desde la falda septentrional de la Cordillera de Cochabamba hasta el Sud de Trinidad. Igualmente se comprende de tal manera, la enorme extensión de sabanas inundadas periódicamente durante la estación lluviosa. Solamente las sabanas de Mojos abarcan una área de 120.000 km². Enormes bosques, inundados anualmente, se extienden, por ejemplo, entre los ríos Isiboro y Mañique, en una zona de considerables precipitaciones atmosféricas.

En el mapa geológico del Brasil, confeccionado por Avelino de Oliveira (121), casi todo el Beni está marcado con el color amarillo del Terciario y solamente las fajas delgadas a lo largo de los ríos Mamoré y Guaporé, están señaladas como Cuaternario. Resulta difícil estimar por el presente, la verdadera participación de las capas terciarias en la superficie del Beni. Según Oppenheim (comunicación verbal a Ahlfeld), estratos neoterciarios afloran en mayor extensión en el distrito de Cobija, entre el río Acre y Tahuamanu. Las orillas escarpadas de los ríos encajonados, de 10 m de altura, muestran en su base un conglomerado de elementos gruesos. Encima descansan en posición horizontal, arcillas plantíferas y areniscas poco consolidadas. Según el mismo autor capas del Terciario Superior, en el curso inferior del río Beni, reposan en posición horizontal encima del basamento cristalino, empezando con un conglomerado basal grueso.

Sin embargo, la mayor parte del Beni indudablemente está ocupado por

depósitos pleistocenos. Gravas y arenas gruesas se hallan únicamente en las proximidades del borde de los Andes. Ya en una distancia de 40 km de la zona pedemontana, se depositaron arcillas finas y limos de color pardo, rojizo o amarillento. Estas arcillas limosas se atribuyen a los « terrenos pampeanos », y en realidad tienen notable semejanza con los depósitos limosos de las pampas argentinas. Las pampas ganaderas del Beni se hallan especialmente en la faja señalada por los pueblos de Reyes-Trinidad-El Carmen. Consideramos los limos de los llanos de Mojos, al Oeste de San Pablo de Guarayos y a lo largo del río Ibari, como diluviales y equivalentes del limo pampeano de la Argentina.

Encima de los terrenos pampeanos diluviales, y en todas las depresiones, se hallan los aluviones que cubren el suelo de una gran parte de Beni. Estos aluviones consisten en arena muy fina, en arcilla y limo turboso. Su espesor llega a 10 m. D'Orbigny se expresó en los siguientes términos: « No se ve un solo guijarro en la superficie de la provincia de Mojos; puede decirse que no se ve un grano grande de arena. Para encontrar los primeros rodados, es preciso llegar al pie de la Cordillera ».

Se necesitarán nuevos estudios geológicos, tanto con referencia a los cascajos que existen en la zona entre Puerto Knox, Puerto Siles y San Joaquín, como a la composición geológica de los terrenos de « tierra firme » que se hallan a veces a 20 ó 30 m encima del nivel de los ríos. Loreto (250 m) y Riberalta (172 m) fueron construídos encima de tales sitios altos que nunca se inundan. En Riberalta se ha observado, en una noria, arcillas blanquecinas cuya edad no se conoce. En los gomales del departamento Pando parecen prevalecer terrenos lateríticos que atribuimos provisionalmente al diluvial y aluvial antiguo.

Respecto a los depósitos de canga, que ya ha observado d'Orbigny en su viaje por Mojos, especialmente en San Ramón, San Joaquín y sobre las orillas del río Iténez, estas costras ferruginosas indican un largo tiempo de exposición y de evaporación que favoreció la concentración de limonita. Las costras limoníticas se formaron en estepas y sabanas tropicales, en parte tal vez debajo de una capa laterítica y por otra en pantanos. En un horizonte, situado a varios metros debajo del nivel de las pampas, se precipitaron nódulos y concreciones botrioidales cavernosas de hidróxidos de hierro. Los cambios bruscos entre las lluvias torrenciales y los meses secos, cuando las pampas son abrasadas por el sol y prevalece la evaporación, constituyen contrastes que favorecen por una parte la disolución del hierro en la época de lluvias, y por otra la precipitación periódica de los hidróxidos de hierro durante las estaciones secas. Ácidos orgánicos y tal vez bacterias desempeñan un papel importante en estos procesos.

La ocurrencia de la canga no se limita al Beni, sino que se encuentran tales brechas ferruginosas en los alrededores de Concepción (provincia Ñuflo de Chávez), en las cercanías de Santa Ana de Velazco, en las faldas de la serranía de San Simón (provincia del Iténez), en las laderas de los cerros

de Mutún situados al Sud de Puerto Suárez, asimismo en una gran parte del territorio brasileño.

J. B. Woodworth (173) juzga que las costras de canga, que ocurren en varios puntos del Paraná y en las márgenes del río Iguassú, deben haber sido formadas en el comienzo del Pleistoceno o a fines del Terciario.

Grandes zonas del NE de Bolivia se componen de los materiales del desgaste de la Cordillera Oriental, los que fueron acarreados a las llanuras del Beni, por los ríos Beni, Isiboro, Chapare, Ichilo, Yapacaní, Guapay, etc. Cerca de la Cordillera se formaron enormes conos de deyección que en parte contienen materiales gruesos. A mayor distancia de la Cordillera, se depositaron los detritos finos. Además existen a lo largo del margen oriental de la Cordillera Andina, varias terrazas en diferentes niveles, cubiertas por limos. En los alrededores de Santa Cruz se extienden arenales de grano fino que forman fajas de dunas.

Es muy probable que los sedimentos finos del Beni han sido depositados no solamente por ríos divagantes, sino también en parte por lagunas y lagos mayores, como en la actualidad se observa en el lago de San Luis, el lago Rogoaguado, etc. Pero no se puede afirmar, según creen algunos, que *toda* la superficie del Beni estaba cubierta por un solo lago, pues nunca hubo una cuenca cerrada y siempre los ríos tuvieron un desagüe a la hoya amazónica.

C. — EL CHACO BOREAL

Después de la nueva demarcación de la frontera con el Paraguay, Bolivia participa solamente en escala reducida de la gran cuenca del Chaco Boreal, que constituye una vasta área de acumulación de detritos acarreados desde la cordillera andina y desde el antiguo macizo brasileño. El río Parapetí lleva una parte de los productos de desintegración rumbo NE, a la zona de los arenales de Izozoc; otra parte transporta el río Pilcomayo a los arenales al naciente de Villamontes.

El fundamento de la circunvalación septentrional del Gran Chaco está formado por una capa potente de areniscas con cemento silíceo. Respecto a su edad, colocamos esta formación provisionalmente en el período ordovícico. Las areniscas yacen en parte subhorizontales formando vastas planicies, como por ejemplo entre la serranía de San José y el cerro San Miguel, constituyendo terrenos áridos con arbustos espinosos. En otras partes se notan ondulaciones de la tabla de areniscas, y en varios sitios se observan bloques fallados que se levantan como pilares y cuyo mayor representante es el considerable macizo del cerro San Miguel (780 m). Al Este de Charagua y al Sud de los bañados de Izozoc, el mapa señala varios cerros marcados con 500 m de altura. Mucho más al naciente, ya cerca de los bañados de Otuquis, se indican en la frontera los cerros Choboreca y Jara. Hasta

la fecha no se han realizado estudios referentes a la composición geológica de los cerros mencionados.

En las cuencas pandas entre las lomas de areniscas, en la zona con poca precipitación atmosférica y sin desagües, se hallan salares de importancia económica, que únicamente por su situación desfavorable, lejos de los caminos transitados, no han sido explotados en tal escala como se debiera esperar. Aquí hay que mencionar especialmente las « Salinas de San José », situadas a 170 km al Sud de San José y al Oeste del cerro San Miguel; y más al naciente las « Salinas de Santiago », que según referencias contienen mayor porcentaje de sulfato de magnesia. Las Salinas de San José fueron estudiadas por Reck, más o menos en 1920. Infortunadamente no disponemos de los informes respectivos, excepción hecha de una pequeña descripción de las salinas referidas que fué publicada por Kanter (91).

Referente a los sedimentos terciarios de la « Formación Chaqueña » no se sabe nada de concreto (véase Oliveira y Leonardos, pág. 780). Se estima esta Formación Chaqueña, que cubre una parte del Chaco Boreal y todo el Chaco Austral argentino, como marina y pliocena. Pero en gran parte estas formaciones se hallan recubiertas por las depósitos cuaternarios y especialmente aluviales. Según Kanter (91) casi toda la superficie del Chaco está formada por aluviones, que son arcillosos en el interior de la cuenca. Este autor en sus viajes por el Chaco, no ha visto terrazas diluviales en las orillas de los ríos que continuamente varían su curso. Tampoco Kanter pudo comprobar la presencia del loess auténtico. No obstante es verosímil de que una parte de los limos superficiales del Chaco sean de origen eólico, acumulados por los vientos fuertes, que soplan periódicamente desde las pampas argentinas, no hallando obstáculos en su camino.

CAPÍTULO IV

La Zona Subandina

A. — RESEÑA GENERAL

La zona subandina que acompaña a la Cordillera de los Andes por el lado del Oriente, colindando con los llanos del Chaco y del Beni, constituye un elemento estructural que se distingue a todas luces, en forma característica, del bloque andino, tanto en su morfología como respecto a la estratigrafía y tectónica. Por tales razones es preferible una descripción separada de esta zona geológica que tiene suma importancia práctica.

La zona subandina de Bolivia forma un pequeño sector de una faja mucho más extensa que se puede seguir a lo largo de la vertiente oriental del sistema andino, desde Salta al Amazonas. Estratigráficamente esta faja no

muestra de ninguna manera un desarrollo constante. Condiciones estratigráficas semejantes a las de Bolivia, se hallan solamente en las partes limítrofes de aquella zona, en el Sud del Perú como asimismo en las provincias de Salta y Jujuy del Noroeste argentino.

Estrechamente vinculada al sistema andino, la zona subandina tiene un rumbo general que corresponde a la Cordillera de los Andes. Desde la frontera peruana predomina en Bolivia el rumbo SE. Más o menos desde el río Chapare la zona subandina dobla hacia el ESE continuando este curso hasta el recodo andino que se efectúa al Oeste de Santa Cruz. Allí la zona tuerce bruscamente hacia al Sud y desde el paralelo 21° de latitud Sud el rumbo cambia paulatinamente hacia SSO.

El límite occidental de la zona subandina, donde ésta colinda con el bloque paleozoico, está bien marcado. Comienza por el Sud en el río Bermejo cerca de Huacalqui, a 8 km río abajo de Bermejo (Capillas). En aquella región este límite es de origen tectónico, coincidiendo con el borde oriental del bloque elevado de los Andes. Se manifiesta en el declive abrupto de los últimas cadenas paleozoicas situadas por el lado del Este, como el de las serranías de Ñauparuna y Cóndor, motivado por dislocaciones longitudinales que tienen un rechazo de una amplitud de más de 1500 m hacia el gran sinclinal de Tariquia. Este límite tectónico se puede seguir hasta la región de la confluencia de los ríos Pilaya y Pilcomayo, y más allá con rumbo Norte pasando al Este de Padilla hasta el río Grande; desde allí hacia el Norte resalta en menor escala en la topografía. El bloque paleozoico levantado de la Cordillera Oriental, que tiene una saliente hacia el Este en dirección a Santa Cruz, se divide allí en forma de dedos estrechando y cortando la zona subandina. En este distrito los sedimentos modernos de la zona subandina muestran un engranaje tectónico complicado con las fajas paleozoicas.

Desde 17°30' latitud Sud, al Norte del acodamiento andino al Oeste de Santa Cruz, el declive marginal de rumbo ONO rectilíneo de la Cordillera Oriental se marca otra vez en forma muy saliente; está acompañado por el lado del NE, por una zona angosta compuesta por sedimentos o vetas. Desde el río Isiboro (16°40' latitud Sud), el borde oriental del bloque andino ya no coincide con el límite occidental de la zona subandina. El límite de la zona levantada está ubicado más al Oeste, dejando por el lado del naciente, una cuña de estratos paleozoicos no elevados que se ensanchan hacia el Norte. Hasta Covendo no se conoce el límite de la zona subandina con esta faja cuneiforme del paleozoico. De allí corre exactamente rumbo NO atravesando el río Bopi (La Paz) a 20 km río arriba de Huachi, y cruzando el río Kaka cerca de Incahuara. El límite pasa por la provincia de Caupolicán al Este de Apolo, atraviesa al río Tuiche al E de Asariamias y llega al río Heath en la frontera peruana. La demarcación al Norte del río Kaka y en la zona del río Quendeque es muy poco conocida.

La anchura de la zona subandina, desde la frontera argentina hasta el río

Grande, alcanza 100-110 km por término medio; entre el río Grande y la latitud de Samaipata, 80 km. Al NO de Santa Cruz hasta el río Isiboro la zona subandina se halla profundamente hundida y es muy delgada, con 15 a 20 km de anchura. Ésta aumenta poco a poco a partir del NO del río Isiboro y se mantiene luego constante entre 60 y 65 km hasta la frontera peruana.

En su estratigrafía la zona no es uniforme. Consideraremos separadamente cuatro sectores principales:

El sector del Sud desde la frontera Argentina hasta el cañón del río Grande;

El sector entre el río Grande y el río Ichilo;

El sector entre el río Ichilo y el río Manique;

El sector septentrional desde el río Manique hasta la frontera peruana.

B. — EL SECTOR MERIDIONAL

I. MORFOLOGÍA

El sector del Sud se extiende desde el río Bermejo que constituye su extremo meridional en Bolivia, hasta el río Grande por el Norte, sobre una longitud de 420 km, esto es, desde 22°55' hasta 19° latitud Sud. El sector de referencia es más accesible que los otros y por eso mejor conocido. A primera vista del mapa resalta la armonía íntima entre la morfología e hidrografía de la zona y la tectónica. En una anchura de poco más o menos 100 a 110 km se extienden varios cordones paralelos, generalmente 6 a 9, siguiendo el rumbo andino. Ellos corresponden generalmente a anticlinales geológicos. Las sierras tienen en la parte septentrional, hasta 20° latitud Sud, un rumbo N-S, doblando allí paulatinamente hacia SSO., a veces están dispuestas en forma escalonada. A menudo su longitud es considerable. La sierra más larga y más constante es la de Aguaragüe que se extiende en línea recta sobre dos grados de latitud hasta dentro del territorio argentino. La sierra de Aguaragüe no solamente está desarrollada al Sud del río Pilcomayo, entre Yacuiba y Villamontes, sino que se extiende por 160 km con rumbo NNE, al Norte del Pilcomayo y del paralelo 21° por Machareti y hasta al Oeste de Boyuibe. Al Norte del río de Cuevo la cadena frontal es relevada por otra cadena dispuesta « en échelon » 20 km más al Este. La nueva cadena frontal es la sierra de Charagua que tiene un rumbo ligeramente arqueado y que se extiende desde el Sud del río Parapetí por Saipurú y Tacurú hasta Limón (al Sud del Río Grande). La longitud de este elemento estructural importante sobrepasa los 100 km. Las otras serranías, como por ejemplo la sierra de Limón que está desarrollada tanto al Sud como al Norte del río Grande, no alcanzan tanta longitud.

La altura de las crestas y cuchillas, constituídas por rocas resistentes en estas sierras, decrece del Oeste hacia el Este. Mientras que las cadenas interiores, situadas en la parte occidental del sector, como por ejemplo el cordón de Iñau y el de Santa Clara, alcanzan alturas hasta de 2000 m, excediendo algunas cumbres notablemente el nivel mencionado, las cadenas marginales, situadas en el borde oriental, como las sierras de Camiri, de Charagua y de Aguaragüe muestran alturas muy constantes de sus crestas con aproximadamente 1500 m. Los elementos más orientales que emergen de los aluviones del Chaco, como por ejemplo las lomadas al Norte y al Sud de Carandayti, alcanzan en algunas cumbres solitarias todavía 1200 m de altura; las estructuras que se levantan a distancia del sistema andino al Este de la línea de Caiza-Villamontes-Camatindi-Charagua, como por ejemplo la «cuesta de Ipaguazú» con «Agua Salada» situada al Este de Yacuiba, no alcanzan generalmente altura notable, constituyendo colinas medianas, rodeadas por todos lados por depósitos cuaternarios.

Entre las sierras se hallan intercalados valles longitudinales que corresponden a los sinclinales, constituídos por rocas blandas. Estas depresiones intermontanas subsecuentes tienen su fondo entre 700 a 1000 m de altura.

La planicie pedemontana aluvial al Este de las cadenas frontales descende poco a poco hacia el Chaco. Al pie de las cadenas marginales la zona pedemontana, fuera de las serranías, tiene todavía alturas entre 800 y 400 m (Yacuiba 580 m, Villamontes, situado en la salida del río Pilcomayo fuera de la sierra de Aguarague, 529 m; Charagua 847 m; Abapó, situado donde sale el río Grande de las cadenas frontales, 450 m).

La hidrografía del sector tiene una estructura sencilla. Cinco grandes arterias antecedentes que deben tener bastante antigüedad, atraviesan toda la zona subandina transversalmente a su rumbo, en cañones tortuosos o valles estrechos. En cambio las quebradas laterales, que están surcadas por cursos de agua generalmente poco caudalosas, proceden de los sinclinales paralelos al rumbo. Una buena idea respecto a la hidrografía ofrece la fotografía aérea (fig. 22) que muestra la garganta del río Pilcomayo allí donde atraviesa la serranía de Aguaragüe. En ella se ven los valles sinclinales que corren rectilíneos conforme al rumbo general y en los cuales nacen los afluentes septentrionales y meridionales que son riachuelos serpenteantes. Entre los otros ríos antecedentes hemos de mencionar los ríos Bermejo y de Tarija situados al Sud del Pilcomayo, el río Parapetí que atraviesa mucho más al Norte, es decir a 20° de latitud Sud, la sierra de Charagua y el río Grande que atraviesa la sierra de Limón.

La línea divisoria entre la cuenca imbrifera del río Paraguay y el sistema de los afluentes del Amazonas se destaca poco en la morfología. Este divortium corre rumbo O-E entre los afluentes del sistema del río Pilcomayo y la cuenca del río Parapetí (inclusive el río de Cuevo). Este último (río Parapetí) se pierde en las arenas modernas del Izozoc en un paisaje de dunas, filtrándose en los arenales de los cuales sale por el Norte el

río Quimome que atraviesa la serranía de San José bajando a la Laguna Concepción y continuando en el río San Miguel.

Mather (112) hace resaltar que las cadenas tienen un nivel bastante uniforme en sus cumbres, alcanzando cada cadena sucesiva por el lado del Oeste, una mayor altura que su vecina oriental. Por tal motivo el autor citado supone que se trata de remanente de una peneplanicie antigua, que toda la región estaba situada a un nivel mucho más bajo y que los ríos antecedentes corrían serpenteando por este paisaje de poca altura. Este ciclo de erosión fué terminado por un sollevamiento regional, rejuveneciéndose los valles e inaugurándose el presente ciclo de erosión. Parece bastante plausible esta hipótesis de los dos ciclos de erosión, análoga a las consideraciones de Bowman (37), pues explica muchos rasgos topográficos en forma satisfactoria, aunque probablemente las relaciones fueron aun más complicadas. No podemos entrar en esta oportunidad en mayores detalles morfológicos.

En lo que concierne a la denominación de las diferentes serranías podemos referirnos a las descripciones y mapas publicados por Bonarelli (34) y Mather (112). Los nombres de las diversas serranías se hallan insertados en el mapa geológico que acompaña la presente obra.

II. ESTRATIGRAFÍA

La composición estratigráfica del sector del Sur es bien conocida, especialmente en lo que se refiere a las estructuras favorables a la producción efectiva o supuesta de petróleo. En cambio no existen investigaciones acerca de las estructuras occidentales y su relación con el bloque andino. Los fundamentos estratigráficos fueron establecidos por Bonarelli (34) y principalmente por Kirtley F. Mather (112). El último autor publicó en 1922 su excelente monografía titulada: *Front ranges of the Andes between Santa Cruz, Bolivia, and Embarcación, Argentina*. Respecto a la parte boliviana de la zona subandina también tienen gran valor los trabajos científicos acerca de la zona petrolífera del Norte Argentino, especialmente el perfil de Hagerman (64) en el departamento Santa Bárbara de la provincia de Jujuy y el trabajo esmerado y minucioso de Schlagintweit, *Observaciones estratigráficas en el Norte Argentino* (136).

Los numerosos informes redactados por los geólogos de la Standard Oil Company of Bolivia (1922 a 1934), como asimismo los informes posteriores de los geólogos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, que se ocupan de las estructuras productivas, no han sido publicados, ni tampoco los informes de los geólogos de la Comisión Mixta Boliviano-Brasileña que tratan de las estructuras petrolíferas de las serranías de Charagua y de Lagunillas. A medida que me fué posible consultar los referidos informes, he aprovechado estos reconocimientos en la descripción que presento a continuación.

En la composición geológica del sector meridional de la zona subandina de Bolivia, participan las formaciones devónica, permotriásica, cretácea, terciaria y cuaternaria. En lo que respecta a la denominación de los diferentes grupos y pisos, existe hasta el presente un desconcierto notable, pues las denominaciones de Mather no están de acuerdo con las de los geólogos de la Standard Oil o las de Bonarelli. En el siguiente cuadro haré una comparación de la nomenclatura que se usa en la estratigrafía de la zona subandina, subrayando las denominaciones que usaremos en nuestro texto.

Formación	Mather (1922)	Standard Oil (1925)	Norte Argentino
Neoterciario	Tatarenda	Form. del Chaco sup. Form. del Chaco inf.	<i>Estratos de Jujuy</i> Terciario Subandino
Eoterciario	Tacurú	Horizonte Petacas Tacurú Tacurú (Upper reds beds)	<i>Areniscas Superiores</i> Margas multicolores
Cretáceo	Caliza de Vitiacúa <i>Machareti</i>	Caliza de <i>Vitiacúa</i> Areniscas Candado	<i>Horizonte Calcáreo-Dolomítico</i> (« Calcáreo ») Areniscas Inferiores
Permo-Triásico	<i>Mandiyuti</i> Oquita	<i>Mandiyuti</i> Machareti < Tarija Tupambi	Gondwana Superior Gondwana Inferior
Devónico	Totora Arani	Iquiri Los Monos	Devónico Inferior

1. El Devónico

Los sedimentos más antiguos que afloran en el sector meridional, pertenecen al sistema devónico. Constituyen fajas delgadas en el núcleo de los anticlinales y los pisos suprayacentes de los sobrecurrimientos. Estas fajas llegan a adquirir una longitud de decenas de kilómetros. Hacia el Norte aumenta la potencia de los afloramientos devónicos. El mapa geológico da a conocer su extensión.

La subdivisión de la formación devónica en aquella zona tropieza con dificultades, no existiendo perfiles de mayor extensión vertical, y aflorando solamente los pisos superiores. En la angostura del río Grande los estratos devónicos abarcan una potencia de 1200 m. En otros afloramientos sola-

mente se hallan expuestos 300 a 800 m. La división establecida por Heald y Mather (80) en la región entre Cochabamba y Santa Cruz donde se distinguió un grupo inferior (serie de Arani) y un grupo superior (serie de Totorá) no es recomendable, pues se basa únicamente en diferencias litológicas sin considerar la bibliografía existente acerca de la formación devónica en el área andina. Como además, según las investigaciones realizadas por Steinmann, predominan en el distrito de Arani los estratos ordovícicos (piso con *Lingulas* y *Bilobites*), la « serie de Arani » en gran parte debe ser atribuida al Ordovícico superior. En cambio en el Sur de la zona subandina de Bolivia, hasta el presente no se ha comprobado la existencia de afloramientos ordovícicos.

Mather (112) en la zona subandina divide su « serie de Totorá » como sigue :

Esquistos de Los Monos, denominados según la quebrada de Los Monos situada en la Sierra de Aguaraquí al Sur del río Pilcomayo y al Oeste de Villamontes : esquistos fósiles de color negro o gris oscuro azulado, con intercalaciones de areniscas micáceas.

Formación de Espejos, denominada según la quebrada de Espejos situada al SO de Santa Cruz : esquistos foliados carbonosos de color azul oscuro o verde oscuro, con capas de una caliza fina oscura bituminosa.

Esta subdivisión no quiere decir que el grupo de Los Monos se encuentre en un horizonte superior al del grupo de Espejos, pues no se ha observado un perfil donde estén desarrollados ambos grupos y de manera que pueda observarse una superposición de un grupo encima del otro. Es mucho más probable que se trate de dos distintas facies litológicas del mismo grupo eodevónico. La diferencia de su facies consiste principalmente en el contenido en calizas que no se observa en el Sur. Respecto a la distribución geográfica, el grupo de Espejos se halla desarrollado en el Norte, es decir desde Santa Cruz hasta la quebrada del río Tacurú (19°20'). El grupo de Los Monos en cambio muestra su desenvolvimiento en el Sur, desde el río Parapetí por Sanandita hasta la cadena de San Telmo en el extremo meridional.

Los geólogos de la Standard Oil han aplicado la denominación de « Formación de Los Monos » a la parte inferior (esquistosa) del Devónico, designando los pisos superiores (arenosos) como « Formación de Iquiri ». En este caso verdaderamente en varios perfiles se ha observado una superposición del grupo de Iquiri (areniscas) encima de los esquistos de Los Monos.

Grupo de Los Monos : Esta serie consiste en esquistos micáceos carbonosos deleznable, generalmente de colores oscuros, con capas delgadas de areniscas cuarcíticas en sus pisos superiores. Los esquistos siempre se hallan fuertemente contorsionados, dislocados y perturbados, algunas veces metamorfosados. Con tal motivo los fósiles que por sí se hallan raramente, muestran mala conservación. En los estratos basales de este grupo en la sierra de Mandiyuti (al Oeste de Cuevo) fueron coleccionados en 1913 por Romanes y Madgwick (cit. por Bonarelli, 34) los siguientes fósiles :

Rensselaeria falklandica Clarke
Orthis sp. indet.
Derbyna ? sp. indet.
Leptocoelia flabellites Conr.

Bonarelli en el mismo punto encontró además los siguientes fósiles :

Orthis pectinata d'Orb.
Rhynchonella sp. indet.
Schizobolus ? (*Discina* Ulrich)

En la quebrada de Los Monos encontró un ejemplar de *Dalmanites* ? *Pentlandi* Salter. De allí procede también un *Nuculites*. Según muestran las láminas reproducidas por Bonarelli, todos estos fósiles se hallan muy deformados y mal conservados. Sin embargo, algunas especies como *Leptocoelia flabellites* indican indudablemente una edad eodevoniana de los estratos respectivos. A causa de la rareza de fósiles en el presente no es posible una correlación de estos estratos de Los Monos con el Eodevoniano de la Cordillera situada más al Oeste (piso de Icla de Steinman).

Con frecuencia se hallan restos de plantas en tales esquistos, señalando una facies nerítica. El fragmento de un tronco, hallado por H. Block en la angostura del río Pilcomayo al Oeste de Villamontes, fué determinado equivocadamente por el profesor Gothan como *Pseudodendron* de edad carbonífera. Pero como estos restos de plantas se hallan en esquistos típicos de « Los Monos », que en otros lugares llevan los mencionados fósiles eodevonianos, no es posible que se trate de afloramientos de estratos carboníferos cuya existencia además nunca fué comprobada hasta la fecha en el Sur de la zona subandina.

Más al Norte, en el núcleo del anticlinal de Aguarañe, en los alrededores de Caigua y Caiguani, Berry (31) encontró restos que corresponden a *Bothodendron* o (lo que es más probable) a *Cyclostigma* (30). El autor de la presente obra encontró tales fragmentos de troncos de árboles, en numerosos ejemplares, en el núcleo devónico del anticlinal de Balapuca, en la orilla del río Bermejo. Algunas veces los restos de plantas equivocadamente han sido considerados como escamas de peces.

La potencia verdadera de los esquistos de Los Monos en el espacio subandino es desconocida, pues su límite inferior no está expuesto. Los afloramientos del Devónico alcanzan su máxima extensión en el cañón del río Grande donde afloran 1200 m de esquistos micáceos y de areniscas. (Pero no se sabe si los pisos inferiores pertenecen al mismo horizonte que en la quebrada de Los Monos o a series más antiguas). En el núcleo del anticlinal de Camiri, los esquistos de Los Monos fueron reconocidos en el cañón del río Parapetí en 400 m de espesor. En la garganta del río Pilcomayo que atraviesa la serranía de Aguarañe, se han medido 350 a 400 m de esquistos que corresponden al mismo grupo. En el río Bañado al Oeste

de Monteagudo, afloran 650 m de esquistos micáceos carbonosos y de areniscas que fueron clasificados por los geólogos de la Standard Oil como « Los Monos ». En la serranía de Charagua, como asimismo en las estructuras al Sur del río Pilcomayo, son visibles únicamente algunos cientos de metros de la misma formación.

Los esquistos friables carbonosos y bituminosos del grupo de Los Monos que muestran colores verdosos a negruzcos, constituyen la roca madre del petróleo, conociéndose muchos manantiales petrolíferos que proceden de este horizonte.

Grupo de Iquiri: Esta designación proviene de la localidad típica situada en la quebrada de Iquiri. Desgraciadamente no fué posible anotar la ubicación de Iquiri en nuestro mapa geológico. En la localidad mencionada aflora una serie de areniscas macizas micáceas sumamente endurecidas, de color claro gris verdoso, con una potencia de 400 m. En la quebrada de Iquiri se trata, según las descripciones de los geólogos de la Standard Oil, de una unidad geológica bien definida; pero en otros perfiles no existe un límite muy acentuado entre el grupo de Iquiri y el grupo de Los Monos. En la sección del río Grande, donde el grupo de Iquiri también está desarrollado, la formación contiene un gran porcentaje de esquistos arenosos. Los sedimentos siempre son micáceos y generalmente claros, en contraste a los colores oscuros del grupo subyacente de Los Monos. En el cañón del río Grande, el grupo de Iquiri tiene una potencia de 400 m; en el río Bañado al Oeste de Monteagudo, más o menos la misma potencia. En el valle del río Parapetí, los estratos devónicos, que frecuentemente muestran « ripple marks » (estratificación ondulada), fueron clasificados como del « Grupo de Iquiri ». Tienen una potencia de 460 m. Unterladstaetter (informe geológico no publicado sobre el distrito de Camiri, 1940) ha descrito un perfil detallado de este complejo que se compone de areniscas y esquistos, con capas delgadas de hematita. Según este autor estas intercalaciones fueron depositadas como limonita y transformadas por metamorfosis regional.

En las cadenas frontales situadas hacia el borde oriental, por ejemplo en la serranía de Aguarañe al Sur del río Pilcomayo, las areniscas de Iquiri se hallan ausentes. En cambio el grupo en cuestión está desarrollado en la próxima cadena situada más al Oeste, llamada « Cadena San Antonio », donde 150 m de « Iquiri » afloran en la quebrada Santa Rosa. Así parece que la potencia de este grupo disminuye en dirección del Oeste hacia el Este. También es posible que los sedimentos que corresponden al grupo de Iquiri, fueron eliminados en el Oriente por erosión antes de la formación del sistema de Gondwana.

Aparte de restos de plantas trituradas, en las areniscas de Iquiri se han hallado fósiles esporádicos que aseguran la edad de este grupo como Eodevónico superior, correspondiendo probablemente a las « Areniscas de Huamampampa » situadas en el límite entre Eodevónico y Mesodevónico.

El techo de estos estratos, según Unterladstaetter, está formado por esquis-

tos arcillosos finamente laminados que llegan a tener hasta 4 m de espesor. Estas arcillas del tope constituyen en la región de Camiri el horizonte impermeable, por el cual el petróleo, exceptuando regiones de dislocaciones pronunciadas, no ha pasado hacia horizontes superiores. Es posible que suceda lo mismo en los anticlinales de Saipurú y de Taputá.

Parece que el Grupo de Iquiri compone los pisos superiores del Devónico en la sierra de Mandiyuti donde ya Mather ha observado una facies más arenosa.

2. El Pérmico

Encima del Devónico descansa con una discordancia marcada, que incluso puede ser una disconformidad angular, una serie potente de depósitos continentales que carecen completamente de fósiles. Mather hizo resaltar el carácter particular y la posición estratigráfica de la serie mencionada. Este autor distinguió un grupo inferior como « Formación Oquita », aplicando esta denominación según el nombre de un pueblo situado en la zona del río Parapetí, cerca del cabo meridional de la serranía de Charagna; además separó un grupo superior conglomerádico como « Formación de Mandiyuti », según la serranía de Mandiyuti situada al Oeste de Cuevo. Estas dos formaciones fueron reunidas por Mather con su « Formación Machareti » (= Areniscas Inferiores) en la serie de Bermejo, llamada según el río Bermejo en el departamento de Santa Cruz. Sin embargo, como las areniscas de Machareti tienen una edad cretácea y pertenecen a otro ciclo de sedimentación, no es conveniente reunir las con formaciones más antiguas que en parte deben ser atribuidas al Paleozoico superior.

Tampoco se ha generalizado la denominación « Oquita ». En cambio los geólogos de la Standard Oil usan para la denominación de los estratos respectivos el término « Formación Tupambi », reuniendo este piso inferior de Tupambi, junto con el piso superior denominado « Formación Tarija », en el « grupo de Machareti ». Esta designación « Machareti » que probablemente corresponde al grupo de Itararé en el Brasil, no debe ser confundida con la formación Machareti de Mather, que debe ser atribuida al Cretáceo. Con tal motivo conviene descartar enteramente el nombre de Machareti para evitar equivocaciones.

Nosotros denominaremos al complejo de referencia, siguiendo el ejemplo de los geólogos argentinos, como « *Serie de Gondwana* » pues la edad del complejo corresponde al Pérmico. La parte inferior del Gondwana la dividimos en el piso de Tupambi y el piso de Tarija, conservando respecto al grupo superior la designación « Mandiyuti » de Mather. Las fuertes diferencias en la facies y los acuñaientos lenticulares dificultan una subdivisión exacta del complejo.

El sistema de Gondwana compone la mayor parte de las estructuras positivas del Sur de la zona subandina. En su extensión superficial solamente está superada por los estratos terciarios.

En el grupo inferior del Gondwana la sucesión de los estratos es más constante que en el grupo de Mandiyuti. El reconocimiento del límite entre la formación de Iquiri y los estratos basales del Gondwana, con frecuencia es difícil e incierto, asimismo la demarcación entre la formación Tarija y el grupo de Mandiyuti. Igualmente no existe siempre una separación distinta entre la serie de Mandiyuti y las Areniscas Inferiores.

a) *Gondwana Inferior*. — Con objeto de hacer resaltar las notables diferencias en la facie de este grupo, describiremos algunos perfiles bien reconocidos comenzando por el lado del Sur.

En el anticlinal de Aguas Blancas-Bermejo no afloran los estratos de Gondwana. Según Schlagintweit (informe inédito, 1939) hemos de distinguir, sobre base de las muestras sacadas mediante el trépano, los siguientes pisos:

Areniscas Superiores: 500 m de espesor, constituyendo el núcleo visible del anticlinal

Discordancia

Gondwana Inferior: Areniscas claras (« Areniscas de Tartagal »), con pocas intercalaciones de arcillas; arcillas arenosas de color gris y gris oscuro, con rodados facetados aislados, entre los cuales un granito rojo y pórfidos son componentes característicos. La textura de este piso es la de una tilita. Las areniscas intercaladas en forma irregular, frecuentemente son conglomerádicas, existiendo verdaderos bancos de conglomerados. Estos depósitos de origen glacial o fluvio-glacial pasan sin límite pronunciado a un grupo de arcillas grises, en parte algo arenosas.

Este perfil es muy incompleto, estando ausentes completamente los grupos del Gondwana Superior (Mandiyuti), las Areniscas Inferiores y el Horizonte Calcáreo.

En el anticlinal de Sanandita la formación Gondwana se halla completamente desarrollada. Según Schlagintweit (informe inédito, 1941), el Gondwana Inferior se divide allí como sigue:

Techo: Formación Mandiyuti (Gondwana Superior), de 450 a 750 m de espesor.

Discordancia de erosión

d) Formación de « Tarija Superior », espesor 50-180 m. Sus pisos superiores consisten en esquistos arcillosos de colores gris, gris verdoso, o rojo (« Arcillas multicolores »); la parte inferior se compone de « clay grits » y esquistos arenosos grisáceos con cantos rodados y bancos conglomerádicos.

e) *Areniscas de Yaguacua*, espesor 300 m. Son areniscas blanquecinas amarillentas y ligeramente coloradas, en su parte inferior alternando con

« clay grits ». En toda la serie existen bancos conglomerádicos. Restos de plantas trituradas se encuentran de vez en cuando.

- b) Formación de *Tarija Inferior*, espesor 300-400 m. Se compone esencialmente de arcillas arenosas de color grisáceo y gris oscuro, con muy poca estratificación. Son los « clay grits » de los geólogos de la Standard Oil. Estos « clay grits » contienen incluso pequeños cantos rodados grandes de areniscas cuarcíticas, cuarcitas, granitos, pórfidos, etc. Llama la atención un granito rojo que se halla a veces en bloques muy grandes.

Los cantos rodados son generalmente mal redondeados o muestran facetas. Tienen a menudo una cara plana, limada con ranuras estriadas. Estos cantos facetados como asimismo la manera de su incrustación en las arcillas, señalan morrenas de fondo tal como se conocen de los heleros actuales y de sus representantes fósiles cuyos depósitos son las tilitas.

- a) *Arenisca de Tupambi*: Espesor de 300 a 400 m. Es un grupo potente de areniscas duras de color claro, amarillento o ceniciento, con disyunción en bancos gruesos y con intercalaciones de arcillas esquistosas grisáceas. En la quebrada Tupambi Norte existe un banco conglomerádico de 3 m de espesor, con intercalaciones lentiformes arcillosas y con cantos rodados.

Ligera discordancia

Subyacente: Devónico, cuyos estratos afloran en escala muy reducida. La potencia total del Gondwana en este perfil asciende a 1000 hasta 1280 m.

Respecto a la Formación Tarija, cuya potencia según los informes de la Standard Oil varía entre 500 y 700 m, disminuyendo el espesor hacia el Oeste, los geólogos de la Standard Oil pudieron efectuar en algunos puntos una subdivisión como sigue:

- 3) Piso de Taiguati (esquistos);
- 2) Areniscas Intermedias de « El Chorro »;
- 1) Esquistos arcillosos inferiores.

En cuanto al piso de Tupambi, que se compone mayormente de areniscas amarillentas, a veces con una base de arcillas, debe señalarse que salen de este horizonte varios manantiales sulfhídricos. A veces sus estratos contienen bloques de mayor tamaño. Su potencia varía entre 140 y 300 m.

En la sierra de Charagua se observa el siguiente perfil:

Techo: Mandiyuti, principiando con un conglomerado basal.

Discordancia de erosión

- e) Arcillas que contienen bloques pulidos y estriados hasta el tamaño de una cabeza de hombre (? tilitas);
- d) Arcillas arenosas en bancos gruesos, 200 m;
- c) Areniscas claras cuarcíticas y calcáreas, intercaladas con varios bancos de conglomerados;

- b) Esquistos oscuros finamente laminados y bancos potentes de areniscas finas de color amarillo verdoso claro ;
- a) Areniscas de grano mediano a grueso, separadas en bancos muy potentes. Estas areniscas continen cerca de Chorig bancos de hematita pura de 1/2 hasta 3 m de espesor que colindan con esquistos claros filíticos con gran contenido de moscovita. Las areniscas que corresponden a la Formación Oquita de Mather y al grupo de Tupambi, alcanzan una potencia hasta de 400 m.

Subyacente : Devónico en concordancia debajo de « Oquita ».

La potencia del Gondwana inferior en Charagua asciende a 650-700 m.

En el anticlinal de Camiri el Gondwana Inferior también muestra un potente desarrollo. Según Unterladstaeter (informe inédito, 1939) las exposiciones muestran allí el siguiente perfil :

Techo : Serie de Mandiyuti, con una potencia de 1200 m.

Grupo Superior de la Formación Oquita : Conglomerados duros, y areniscas conglomerádicas, de color marrón, blanquecino, grisáceo y chocolate, a veces piriticas.

Grupo Inferior del Oquita : Predominan arcillas arenosas y areniscas arcillosas, demostrando frecuentemente micropliegues y estructuras fluidales. Aumenta considerablemente hacia la base la presencia de esquistos arenosos micáceos y conglomerádicos, con colores morados, azul-morado y marrón oscuro. Estos esquistos con intercalaciones de areniscas en bancos delgados de color marrón, forman la base y el contacto con el devónico subyacente. Se encuentran bloques cuadriláteros con mucha frecuencia en los esquistos arenosos y en las arcillas arenosas de la base. Este grupo podría corresponder a las tilitas de la base del Gondwana del Norte Argentino. El espesor total del Gondwana Inferior de aquella zona según Unterladstaetter es de 390 m.

El mérito de haber reconocido por primera vez los vestigios de la glaciación permica en el Sudeste de Bolivia, se debe a Mather. Este autor había colocado sus tilitas en el grupo de Mandiyuti, mientras que nosotros creemos que pertenecen a pisos situados más abajo. Hemos de correlacionarlos con las tilitas de la glaciación permica conocidas en el Sur del Brasil, en Uruguay y en la Argentina. Una prueba evidente respecto al transporte de los rodados desde mayor distancia, es la ocurrencia de granitos alcalinos rojos que se hallan generalmente en las tilitas del Gondwana Inferior y en los conglomerados de Mandiyuti que se han formado por el desgaste y la redistribución de estos sedimentos glaciales. Debe ser anotado que tales granitos se hallan en los pisos correspondientes también en la parte septentrional de la zona subandina hasta el río Cosincho en la zona beniana, donde tilitas típicas faltan. En aquella zona los bloques han sido depositados por transporte fluvial o por témpanos flotantes.

Ya hemos conocido estos granitos rojos en gran extensión entre las rocas plutónicas antiguas del Oriente boliviano (pág. 26). Por eso es muy posible

que los rodados hayan sido acarreados desde el Noreste o Este. En la zona subandina meridional nos encontramos cerca del límite occidental del distrito ocupado por la glaciación pérmica.

En resumen, resulta el siguiente cuadro del desarrollo del Gondwana inferior. La discordancia con la base devónica está muy marcada en todas partes. En las cadenas orientales la erosión de los pisos superiores del Devónico alcanzó mayor escala (eliminación de estratos hasta 500 m), pues ya hemos hecho notar que el grupo de Iquiri falta en las serranías de Charagua y de Aguaragüe.

El piso basal del Gondwana Inferior consiste en una arenisca conglomerádica o de grano grueso, a veces de un conglomerado. Esta época constituía un período de erosión muy rápida y de transporte acelerado de sedimentos, con intervalos de denudación hasta el nivel básico, según está evidenciado por los estratos arcillosos. El continente en aquel entonces estaba situado al Oriente (macizo brasileño).

Durante la segunda parte del Gondwana inferior (« Formación Tarija ») los sedimentos fueron depositados por la acción destructiva de glaciares. El sedimento glacial (« clay grits ») es mucho más desarrollado en el Sur que en el Norte. La máxima potencia de las tilitas fué observada por Schlagintweit (138) con 400 m en la zona del río Bermejo, río abajo de El Mesón, en el ala occidental del sinclinal de Tariquia. En la serranía de Aguaragüe, el horizonte glacial está desarrollado en forma típica en el distrito del Sur (Sanandita); pero cambia su carácter antes de llegar al río Pilcomayo y falta casi por completo en las serranías de Charagua-Camiri más al Norte. En las serranías interiores este horizonte se extiende hasta la quebrada Ivopipari situada al Norte del Pilcomayo 21° lat. Sur pero no llega hasta la latitud de Cuevo.

b) Gondwana superior o Mandiyuti. — Esta formación, usando las expresiones de Schlagintweit, es la sedimentación menos tranquila en el sistema gondwánico de nuestra zona. El piso inferior está caracterizado por la presencia predominante de masas potentes de conglomerados; el piso superior por areniscas coloradas macizas. El grupo del Gondwana superior está desarrollado en todo el espacio subandino desde el Norte Argentino hasta la latitud de Santa Cruz. Se ignora si una de las formaciones de areniscas del Bení (Areniscas de Beu y de Bala) correspondan estratigráficamente al grupo de Mandiyuti. Al Oeste de la zona subandina, es decir en la meseta alta de la Cordillera, no se conocen equivalentes del Gondwana superior, descansando el sistema cretáceo en muchos puntos directamente encima de los estratos paleozoicos.

El desarrollo del grupo de Mandiyuti, en los diversos perfiles es tan variable que no permite una subdivisión general de esta formación que no contiene horizontes persistentes por larga extensión. El carácter de los cambios dentro de la formación de referencia, será descrito en los diferentes distritos, desde el Sur hasta el Norte.

En el anticlinal de Bermejo, el Mandiyuti típico no está bien desarrollado, descansando las areniscas superiores directamente encima de la Formación Tarija.

En el valle del río Tarija, las areniscas Mandiyuti, conforme a las descripciones de los geólogos de la Standard Oil, consisten en una arenisca grisácea, generalmente de grano grueso, con un cemento calcáreo. Tales areniscas, que constituyen el techo del Mandiyuti con un espesor de 45 m, localmente han recibido el nombre de « Areniscas Candado » derivado del de la serranía del Candado situada al Oeste de Bermejo y al Sur de San Telmo. No se sabe hasta qué grado estas areniscas deben ser atribuidas al Permotriásico o tal vez ya al Cretácico Inferior. Debajo de estas areniscas que ocasionan a menudo saltos en las quebradas, se hallan series de esquistos arenosos y arcillas impuras con algunas capas de areniscas rojas y grisáceas. Frecuentemente este piso tiene un color rojo vivo y comprende la parte superior y media de los « Esquistos San Telmo ». Debajo de estos esquistos arenosos yacen esquistos arcillosos que a veces son pizarrosos y finamente laminados. Este piso situado en la base de los esquistos San Telmo equivale a los « Esquistos Yaguacua ».

Debajo de estos esquistos arcillosos existen areniscas, desde finas hasta gruesas, en bancos potentes, formando escarpas. Estas areniscas llevan los horizontes superiores petrolíferos en el pozo Bermejo n° 2. En los valles de Tarija y de Bermejo, el piso fué denominado: « Escarpment sandstones »; en su base frecuentemente se halla desarrollado un conglomerado delgado.

La potencia de estas areniscas es de 310-450 m. Total del Mandiyuti en el Sur 675 m.

En el anticlinal de Sanandita la serie de Mandiyuti está representada por un espesor de 800 m aproximadamente. Según Schlagintweit (informe inédito, 1941) el grupo se divide allí como sigue:

- c) Areniscas macizas coloradas que son seguidas por areniscas coloradas alternando con arcillas arenosas. La estratificación es muy irregular hasta caótica. Sigue una alternación de arcillas coloradas con areniscas coloradas, amarillentas y blanquecinas. Espesor de este piso que contiene rodados de granitos y de pórfidos, 350 m.
- b) Areniscas principalmente coloradas pero también amarillentas y blanquecinas, con intercalaciones de arcillas de tintes diferentes. Existen muchos bancos conglomerádicos en este piso, cuyo espesor es de 450 m.
- a) Areniscas color gris-claro o amarillento, cuya potencia es desconocida y que forma el núcleo visible del anticlinal de Sanandita en la quebrada Yaguacua, Sanandita Sur (Coronoy) y la quebrada Sanandita Norte.

En el límite entre el piso *a* y *b* se encuentra una intercalación de « clay grits ».

Muy diferente es el desarrollo del grupo de Mandiyuti en el Norte. En la serranía de Charagua el piso inferior tiene una facies conglomerádica. Los conglomerados forman lentes que se pierden tanto horizontalmente como

verticalmente. Algunos bancos conglomerádicos alcanzan un espesor de 50 a 100 m. El tamaño de los rodados varía entre el diámetro de una arveja hasta el de un puño, hallándose de vez en cuando también bloques grandes. El piso superior de la formación tiene su representación en forma de bancos potentes de una arenisca colorada dura alternando con hiladas delgadas de areniscas arcillosas rojas. Las areniscas son de grano grueso hasta microconglomerádicas.

En la serranía de Camiri, el Mandiyuti es muy bien visible en el cañón del río Parapetí, con una potencia de 1200 m. Según Unterladstaetter la serie de Mandiyuti allí se puede distribuir en tres pisos de más o menos igual espesor.

El piso superior está compuesto casi enteramente por areniscas, mientras que las arcillas existen solamente en ínfima cantidad. En su base contiene un banco de conglomerados depositados en forma lenticular y de origen fluvial. El color varía de marrón y púrpura hasta amarillo y blanquecino.

La parte del medio es la más típica del grupo y se la ha llamado «areniscas abigarradas» por la variedad de sus distintos colores. El piso encierra conglomerados y también arcillas en considerable cantidad. Hay bancos arcillosos con «ripple marks» sobre los planos de estratificación. En la base del piso prevalecen areniscas amarillentas algo piriticas, con textura cruzada.

En la base de la formación Mandiyuti de aquel distrito las areniscas y conglomerados se mantienen en equilibrio. Forman parte también arcillas arenosas finas. En éstas últimas se hallan de vez en cuando bloques grandes cuadriláteros hasta de medio metro de dimensión, de granito rojo o de pórfido, los cuales muy poco o nada demuestran desgaste o pulimientos glaciales sobre sus planos.

En resumen, nos podemos expresar acerca de esta interesante formación en los siguientes términos: Evidentemente hubo una interrupción de la sedimentación entre la formación Tarija del Gondwana Inferior y la serie de Mandiyuti (Gondwana Superior), aunque la duración de este intervalo no puede ser determinada con exactitud. También la época del Mandiyuti fué un período de erosión rápida y transporte intenso, según se evidencia por la índole gruesa hasta conglomerádica de sus depósitos. Los pisos superiores de la formación Tarija fueron desgastados por la erosión antes de la época del Mandiyuti. Se formó un relieve accidentado que fué nivelado por los sedimentos de origen torrencial de este horizonte. Los conglomerados del piso inferior del grupo de Mandiyuti, que están desarrollados en forma típica, especialmente en el Norte, alcanzando allí un espesor hasta de 400 m, constituyen terrazas antiguas de ríos torrenciales que depositaron sus rodados en zonas de una pendiente considerable. Estos rodados, que frecuentemente son angulados, consisten en las mismas rocas que conocemos de la formación subyacente de Tarija, es decir pórfidos, granitos alcalinos rojos,

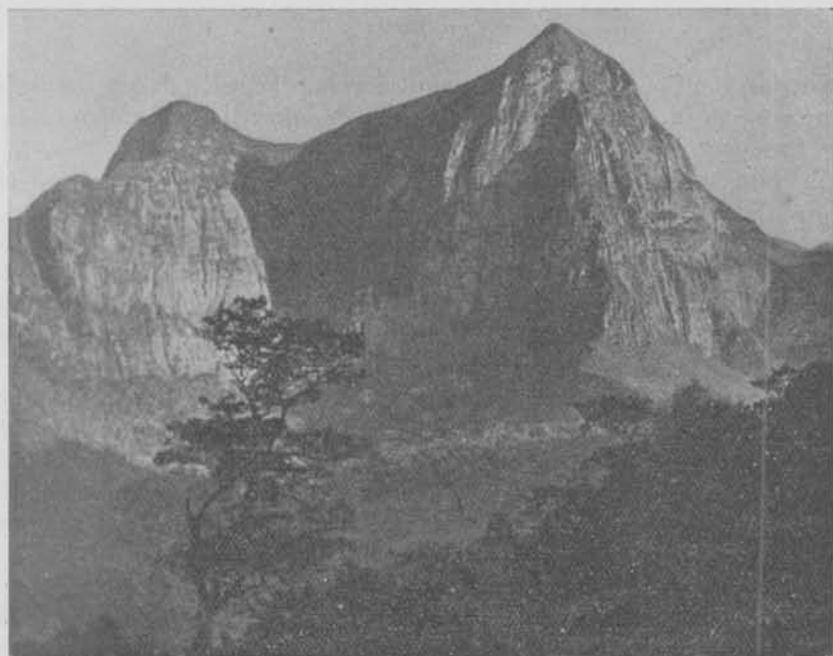


Fig. 19. — Areniscas de Mandiyuti en la cuesta de Los Monos, en el camino de Samaipata a Santa Cruz.
(foto Schlagintweit)

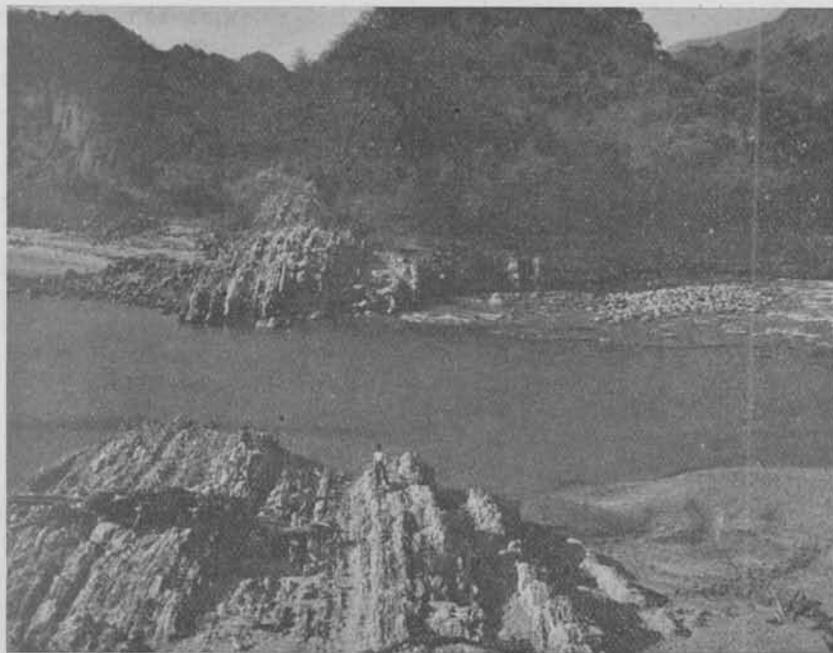


Fig. 20. — El Horizonte Calcáreo en el ala occidental del anticlinal de Aguaragüe, en la garganta del río Pilcomayo (foto Schlagintweit)

cuarcitas, etc. Con tal motivo debemos sacar la conclusión de que los pisos superiores de la Formación Tarija fueron desintegrados y redepositados, sin transporte lejano.

El piso superior de la Formación de Mandiyuti, especialmente en el Norte, se halla caracterizado por areniscas coloradas macizas y potentes, con estratificación diagonal que forman paredes escarpadas (fig. 19), constituyendo por su resistencia, las más de las veces, las cumbres de las serranías. A esta circunstancia se debe la denominación « escarpment formation » de los geólogos de la Standard Oil. Es típica en las gradas escarpadas la disjunción de las areniscas en lascas y nichos parecidos a portones.

Schlagintweit en su informe acerca de Sanandita dice lo siguiente: « Con la formación Mandiyuti cambia el color. Abajo, en la formación Tarija el color predominante es gris, en cambio en la formación Mandiyuti prevalecen colores rojos. Es una formación de verdaderos « red beds » indicando un clima árido caliente y en gran contraste con el clima frío que reinaba durante la época de la formación Tarija ».

Schlagintweit no comparte el concepto de Mather de que los conglomerados de Mandiyuti en gran parte sean de origen fluvioglacial. Según él tampoco existen depósitos marinos en el Mandiyuti, sino únicamente sedimentos continentales, terrestres y lacustres. En todo caso no se ha comprobado la existencia de tilitas genuinas en este horizonte.

Respecto a la edad del grupo de Mandiyuti, solamente podemos exteriorizar suposiciones. Ya se ha recalcado el hecho de que las areniscas de Mandiyuti se hallan separadas del substrato pérmico, mediante una discordancia de erosión. Las condiciones climáticas durante las épocas del Gondwana inferior y superior eran muy diferentes, según ya se desprende por las denominaciones « Gondwana gris » respecto al grupo inferior, y « Gondwana colorado » que se refiere al grupo superior. Generalmente el grupo de Mandiyuti es considerado como Pérmico superior o Triásico. El hiato entre Mandiyuti y las Areniscas Inferiores del Cretácico, es poco pronunciado. Interesante es una observación de Unterladstaetter (informe inédito, 1938) que se refiere a indicios de un plegamiento de la formación Oquita antes de la depositación del Mandiyuti, en la serranía de Charagua.

3. El Cretácico

a) *Las Areniscas Inferiores.* — Las « Areniscas Inferiores » (que corresponden al Y de Hagerman) están desarrolladas en forma típica en toda la parte meridional de la zona subandina hasta Santa Cruz. Mather las denominó « Formación Machareti » considerándolas como el grupo superior de su serie de Bermejo. También los geólogos de la Standar Oil han puesto al grupo de referencia, en el techo del Mandiyuti, sin separarlo de los estratos subyacentes. En cambio Schlagintweit ha expresado la opinión de que por

razones científicas es más conveniente reunir las Areniscas Inferiores con el Horizonte Calcáreo con el cual están relacionados íntimamente.

Con motivo de la facies litológica, que es muy parecida entre las Areniscas Inferiores y el grupo de Mandiyuti, resulta difícil trazar el límite entre ambas formaciones, por lo menos en muchos puntos. Este es el motivo por el cual en los informes respectivos los dos grupos a veces no fueron separados. Sin embargo no cabe duda de que existe un hiato entre ambas formaciones aunque no sea muy notable. Schlagintweit supone que hubo una época de erosión y desgaste, hasta movimientos tectónicos inclusive, antes de la formación de las Areniscas Inferiores. Este autor observó con frecuencia en la Argentina un conglomerado basal de las Areniscas Inferiores que raras veces fué observado en Bolivia.

Las Areniscas Inferiores constituyen un conjunto de material clástico, es decir una sucesión de areniscas coloradas, amarillentas o blanquecinas, con intercalaciones de arcillas de color rojo vivo. Tanto en las areniscas como en las arcillas se hallan guijarros bien redondeados; pero faltan los granitos rojos y los rodados de rocas porfíricas, tan frecuentes en la serie de Gondwana. Este fenómeno puede servir como una señal de distinción.

El espesor de las Areniscas Inferiores es muy variable, entre 0 y 600 m o más. En el anticlinal de Bermejo el grupo de referencia está ausente; en cambio en la estructura de Sanandita alcanza una potencia de 350 m. En la serranía de Charagua el grupo consiste en areniscas macizas de color amarillo pálido o blanquecino. Estratificación oblicua es frecuente, como también pequeños lentes conglomerádicos. Los granos de las areniscas por lo general son finos. La potencia de las Areniscas Inferiores en la estructura de Charagua varía entre 150 a 400 m.

En Camiri el espesor de estos estratos es de 680 m. Según Unterladstaetter predominan litológicamente las areniscas que son depositadas en bancos gruesos. Cerca de su base se halla un banco de arcillas blandas ferruginosas con un espesor de 40 m. Debajo de este piso, el contacto con la serie de Mandiyuti está formado por areniscas de grano grueso, que contienen láminas finas de yeso transparente claro. No se han observado conglomerados en las Areniscas Inferiores de Camiri. Se trata probablemente de depósitos de un mar de poca profundidad. Toda la formación de las Areniscas Inferiores de Camiri es blanda y no contiene ningún banco de dureza notable. Por esto no forman allí crestas ni filos.

Parece que la potencia de las Areniscas Inferiores aumenta en el Sudoeste, lo que indicaría que su acarreo se efectuó desde el Oeste, es decir de la zona cordillerana. Pues en la región alrededor de Narváez y Entreríos el grupo muestra un fuerte desarrollo, alcanzando su espesor allí hasta 600 m.

En las Areniscas Inferiores comienzan las intrusiones de rocas melafíricas que continúan hacia arriba, hasta más allá del Horizonte Calcáreo Dolomítico y hasta los pisos medios de las Margas Multicolores. En otro párrafo ofreceremos una detallada descripción de éstas rocas (pág. 186) que

faltan en las cadenas frontales del Este ⁴ y en la parte septentrional de la zona subandina. Recién al Sud del río Parapetí y especialmente en las cadenas occidentales estas intrusiones se presentan con mayor frecuencia. En gran escala aparecen numerosos diques lamprofiricos, derrames efusivos y hasta macizos, cerca del borde oriental del bloque de la Puna; es decir al Este de la zona levantada, en las cercanías de Entreríos y Narváez.

b) *El Horizonte Calcáreo-Dolomítico.* — Este horizonte guía, que tiene suma importancia en el Sud de la zona subandina, es el mismo piso que hemos de considerar en la descripción de la formación Puca dentro del bloque andino (pág. 165). En la zona subandina el horizonte mencionado fué encontrado por primera vez por Mather quien lo denominó « Calcáreo de Vitiacúa », según la denominación dada a la localidad típica que se halla al NE de Macharetí, a 20° 40' latitud Sud. Allí el río de Vitiacúa atraviesa una serranía situada al Oeste de la estructura de Macheretí. Entre ambos anticlinales existe un valle sinclinal. Acertadamente Mather ha identificado estas calizas con el Horizonte Calcáreo-Dolomítico de Potosí, descrito por Steinmann. Respecto a la edad de las calizas y piedras córneas de Vitiacúa, Mather las supuso Triásico Superior o Liásico, conforme a las opiniones de Bonarelli.

Según muestra el mapa (fig. 43), este horizonte falta en la sección septentrional del sector meridional. Recién aparece en las estructuras situadas al Oeste de Monteagudo, extendiéndose, en la latitud del río de Cuevo, hasta las cadenas marginales del Este. De allí hacia el Sud el piso continúa por toda la zona subandina hasta la Argentina.

En la región de Camiri, donde el Calcáreo tiene un desarrollo rudimentario y débil, se observa el siguiente perfil:

El piso del Terciario Subandino está formado por areniscas que contienen pequeños rodados de piedra córnea. Debajo viene una capa igualmente de areniscas, pero bien duras, cuyos granos de cuarzo se hallan cementados por carbonato de cal, y debajo de este estrato se encuentra una capa de piedra córnea pura con muchas diaclasas. En este piso encontramos tres camadas, de los cuales el superior lleva carbonato de calcio en fajas bien delgadas e impuras. Esta capa ha sido explotada en parte para un horno de cal, habiéndose

⁴ Terminado ya el manuscrito, tuve oportunidad de hablar con el señor A. Unterladtaetter, geólogo Jefe de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, acerca de varios problemas de la geología de la Faja Subandina. Sobre hallazgos de rocas melafíricas, el señor Unterladtaetter me comunicó la siguiente nota interesante:

A 25 kms. al Este de Boyuibe (20°23' lat. Sur), se eleva como último cordón hacia al Este y a continuación septentrional del cordón de Garandaytí, el braquianticlinal de Maudyapécua (1010 m. s. n. m.), cuyo eje está formado por Areniscas Superiores. Su superficie se encuentra constituida en gran extensión por una lava melafírica efusiva de alrededor de 4 m de potencia que estratigráficamente se halla ubicada unos 50 m encima del Horizonte Calcáreo.

dose escogido las partes más ricas de color rosado. Las últimas dos partes contienen otra vez sílice con muchas impurezas.

Sin mayor transición las Areniscas Inferiores, yacen en concordancia debajo del horizonte de sílice. El espesor del horizonte silico-calizo varía desde 20 m en el ala Oeste del bloque sobreescurrecido, hasta 6,50 m en el ala oriental del anticlinal de Camiri. En varios puntos el horizonte de córnea-caliza tiene un aspecto algo parecido a un conglomerado o mejor dicho pseudoconglomerado, pues Unterladstaetter manifiesta la opinión de que los bancos de calizas fueron en parte disueltos por aguas ricas en ácido carbónico. De tal manera, se redujo el espesor original de las capas que anteriormente contenían cal en mucho mayor cantidad, acercándose entre sí las bolas de sílex (córnea) que no demuestran ni el más pequeño rasgo de haber sido transportadas por agua.

Al Sud del río Cuevo, el Calcáreo no alcanza la misma potencia que en la meseta cordillerana. A veces falta en la zona subandina o está fuertemente silicificado; a menudo a causa de desintegración y redepositación, está desarrollado en facies conglomerádica. Mather describe las calizas de Vitiacúa como una hilada de « Cherty limestone y chert » de colores rosados, parduscos o blanquecinos, con intercalaciones delgadas de arcillas, de un espesor de 3 m.

El Calcáreo está bien desarrollado más al Sud, así por ejemplo en ambos flancos del anticlinal de Aguarañe, en el ala oriental cerca del puente del río Pilcomayo y en su ala occidental (fig. 20).

Allí bancos de caliza compacta, en parte silicificada, alcanzan 5 m, y el total del horizonte hasta 20 m de espesor.

En Sanandita el horizonte se compone de 20 m de calizas silicificadas grisáceas, con nódulos de piedra córnea. En el anticlinal de Bermejo el Horizonte Calcáreo no existe; en cambio fué observado por el autor en el ala occidental de la estructura de Balapuca, en la orilla septentrional del río Bermejo, con un espesor de 20 m, en forma de una caliza maciza de color ceniciento e impura, en parte silicificada.

En las cadenas occidentales el Horizonte Calcáreo se halla desarrollada en forma similar en Serere y Narváez; en los alrededores de Entreríos su espesor es insignificante.

No han sido descriptos fósiles del Calcáreo de la zona subandina. Según una comunicación verbal del geólogo Elis Jansson al autor, se habrían hallado gastrópodos de agua dulce en el Calcáreo de la concesión Blanca Vilda, en la serranía de Aguarañe, al Sud de Villamontes.

El espesor delgado e irregular del Calcáreo hace suponer que nos hallamos allí cerca del límite oriental de la transgresión. Parece que las capas de caliza fueron elevadas poco tiempo después de haberse depositado, además silicificadas posteriormente y eliminadas en parte.

4. El Terciario

En tanto que consideramos al Horizonte Calcáreo, según explicaremos más adelante (pág. 168), como correspondiente al Cretácico Superior (? Senoniano), las margas coloradas y abigarradas que constituyen su techo, probablemente deben ser ya atribuidas al Eoterciario.

Dividimos los depósitos terciarios de la zona subandina en la parte del Sud como sigue :

- a) Margas Multicolores
- b) Areniscas Superiores
- c) Terciario Subandino

a) *Las Margas Multicolores.* — Esta sucesión potente que se compone generalmente de margas rojas y de areniscas arcillosas, que serán descritas en su gran extensión dentro del sistema de las cordilleras orientales y centrales (pág. 180). Falta, en cambio, en el Norte de nuestro sector y en las cadenas marginales del Este, donde se puede comprobar que, en todas partes, las Areniscas Superiores yacen directamente encima del Horizonte Calcáreo que cubre a las Areniscas Inferiores. De tal manera este grupo de margas no fué observado por Mather cuyos estudios se limitaron a las cadenas frontales. En cambio las margas afloran recién más al Oeste, siendo restringida su extensión a la zona meridional, de la misma manera que los afloramientos del Horizonte Calcáreo. El grupo de las Margas Multicolores fué distinguido por los geólogos de la Standard Oil como piso inferior de la Formación Tacurú (« Upper red beds »).

Las Margas Multicolores consisten en una serie de margas coloradas con intercalaciones de yeso y con interestratificaciones delgadas de areniscas arcillosas en capas de color rojo, marrón o morado. La potencia total de la serie, que yace en concordancia encima del Horizonte Calcáreo, asciende a 400 m.

En la zona subandina las Margas Multicolores se han conservado únicamente en las depresiones más hondas. Su desenvolvimiento más considerable se nota en la gran depresión que comienza cerca del río de Tarija, que es drenada hasta Entreríos por el río Salinas y que se prolonga por terrenos accidentados más al Norte, hasta la confluencia del río Pilaya con el Pilcomayo. La longitud de la depresión mencionada, cuyo rumbo es de Norte a Sud, alcanza 130 km. Esta hoyada está desarrollada en su parte meridional, es decir a lo largo del valle del río Salinas, en forma de un foso tectónico de 4 a 8 km de ancho. Cerca de Entreríos el hundimiento se ensancha en forma de una cuenca amplia. La parte septentrional de esta hoyada muestra complicaciones tectónicas cuyos detalles aún no han sido reconocidos.

Los sedimentos del relleno de este foso consisten en arcillas y margas de color rojo vivo, alternadas con bancos bien estratificados de areniscas

arcillosas de color rojo oscuro. Las margas contienen capas de yeso fino de color blanco, rosado o rojo, cuyo espesor llega a 5 m. Además se hallan en algunos lugares intercalaciones lentiformes de salgema. La sal, que aflora por todo el largo de la depresión en numerosos sitios, es explotable al Sud de Salinas, cerca de Entreríos, San Simón, Potrerillos, Timboy, y a los



Fig. 21. — Afloramiento de sal en San Simón

dos lados del Pilcomayo. La salgema cuyos cristales generalmente son gruesos, de color blanco, rosado, encarnado o gris, a menudo se halla mezclada con yeso y anhidrita. Sus estratos se hallan siempre fuertemente contorsionados y comprimidos hacia arriba a modo de cúpulas. En San Simón, a 12 km al Norte de Entreríos, donde se halla la mina de sal de mayor importancia del oriente de Bolivia, la base del macizo salífero está

formada por Areniscas Inferiores que constituyen la serranía de San Simón, cuya altura asciende a 1860 m. Encima de las areniscas descansan mantos y menores macizos melafíricos que forman a veces el fundamento de la sal. El Horizonte Calcáreo aquí no existe. El pilar de salgema corre desde San Simón por 10 km [aproximadamente en dirección al Norte, alcanzando localmente una potencia hasta de 70 m, aflorando inmediatamente debajo de la tierra vegetal (fig. 21).

Cerca del macizo de salgema se hallan grandes masas de yeso blanco. Otros yacimientos similares, pero de menor importancia, se mencionan en el ala occidental del sinclinal de Tariquía y en el sinclinal de Yuquí en el cantón Tijuca, cerca de un afluente del río Grande por el lado del Sud.

El desarrollo débil del Horizonte Calcáreo en la cuenca de Entreríos constituye una excepción porque en otras partes este horizonte siempre está bien desarrollado en la base de las Margas Multicolores. Pues estas margas indican una fase de desecación de grandes lagunas, resultando primero los depósitos de caliza, y después los de yeso y de sal. Así es que las margas yesíferas forman, junto con el Horizonte Calcáreo, una unidad estratigráfica.

Un perfil completo a través del grupo de las Margas Multicolores puede ser observado en la quebrada de Ibópipari (afluente septentrional del Pilcomayo, 21° latitud Sud). En su base existe el Horizonte Calcáreo en su facies típica. Sobre su techo reposan 240 m de arcillas yesíferas rojas; después sigue un banco de un meláfiro muy alterado, de 6 m de espesor. Encima del manto melafírico descansan 70 m de arcillas rojas arenosas, 25 m de areniscas blandas coloradas y en su techo las Areniscas Superiores en facies típica, con textura entrecruzada. Este perfil muestra claramente que la actividad volcánica se ha prolongado casi hasta el fin de la formación de las margas coloradas.

b) Las Areniscas Superiores. — Después de haberse depositado las Margas rojas yesíferas se efectuó un cambio muy marcado en la sedimentación. Los bancos de arcillas rojas poco a poco se vuelven más delgados, desapareciendo hacia arriba por completo y siendo reemplazados por areniscas compactas, generalmente de grano grueso que muestran una textura diagonal muy pronunciada. Estas son las Areniscas Superiores o la Formación Tacurú de Mather, que recibieron su nombre según la quebrada de Tacurú situada en la serranía de Charagua (Tacurú significa « tierra roja »). Estas areniscas en el Norte de nuestro sector y en las cadenas frontales, donde no existen las Margas Multicolores, descansan directamente sobre las Areniscas Inferiores. Se componen de un complejo de areniscas macizas de estratificación gruesa pero de grano fino y de colores generalmente rojos, que pasan hacia arriba, sin límite marcado, al Terciario Subandino. El grupo está bien desarrollado en toda la zona subandina hasta Santa Cruz. Donde el color de las areniscas no es de un rojo definido, aparecen colores amarillentos, rojizos o anaranjados. La división de las areniscas en ban-

cos potentes frecuentemente es tan poco marcada que resulta difícil distinguir líneas de estratificación verdadera de una textura en estratificación falsa (*Cross bedding*).

La potencia de las Areniscas Superiores disminuye del Oeste hacia el Este. Su máxima potencia fué observada en el río Bañado al Sud de Monteagudo, con 1250 m. En la serranía de Charagua tienen un espesor de 450 m; en las estructuras a lo largo del río Parapetí hasta 900 m; en la serranía de Aguaragüe entre 300 y 500 m. Se puede decir que su potencia, por término medio, asciende a 450 m poco más o menos.

Las Areniscas Superiores constituyen, con un espesor de 500 m, el núcleo del anticlinal de Agua Blanca-Bermejo. Allí descansan directamente encima del sistema gondwánico. Contienen cerca de su base, capas conglomerádicas y rodados aislados con muchos pedernales.

En la serranía de Camiri las Areniscas Superiores faltan completamente; allí se halla encima de las Areniscas Inferiores, directamente el Terciario Subandino.

El límite entre las Areniscas Superiores y el Terciario Subandino constituye el horizonte guía de *Petacas*, denominado así por los geólogos de la Standard Oil según el nombre dado a la serranía de Las Petacas, situada al Sud del camino Santa Cruz-Samaipata, entre Bermejo y Cabezas. Mather llamó a esta cadena frontal « Sierra de Florida ».

Aquí, este horizonte está bien desarrollado, formando una capa conglomerádica de piedra córnea de 1 a 2 m de espesor. Se adelgaza hacia el Sud, formando en la parte meridional de la serranía de Aguaragüe, solamente una faja de pocos pies de espesor. Sin embargo tiene gran valor como horizonte guía.

El horizonte *Petacas* varía notablemente en su carácter de un lugar a otro. Puede consistir en areniscas cuarcíticas grisáceas, en esquistos de color ceniciento encima de calizas conchiles y areniscas calcáreas; a veces en conglomerados calcáreos con rodados de sílice.

El horizonte *Petacas* se halla en su desarrollo típico, en la serranía de Charagua, constituyendo allí, por lo general, capas conglomerádicas gruesas con guijarros de color oscuro. En la quebrada de Saipurú, en el flanco oriental de la cadena, consiste en arcillas grisáceas calcáreas con areniscas calcáreas subyacentes. Tanto las areniscas como los esquistos muestran intercalaciones de calizas fosilíferas. Infortunadamente los fósiles encontrados por los geólogos de la Standard Oil, no han sido descritos. Probablemente se trata de bivalvos de agua dulce.

Canedo Reyes (informe inédito, 1938) menciona en este horizonte, en la quebrada de Taputá (serranía de Charagua), conglomerados gruesos con algunos rodados de granitos rojos, los que, en otras partes, se observan únicamente en la serie de Gondwana.

En lo que se refiere a las condiciones genéticas en la época de las Areniscas Superiores, la textura cruzada, fina y pronunciada, indica un origen eólico en desiertos con aguaceros esporádicos. En el sector meridional parecen predominar los depósitos fluviales.

Respecto al horizonte Petacas, su origen es aún desconocido. Posiblemente existían, cerca del techo de las Areniscas Superiores, extensas lagunas de agua dulce que depositaron caliza. En el comienzo del plegamiento principal andino durante la época miocena, sucedió un levantamiento y la denudación consiguiente. El horizonte calcáreo fué silicificado superficialmente, después desintegrado, y sus residuos fueron redepositados en los conglomerados o pseudoconglomerados.

c) *El Terciario Subandino*. — Bonarelli propuso esta denominación para los sedimentos neoterciarios que existen en gran extensión y potencia en toda la zona subandina. Mather llamó los sedimentos respectivos «Formación Tatarenda», según el nombre de un lugar situado entre la sierra de Limón (al Sud del río Grande) y la Serranía de Charagua, a 19°10' latitud Sud. Los geólogos de la Standard Oil los llamaron «Formación Chaco».

El Terciario Subandino consiste en una sucesión muy uniforme de areniscas arcillosas, arcillas arenosas y esquistos arcillosos. Los depósitos son bien estratificados. El espesor de las capas raras veces excede de 4 a 5 m. Los sedimentos son deleznales, poco consolidados, y por tal motivo no forman peñas abruptas ni cañones. La morfología en estas zonas está caracterizada por formas de contornos suaves, porque las rocas ofrecen poca resistencia a la erosión. El color de los sedimentos es terroso, a veces más claro o más oscuro, otras veces crema hasta rojizo. Ciertas capas tienen color ceniciento, verdoso o grisáceo. De las Areniscas superiores, el Terciario Subandino se halla separado en nuestro sector por el horizonte Petacas que indica una ligera discordancia de erosión.

En los pisos inferiores del grupo se encuentran raras veces calizas de agua dulce, por ejemplo en las cercanías de Ipitá, al Norte de Gutiérrez (19°15' latitud Sud). Allí una capa calcárea de 6 m de espesor contiene numerosos gastrópodos y bivalvos de agua dulce. En Charagua las areniscas situadas a 300 m encima de la base del Terciario Subandino, se hallan impregnadas por salgema y además contienen capas delgadas de yeso.

En Camiri, según Unterladstaetter, el Terciario Subandino tiene una potencia de 1300 m como mínimum. Litológicamente se trata de una serie de areniscas generalmente arcillosas y tiernas de color gris pardusco en alternancia con areniscas arcillosas de color rojo pardusco y castaño hasta chocolate claro. La relación entre areniscas y arcillas es más o menos 4 : 1. En una distancia de más o menos 300 m de la base, se presenta el primer horizonte que contiene abundante yeso en planchas. Igualmente existen varios horizontes de arcillas que contienen sal en dispersión fina. No se han encontrado allí horizontes conglomerádicos ni margas.

Mather halló en el Terciario Subandino del valle del río Saipurú, numerosos ostracodos (*Bythocypris*) y pélecypodos (? *Tellina*). Ya Romanes y Madgwick habían hallado, en 1913, capas fosilíferas con lamellibranquios

en la base del Terciario Subandino, en la orilla izquierda del río Grande, al NO de Abapó. Estos fósiles no se prestan para una determinación exacta de la edad de los estratos respectivos.

En los pisos superiores del Terciario Subandino, se presentan varios niveles de cenizas volcánicas. Estas rocas contienen biotita en cantidad dentro de una pasta grisácea, de manera que resultan de un aspecto de «sal y pimienta». Estas capas de cenizas tienen un espesor de 5 cm a 6 m. Un nivel de ceniza fué determinado en la quebrada de Tupambi-Cuarasute, en el distrito de Sanandita, donde se encuentra a 820 m encima del horizonte de Petacas.

Mientras que en los pisos inferiores del Terciario Subandino, capas conglomerádicas se hallan débilmente desarrolladas, su espesor aumenta hacia el techo, de modo que los pisos superiores muestran una facies netamente conglomerádica. Este es el grupo que fué denominado por Steinmann *Estratos de Jujuy*. Los mejores afloramientos de estos conglomerados se hallan en el centro del amplio sinclinal de Tariquia, allí donde el pliegue está atravesado al sesgo por el río Bermejo, en la frontera argentina. En aquella región conglomerados muy gruesos y poco consolidados constituyen farellones y cuestas escarpadas, alcanzando su potencia los 1000 m.

Sedimentos del Terciario Subandino forman el relleno de las cuencas anchas entre las serranías anticlinales. Se hallan también en la vertiente oriental de las cadenas frontales y en la zona pedemontana. Su potencia es muy considerable. En la quebrada de Toro, afluente del río Tarija, su espesor llega a 4200 m. Sin embargo, generalmente su potencia no excede de los 1500 m.

Restos de plantas que puedan servir para una determinación exacta, en el Terciario Subandino son raros.

Con mucha frecuencia se hallan troncos carbonizados o silicificados que fueron acarreados y acumulados en ciertas honduras. Estos troncos se hallan en toda la zona subandina hasta el río Beni por el Norte, en diversos horizontes. Tales hallazgos han dado lugar a solicitudes mineras para explotar carbón de piedra. El autor vió tales yacimientos en el río Guandacay, afluente del río Bermejo por el lado Norte, donde se halla carbón muy comprimido dentro de conglomerados jujeños. Un poco más al Norte se conocen yacimientos semejantes en el curso superior del río Cambari, afluente del río Tarija por el lado del Sud, en el cantón de Tariquia. Allí se hallan mayor cantidad de restos de troncos dentro de areniscas. El material en parte está silicificado y en parte carbonizado. Un análisis del «carbón» de este lugar arrojó el siguiente resultado: H_2O 16.23%; materias volátiles 27.77%; carbón fijo 49.10%; SiO_2 6.90%; y azufre 1.24%. Así es que se trata de una madera carbonizada que contiene todavía todos los elementos volátiles. El carbón vegetal tiene un aspecto negro brillante parecido al del asfalto, con fractura concoidal. La estructura original de la madera se ha conservado enteramente.

El Terciario Subandino debe su origen al levantamiento epirogénico gradual del bloque andino, durante el Mioceno superior y el Plioceno. Los conglomerados de sus pisos inferiores, que se hallan con preferencia cerca del límite del bloque elevado, indican un levantamiento intenso después de la formación del Terciario Subandino.

El Terciario Subandino, inclusive los conglomerados de Jujuy, fué alcanzado por la tercera fase de los plegamientos andinos (plegamiento quichuano de Steinmann). A veces los estratos se hallan bastante parados. En posición horizontal y en discordancia yacen encima del grupo descrito los sedimentos cuaternarios, constituidos por arenas sueltas, gravas y cascajos, arcillas, etc. No podemos entrar en esta oportunidad en la descripción más detallada de estos depósitos modernos entre los cuales se hallan también sedimentos fluviales (véase Mather, 112).

Se infiere de la anterior relación que el total de la serie postdevónica en la zona subandina del Sud, sobrepasa de los 3000 m. Por tal motivo se supone que el petróleo en la zona pedemontana, fuera de las serranías y cerca de las llanuras del Chaco, es decir al Este de la línea Charagua-Villamontes, debe encontrarse a una profundidad que varía entre 2400 y 3000 m más o menos.

5. *Manifestaciones de Petróleo y Aguas Termales*

Como suplemento añadiremos algunas indicaciones que se refieren a los numerosos manantiales de petróleo que se presentan en el sector meridional de la zona subandina con mayor frecuencia que en el sector septentrional. Las vertientes naturales y exsudaciones de hidrocarburos líquidos y gaseosos son conocidos hace tiempo y han motivado desde 1910 el interés de las sociedades explotadoras de petróleo que con las perforaciones de la Standard Oil Co, de Bolivia en aquella zona, dieron resultados positivos respecto a la producción del petróleo.

Desgraciadamente no dispongo de una lista completa de los manantiales naturales. Bonarelli (34) menciona 15 manifestaciones petrolíferas en el sector situado al Sud del río Grande (quebrada San Roque cerca de Yacuíba, Agua Salada al SE de Caiza, Cuarasuti, Aguayrenda, Peima, Quebrada de Los Monos, Pilcomayo, Caigua, Machareti, Cambeiti, Vitiacúa, Mandiyuti, al Norte de Cuevo, Oquita, Guariri, Tacurú, Tatarenda y Abapó). Además, por las investigaciones de la Standard Oil y por exploraciones posteriores, se hallaron otras numerosas manifestaciones, de manera que su número total asciende ya a 50 o más. Tampoco faltan emanaciones de gas natural. Los colores de los petróleos crudos son muy diferentes, variando entre amarillo, ámbar, dorado, rubí, aceituna y pardo oscuro.

La mayor parte de los «seeps» brotan en las intersecciones de las quebradas con los ejes de los anticlinales del Eodevónico, o en la base de los sobrecurrimientos del Devónico encima de sedimentos modernos. A este último

tipo pertenecen las filtraciones y vertientes mencionadas por Unterladstaetter (informe inédito, 1938) a lo largo del sobreescurreimiento de Caipipendi, al Norte del río Parapetí y al Oeste de la serranía de Charagua. Allí brotan más de quince vertientes de petróleo; una de ellas vierte alrededor de 150 litros por día. En Chorig existe una pequeña refinera muy primitiva para utilizar este líquido oleoso para el alumbrado de la población. Estas vertientes constituyen quizás los manantiales naturales más abundantes de hidrocarburos en toda la zona subandina.

Algunos manantiales salen del Gondwana Inferior, otros del Terciario Subandino, como por ejemplo las siete emanaciones en la quebrada de « Agua Salada » al Este de Caiza en la zona pedemontana preandina.

Los manantiales que brotan del Devónico inferior suministran un aceite claro y liviano, rico en componentes volátiles (por ejemplo en la Quebrada de Los Monos).

Entre los campos petrolíferos que se hallan actualmente en explotación, el distrito de Camiri, el más importante de Boliva y el de mayor esperanza para el futuro, produce un petróleo de muy alta calidad que sale de bancos de areniscas situadas cerca del techo del Devónico (100-200 m debajo del techo). El petróleo tiene una cantidad muy elevada de productos livianos de la serie parafínica (octano, etc.). Su peso específico es de 0,7685.

Sanandita produce un petróleo más denso (0,8166) y más oscuro con 42% de « fuel oil » que brota de varios horizontes del Gondwana Inferior (« Formación Tarija »). Según Schlagintweit el llamado « Horizonte II », que es el productor principal, se encuentra en el techo de las areniscas de Tupambi, actuando como represa el grupo de las arcillas esquistosas superpuestas.

De horizontes análogos proviene el aceite oscuro y pesado del distrito de Bermejo (densidad 0,8966) que contiene muchos componentes asfálticos. En el pozo Bermejo n° 2, según los informes de la Standard Oil, una parte del petróleo salía del Gondwana Superior (Areniscas del Escarpment); el horizonte principal lo constituyen las areniscas de la Formación Tupambi. El informe de Schlagintweit acerca del yacimiento de Bermejo (1937) viene a corroborar el hecho de que las napas petrolíferas de interés económico se hallen en el Gondwana. Las napas buenas y productoras se encuentran allí debajo del grupo de las « Areniscas de Tartagal ». Respecto al pozo n° 2, únicamente la napa de 629-635 m es actualmente explotable. En el pozo Bermejo n° 7 se perforó hasta 1120 m, hallándose desde 1119 m petróleo surgente con agua. Este petróleo tiene una densidad de 0,878.

Se sabe que los hidrocarburos en su migración desde la roca madre (Devónico) hacia arriba, en los horizontes superiores y en las rocas pérmicas que los almacenan, sufren una polimerización, tal vez por la acción catalítica de aguas superficiales filtradas, cargadas de oxígeno.

En el sector meridional se manifiestan numerosos manantiales de aguas sulfurosas, que generalmente contienen mayores cantidades de Na Cl. La temperatura de estas vertientes de aguas sulfhídricas varía entre 20°C y

60-70°C. A veces estos manantiales se hallan asociados con brotes de aceite mineral, pero en la mayor parte de los casos no contienen hidrocarburos. Con preferencia manan de las zonas de fallas en el Devónico y también en las formaciones posteriores; con mayor frecuencia del Gondwana Inferior (Formación Tupambi). Tales aguas termales que tienen relaciones con dislocaciones, se conocen en Limón, Saipurú, Charagua, Villamontes, río de Tarija, río Azero, etc. Fuertes manantiales de agua sulfurosa se encuentran en la quebrada Sanandita Norte, en la vecindad de la gran dislocación cuya existencia fué comprobada en aquella zona. También hemos de mencionar las aguas sulfídricas de Bermejo.

En lo que se refiere al origen del hidrógeno sulfurado, éste debe proceder, por lo menos en parte, de los horizontes originarios del petróleo, habiéndose formado por la acción de bacterias que pueden reducir los sulfatos. Por esto tales aguas termales constituyen indicios indirectos de la existencia de petróleo. En el mismo sentido nos informa la presencia de aguas termales sulfídricas en los ejes de los anticlinales devónicos, y su asociación frecuente con manantiales petrolíferos.

III. TECTÓNICA

Acerca de la tectónica del sector meridional de la zona subandina, Mather por primera vez nos informó y con gran perspicacia. Después de la publicación de sus observaciones, numerosas investigaciones fueron llevadas a cabo por los geólogos de la Standard Oil, de los Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos y de otras entidades. Los informes respectivos sin excepción permanecieron inéditos. En consideración a la gran importancia que tiene la tectónica respecto a la acumulación del petróleo, las exploraciones mencionadas se han extendido especialmente a las estructuras que ofrecen indicios de petróleo. En vista de la abundancia del material, dentro del marco de la presente obra solamente podemos subrayar algunos rasgos generales.

A pesar de todas las complicaciones locales, la tectónica de la zona subandina es bastante uniforme. Las estructuras individuales siempre se hallan sujetas a las mismas reglas principales. Ya se ha mencionado que preferentemente en el sector del Sudeste, la morfología en amplia escala está originada por la tectónica. Las serranías largas o cordones corresponden a menudo, si bien no siempre, a los anticlinales; los valles anchos longitudinales por lo general coinciden con los sinclinales. Este fenómeno es muy evidente en la fotografía aérea reproducida en la figura 22, que muestra la estructura de Valverde, situada al Oeste de la cadena de Aguargüe.

Todas las formaciones desde el Devónico hasta el Plioceno Superior (Estratos de Jujuy inclusive) han sido afectadas por un plegamiento intenso y relativamente moderno que debe haberse realizado a fines de la época pliocena. Así resulta que a veces también los estratos de Jujuy se hallan

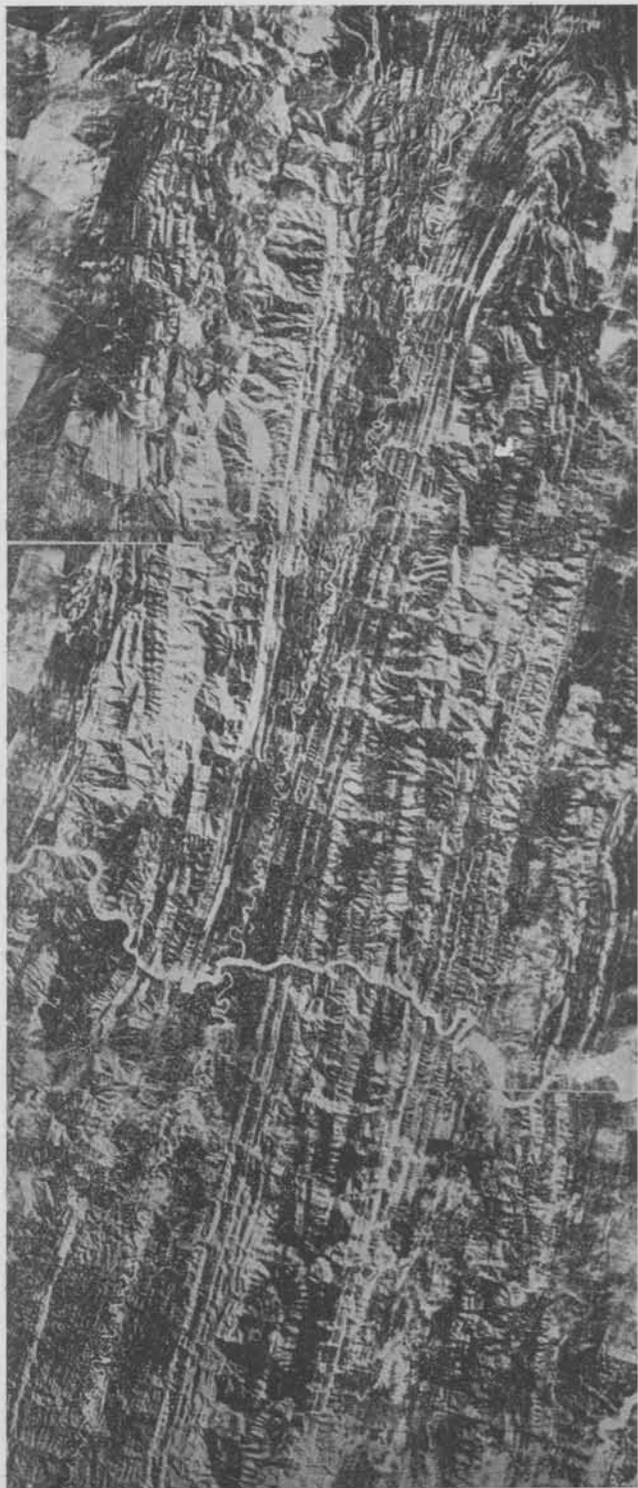


Fig. 22. — Vista aérea de la estructura de Valverde cortada por el río Pilcomayo (gentileza de Y. P. F. B.)

plegados y parados. Esta última fase de plegamientos fuertes hace imposible identificar y distinguir las diferentes fases orogénicas precedentes. El rumbo de estos movimientos está dirigido hacia Este, o sea en dirección al antiguo macizo de Brasilia. La influencia de esta gran masa rígida se hace sentir en mayor escala en el Norte que en el Sud del cinturón petrolífero.

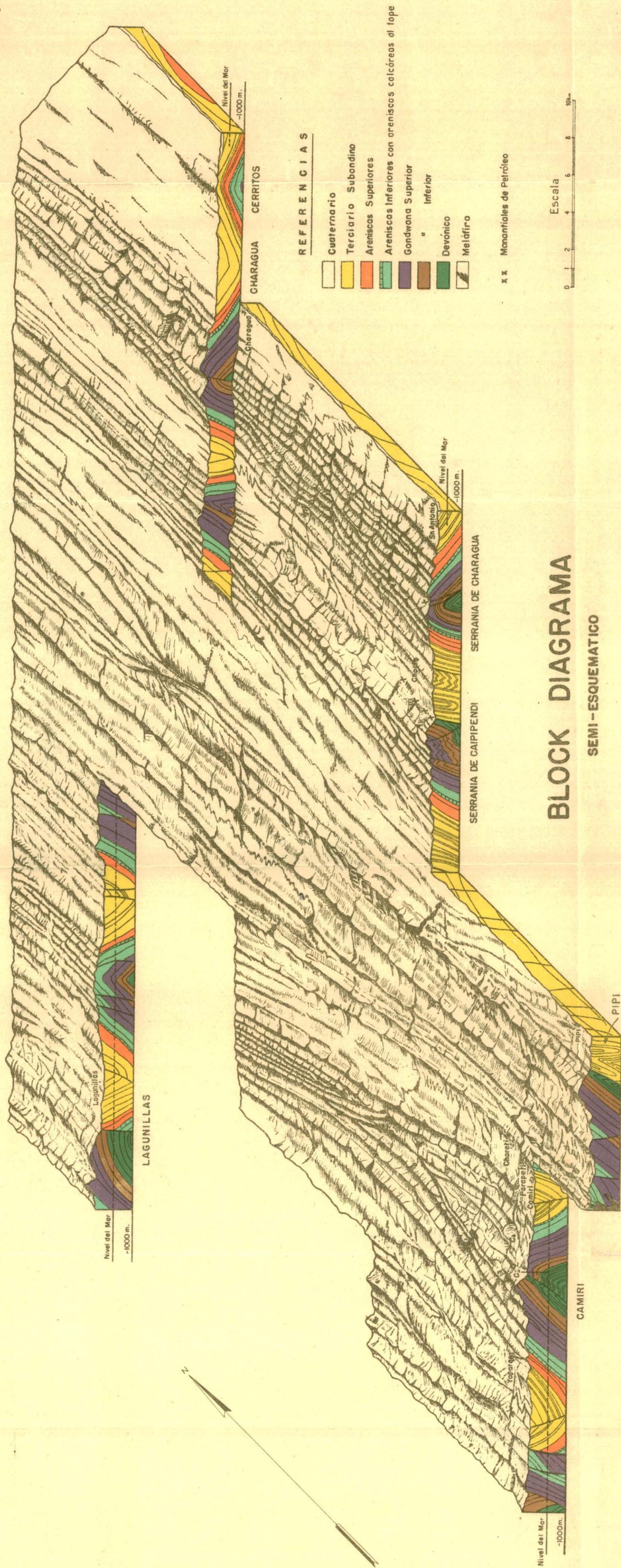
Como en ciertos lugares se ha observado una ligera discordancia entre Oquita y Mandiyuti (Gondwana Inferior y Superior), es posible que pueda admitirse un plegamiento pérmico. Pero debe advertirse que los efectos de todos los plegamientos antiguos generalmente han sido borrados por los movimientos posteriores.

Aunque resulta difícil una comprobación en el terreno, parece que el diastrófismo principal andino, que corresponde a la época miocena, en la zona subandina sólo produjo una ondulación débil de los estratos como es usual en las zonas pedemontanas (plegamiento de *Vorland*). En cambio, durante la fase pliocenea, se produjeron los sobreescurrecimientos dirigidos hacia el Oriente, partiéndose en bloques los anticlinales y sinclinales, que en un principio no mostraban complicaciones. De esta manera notamos el hecho de que, mientras el tercer movimiento orogénico dentro del espacio andino se desarrolla en forma relativamente débil, por el contrario la misma fase se halla fuertemente quebrada en la zona subandina, dominando por completo el cuadro tectónico.

Este tipo tectónico se caracteriza por repliegues muy comprimidos, por largos anticlinales escalonados y fajas imbricadas repetidas. Allí donde se hunde la terminación de un anticlinal, empieza a su lado otra estructura. Los anticlinales en su mayor parte se hallan cortados por fallas longitudinales, pasando a monoclinales o a pliegues volcados cuyos estratos resistentes ocasionan los «hog-backs». La regla general consiste en que el ala occidental de los anticlinales se halla sobreescurrecida encima del ala oriental. El plano del sobreescurrecimiento en la mayor parte de las veces se encuentra inclinado hacia el Oeste, con un ángulo de 40 a 70°. Con frecuencia los sobreescurrecimientos se hallan dentro de los estratos plásticos y resbaladizo del grupo de « Los Monos ».

Mejor que de cualquier descripción, el estilo arquitectónico que rige en el sector meridional de la zona subandina, resalta del diagrama esquemático confeccionado por Unterladstaetter (fig. 23) y que representa varios cortes paralelos a través de las cadenas orientales, es decir cruzando las estructuras de Lagunillas, Camiri y Charagua, trazados más o menos a 20° latitud Sud. Se desprende la división del complejo montañoso en bloques longitudinales y además la estrechez de las estructuras positivas.

Resulta de lo expuesto que raras veces ocurren estructuras normales sin mayores complicaciones tectónicas. Un anticlinal relativamente normal está representada por la serranía de Charagua (fig. 24) que forma la cadena más oriental de mayor altura. Parece que hacia el Este, el plegamiento se torna generalmente más regular. El plano axial del anticlinal de Charagua



BLOCK DIAGRAMA

SEMI-ESQUEMATICO

A. Unterladstätter
Geólogo
Litograf. P. Czernik

se halla muy parado, buzando con altos ángulos de inclinación, ya hacia Oeste, o ya hacia Este. A veces sucede que el ala occidental se halla más parada que el ala oriental; en otros casos se observa lo contrario. La cumbre del anticlinal muestra ondulaciones que ocasionan una serie de ensanches a modo de cúpulas, de las cuales se conocen diez. En el domo de Taputá aflora el Devónico.

Como ejemplo de un anticlinal asimétrico, que contiene un sobreescorrimiento longitudinal paralelo a su rumbo, citaremos la estructura de Camiri (fig. 25) que es bien visible en el corte natural del cañón del río Parapetí. Allí queda a la vista un anticlinal de estructura más o menos regular, en cuyo centro aflora la serie gondwánica con potente desarrollo. En su yacente las perforaciones han llegado hasta el techo de la formación devónica petrolífera. En el ala occidental de este anticlinal se halla un sobreescorrimiento paralelo al rumbo de los estratos que buzan con una inclinación de 60° aproximadamente hacia Oeste. Allí el Devónico descansa sobre el grupo de Mandiyuti. El rechazo vertical según Unterladstaetter varía entre 1000 y 1500 m. Al Oeste del Devónico aparece otra vez el Mandiyuti que forma la cresta de la serranía. Así es que el eje de esta serranía no coincide con el eje del anticlinal, sino que está desplazado hacia el Oeste.

Una tectónica similar domina también la serranía de Aguaraquí que de ninguna manera debe ser considerada como un anticlinal simétrico. También allí la dislocación no está ubicada en el centro del anticlinal. Fenómenos semejantes se hallan señalados en el perfil a través del anticlinal de Aguaraquí (zona del Pilcomayo), reproducido en la *Geología da Faixa Subandina* (125). Aquí se encuentra una escama devónica muy parada, algo volcada, al lado occidental de un anticlinal regularmente estructurado. En cambio, los estratos devónicos colindan mediante fallas, por el lado del Este, con el Gondwana Superior del ala occidental del anticlinal, y con las Areniscas Inferiores por el lado Oeste.

El anticlinal de Sanandita según Schlagintweit, es un elemento estructural situado al pie oriental de la sierra de Aguaraquí, cuyo cuerpo principal es un potente conjunto de estratos monoclinales hacia el Oeste, cortado en el Este por una gran dislocación longitudinal. Al Este de la falla se encuentra el anticlinal de Sanandita donde aflora el Gondwana Inferior. La extensión longitudinal de la estructura es de 18 km con rumbo NNE. El sobreescorrimiento mencionado buza con 45° hacia el Oeste, siendo el rechazo de 1800 m. Aunque en Sanandita el Devónico ha permanecido oculto profundamente, sin embargo, el cuadro de su tectónica general es muy semejante a aquel del anticlinal de Camiri.

Allí donde los sobreescorrimientos alcanzan mayor amplitud, prevalecen las estructuras monoclinales como sucede en las cadenas interiores. En la figura 23 aparece una estructura de tal especie. En la serranía de Caipipendi, a pocos kilómetros al Oeste de la serranía de Charagua, el Devónico, muy comprimido y dislocado, se halla sobreescorrido con un ángulo de 70° ,

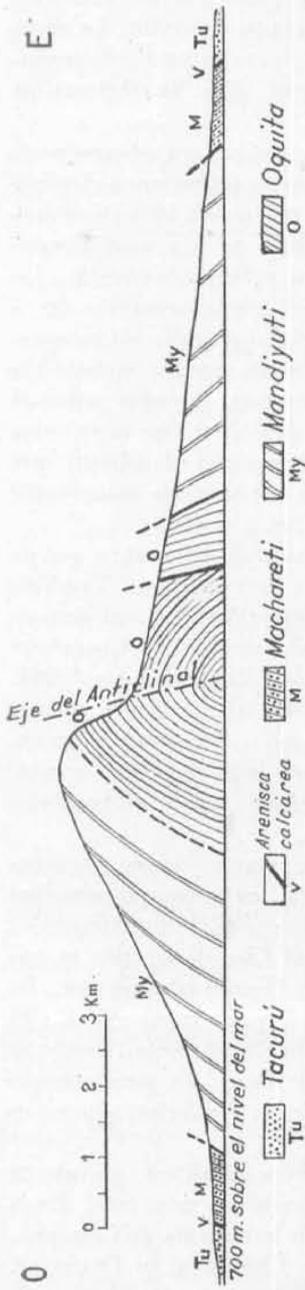


Fig. 24. — Perfil a través del anticlinal de Charagua cerca de su terminación meridional en la zona del río Parapetí (según Unterladstätter)

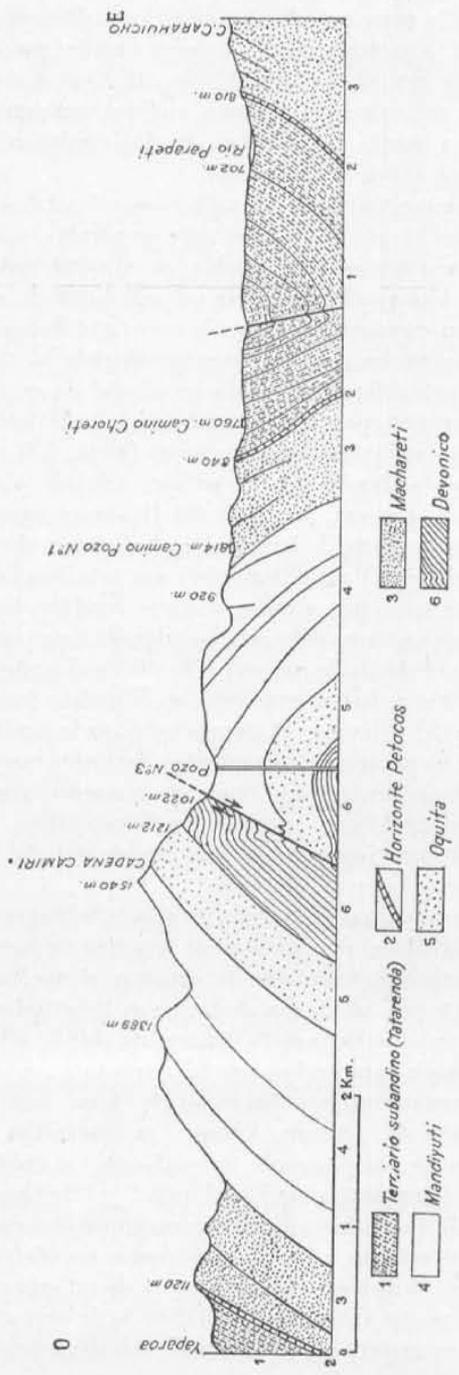


Fig. 25. — Perfil a través de la serranía de Camiri, al Sud del río Parapetí (según Unterladstätter)

encima de la parte superior del Terciario Subandino, lo que representa un rechazo vertical, de por lo menos 3500 m. El mismo fenómeno indica también, los notables desplazamientos horizontales dirigidos hacia el Este.

En resumen puede afirmarse que existen varias hileras de estructuras paralelas y que la compresión de la zona subandina ha sido muy considerable. Esta compresión se verificó entre el bloque paleozoico de la Puna y el Macizo Brasileño, así también como entre las dos mandíbulas. De esta manera se explica que los anticlinales tienen longitudes enormes en tanto que su anchura es insignificante. El anticlinal de Charagna por ejemplo tiene una longitud de más de 100 km, con un ancho de 5 km poco más o menos. La estructura de Camiri tiene 35 a 40 km de largo y una anchura de 8 km. Igualmente los anticlinales de Sanandita y de Bermejo son angostos. Tal hecho influye mucho en la existencia de las zonas productivas de petróleo cuya anchura raras veces excede de unos 300 m.

B. — LA SECCIÓN ENTRE EL RÍO GRANDE Y EL RÍO ICHILO

Este sector se extiende desde 19° hasta $17^{\circ}30'$ latitud Sud, comprendiendo la desviación del sistema andino que se efectúa al Oeste de Santa Cruz. Acerca del distrito de referencia, aparte de los informes inéditos de los geólogos de la Standard Oil Co. de Bolivia (1923-26), poseemos una publicación de Heald y Mather (80) acerca de sus observaciones en la ruta de Cochabamba a Santa Cruz; además existe un informe detallado (no publicado) de Schlagintweit referente a la zona situada al Este y SE de Samaipata.

Morfología. — Al Norte del río Grande se estrecha la zona subandina. Se cierran los valles anchos encajonados entre los anticlinales y se aproximan entre sí las serranías. Entre el río Grande y la latitud de Samaipata, la serranía de Limón, que está atravesada por el río mencionado, constituye la cadena frontal situada al naciente en el borde de los Andes. Su continuación septentrional, es la serranía de Florida o de Petacas, entre las cumbres más salientes, tiene el cerro vistoso del Centinela y Carobana (1700 m). Al Norte de la garganta del río Piray comienza la serranía del Sillar (1700 m) que se prolonga por el Norte en la serranía de Espejos. Mientras que las cadenas subandinas que se hallan al Sud de la latitud de Samaipata, tienen un rumbo casi de Sud a Norte, al Norte del 18° de latitud Sud empieza la desviación de sus cordones hacia NO. En esa región, es decir al Norte y NE de Samaipata, ya no se pueden distinguir cadenas individuales, sino se trata de un paisaje montañoso irregular, muy entrecortado, difícil de comprender en sus conexiones, con tablados y macizos inclinados y volcados en diferentes direcciones. Todo este conjunto denominaremos como «Serranía de Santa Cruz». La elevación máxima de esta unidad está constituida por el cerro

Amboró (1700 m) compuesto de areniscas Mandiyuti y situado precisamente al Oeste de Santa Cruz.

También en la hidrología resalta la estructura complicada de aquel distrito. Existen dos sistemas de drenaje. El río Bermejo y sus afluentes atraviesan las cadenas marginales con rumbo Este. Al pie de la serranía aquél se junta con el río Piojeras, formando el río Piray, que corre alrededor de la serranía en un arco abierto hacia el poniente, pasando 5 km al Oeste de la ciudad de Santa Cruz. Recibe como afluentes los ríos Chuchi, Moreno y Güendá y desemboca en el río Grande, cerca de Puerto Velarde (295 m). En cambio el río Yapacaní, cuyas cabeceras están ubicadas en las cercanías de Valle Grande, pasa por la corva montañosa y sus contrafuertes en un cañón tortuoso, poco accesible, de 60 km de largo, cuya dirección se extiende de Sud a Norte. El río Yapacaní desemboca en el río Grande a 16° 10' latitud Sud. El río Ichilo nace en la falda al Norte de las Cordilleras orientales de Cochabamba y de Totorá, formando junto con el río Grande, el río Mamoré.

Estratigrafía. — La estratigrafía de la zona subandina de referencia, no se distingue esencialmente de los sectores meridionales.

Según un informe no publicado de Burchard (1923) en el curso superior del río Surutú al Oeste de Santa Cruz se observa el perfil siguiente:

Índole de las rocas	Espesor (m)	Grupo
1. Areniscas blandas, esquistosas o arcillosas, de color amarillento, pardusco o verdoso; visible en el margen de la serranía	1000	Terciario subandino
2. Areniscas calcáreas con inter-estratificaciones de calizas silicificadas (piedra córnea) (Horizonte Petacas)	150-300	Techo de la formación Tacurú
3. Areniscas macizas, de color rojo hasta pardo; con intercalaciones esquistosas, muchas veces con estratificación diagonal	1400	Areniscas inferiores y Mandiyuti
4. Areniscas rojas y color crema, macizas en la base, esquistosas en la parte intermedia, con lentes conglomerádicos en los pisos superiores. Las areniscas muestran con frecuencia textura cruzada	700	Oquita?

Índole de las rocas	Espesor (m)	Grupo
5 a. Esquistos micáceos azulados con intercalaciones de areniscas y manantiales de petróleo	1100	Devónico Inferior
5 b. Esquistos azulados, en parte arenosos, con unos pocos bancos de areniscas y cuarcitas		
5 c. Esquistos azulados laminados con lentes de areniscas hasta ocho metros de potencia		
5 d. Esquistos duros ¹ grisáceos a azulados, con ondulaciones en los planos de estratificación		

La edad eodevónica de los esquistos azulados y grisáceos ha sido comprobada inobjetablemente por el hallazgo de *Leptocoelia flabellites* Conr. en la quebrada del Atajado (Espejos) y otros fósiles en el anticlinal del río Yapacaní.

Las areniscas macizas muy potentes, que reposan con ligera discordancia encima de los estratos devónicos, contienen en la sección meridional, cerca de Samaipata, tilitas típicas, mostrando el mismo desarrollo de la formación Gondwana, que hemos conocido en el sector meridional. Parece que más al NO, las capas conglomerádicas disminuyen en su frecuencia y espesor; en cambio la serie de areniscas en el curso superior del río Surutú tiene una potencia de 2100 m, de los cuales la mayor parte corresponden al sistema de Gondwana, y apenas unos centenares de metros representan el equivalente de las «Areniscas Inferiores». La potencia de la formación de Gondwana en los alrededores de Samaipata alcanza unos 1800 m.

El perfil de Burchard es incompleto. Según las investigaciones de A. Unterladstaetter (comunicadas al autor), encima de las areniscas inferiores sigue el horizonte calcáreo («Cajones Limestone» de Heald y Mather), en desarrollo típico. En la angostura del río Piray este horizonte tiene un espesor de 30 m y en la quebrada de Espejos 100 m. El perfil de Espejos (Atajado) es el siguiente :

Caliza dura microcristalina, de color blanco y crema, en partes mezclada con un poco de piedra córnea.....	10 m
Caliza arenosa, dura, blanca-rosada, con piedra córnea.....	20 »
Caliza arenosa y arenisca calcárea blanca, con piedra córnea ...	30 »
Caliza arenosa, blanca, dura, con piedra córnea.....	15 »
Arenisca calcárea con nódulos de arcilla rosada, con piedra córnea	15 »
Arenisca calcárea nodulosa, colorada y rosada.....	10 »
Areniscas inferiores (Machareti).	

Más o menos el mismo perfil sigue hasta el río Yapacaní. En la región del cerro Amboró, al oeste de Santa Cruz, directamente sobre el Calcáreo yacen conglomerados de 4 a 5 m de espesor, que se componen casi exclusivamente de cuarzo blanco y amarillo-rosado.

En la quebrada de Espejos, unos 300 m encima del Calcáreo, pasando por areniscas con textura cruzada, de color marrón y rosado, intercaladas por arcillas de color marrón oscuro, se encuentra el horizonte Petacas, conteniendo bancos delgados de calizas grises, arcillas y conglomerados con piedra córnea. Según las observaciones de Unterladstaetter en esta región, el « Cajones Limestone » es idéntico al horizonte Vitiácua del sud de la faja subandina.

El Terciario Subandino muestra un desenvolvimiento normal cerca del margen de la serranía.

Tectónica. — El sector de referencia ofrece especial interés porque allí se efectúa el acodamiento de los Andes. La Cordillera Oriental (Cordillera de Cochabamba, de Tiraque, de Titora, etc.) se extiende en forma de un bloque alto y ancho con rumbo ESE. La dirección de la cresta de esta serranía no corresponde al rumbo de los estratos, sino que forma un ángulo agudo con éste. Generalmente, el rumbo de los estratos, en la parte alta del Norte, es Norte 45° Oeste; en la parte meridional se ha observado un rumbo de Norte 10° Oeste a Norte 20° Oeste. Hacia el Este, el macizo paleozoico se disuelve en diferentes anticlinales, abriéndose como dedos y cortando de cierto modo a la zona subandina. Este fenómeno salta a la vista en el mapa geológico. El río Yapacaní al NNE de Pampa Grande cruza un anticlinal de más o menos 30 km de ancho, algo encorvado, que tiene allí un rumbo de Norte 40° Oeste. Hacia al SE este anticlinal se adelgaza dirigiéndose hacia el Sud. En las proximidades de Achiras, a 10 km al Este de Samaipata, el anticlinal tiene solamente un ancho de 4 km, con rumbo casi exactamente Sud-Norte.

Más al Este se conoce otro anticlinal angosto que describe la misma curva. Comienza en el valle del río Yapacaní, más abajo de la confluencia del río Colorado, siendo cortado hacia Oeste por una falla transversal. Este anticlinal corre cerca del borde de la serranía, también con rumbo N 40° O, atravesado por las cabeceras del río Macuñucu, que nace al Este del cerro Amboró y que es el afluente principal del río Surutú que desemboca en el Yapacaní. En la zona de las cabeceras del río Espejos, el anticlinal tiene un rumbo Norte 20° Oeste y en el camino de Samaipata a Santa Cruz, que lo cruza cerca del borde de la serranía, corre casi de Sud a Norte. Mientras que la desviación del rumbo de los estratos en el codo de la serranía alcanza aproximadamente 40° , el borde de la serranía al SE de Buena Vista y el sobreescurrimiento muestran una curva más brusca de 60° a 65° . Es allí donde ocurren las perturbaciones más pronunciadas. La falla marginal, (sobreescurrimiento del bloque paleozoico encima del Terciario) toma un

curso Norte 70° Oeste desde el río Yapacaní hasta el río Chapare, atravesando todos los afluentes del río Ichilo.

Manifestaciones de petróleo y aguas minerales. — Una serie de manifestaciones de petróleo está situada en el anticlinal más avanzado hacia al naciente, cuyo núcleo consiste en estratos devónicos. Pertenecen a esta faja los manantiales de Espejos que se manifiestan en la quebrada « El Atajado »; al igual que los manantiales de la concesión « Santa Cruz y Surutú » en la zona de las cabeceras del río Macuñucu y de la concesión « Perseverancia » en las cabeceras del río Colorado. En todos estos lugares, el petróleo surge de los estratos superiores del Devónico, que se componen de esquistos bituminosos de color grisáceo a azulado. Es un petróleo muy liviano, de color amarillo, que muestra fluorescencia marcada. En cambio el petróleo de la concesión « Carmen », situada cerca del margen de la serranía en la zona del Yantata, afluente del lado oriental del río Yapacaní, petróleo que surge de una dislocación dentro del horizonte calcáreo de Vitiacúa, tiene un color rojo oscuro hasta pardusco y es poco transparente. Surgencias de aguas y gases se conocen cerca del anticlinal devónico en Achiras al Oeste de Samaipata. Esta fuente vierte un agua incolora muy alcalina de 27°C, algo sulfhídrica. Otro manantial de la misma clase sale del Devónico del anticlinal del Sillar, en el camino de Samaipata a Santa Cruz.

C. — LA SECCIÓN ENTRE EL RÍO ICHILO Y EL RÍO MANIQUE

Este sector se extiende del río Ichilo al SE al río Manique al NO, por 360 km de largo, de 17°30' a 15°45' latitud Sud. La región de referencia es de difícil acceso, casi inhabitada y en gran parte inexplorada. Los estudios de la Standard Oil se extienden solamente hasta río Ichilo. En 1921, K. Mather (113) emprendió una expedición desde el río Chapare hasta el río Secure, a lo largo de las cadenas más orientales, denominadas « Las Lomas de Machía ». Además poseemos informes inéditos de Jansson acerca de la región de las cabeceras de los ríos Chapare e Isiboro y de Schlagintweit (1939) sobre la zona del Chimoré hasta el Chapare. En 1943, el señor Canedo Reyes hizo una expedición a la zona de las cabeceras del río Isiboro.

Morfología. — En la parte oriental de la sección de referencia, la Cordillera de Cochabamba, que continúa sin interrupción rumbo ESE hasta las cercanías de Pojo, constituye el *divortium aquarum* entre los afluentes del río Grande que corre hacia sudoeste (río Mizque, río Challhuani-Pojo, los ríos de Oconi y de Comarapa que se juntan en el río Chilón, el río Pulquina, etc.), y los ríos que nacen en su faldeo septentrional, afluentes del Ichilo y del Chapare. Al NE de Cochabamba, la cadena ininterrumpi-

da de Mosetenes-Sejeruma, cuya cresta alcanza alturas de más de 2000 m, forma otra línea divisoria, que se le antepone hacia el naciente. Los ríos Isiboro, Ichoa y Secure, que nacen en su vertiente oriental, corren rumbo NE al Mamoré. Al Oeste de la cadena se encuentran depresiones anchas, drenadas por afluentes del río Beni, como los ríos Altamachi, Santa Elena y Cotacajes que bajan en dirección NO.

Estratigrafía. — La sección entre el Ichilo y el Manique pertenece a aquellas zonas de Bolivia cuya constitución geológica, es menos explorada. Ni conocemos la anchura de la zona subandina ni tenemos mapas que indiquen detalles morfológicos o hidrológicos. Algo más conocida es la reducida zona de las cabeceras de los ríos Chapare y Chimoré, abierta por el camino carretero de Cochabamba a Todos Santos.

Los sedimentos de la zona subandina consisten allí en areniscas poco consolidadas y arcillas. Las areniscas compactas y potentes de la serie de Gondwana allí no existen. Según Schlagintweit, los estratos más antiguos en las « Lomas de Machía », río abajo de Villa Tunari, se componen de arcillas vivamente coloradas con capas delgadas de areniscas blancas, cuya edad corresponde más o menos a las « Arcillas de Quendeque » en el río Beni. Schlagintweit denominó esta formación « Estratos de la Peña Colorada ». Esta serie pasa paulatinamente a los « Estratos de San Antonio » que constituyen una serie potente de areniscas alternando con arcillas. El color de estas arcillas generalmente es rojo; existen también arcillas de color gris, verdoso y pardusco. Las areniscas tienen un color rojo o amarillo claro. Rodados de rocas duras y bancos conglomerádicos, son frecuentes dentro de las areniscas, que se separan en bancos gruesos. También en estas areniscas son frecuentes capas carbonosas delgadas e irregulares. Hacia su techo, estas areniscas pasan poco a poco a los « Estratos de Ibirizu », prevaleciendo sedimentos más sueltos y aumentando la frecuencia de los conglomerados. La estratificación diagonal en ellas es generalizada. Todos estos fenómenos indican una sedimentación en aguas de fuerte corriente. También los troncos carbonizados de árboles que se hallan en muchos lugares alrededor de San Antonio, comprueban una génesis continental de este piso. Schlagintweit considera los « Estratos de Ibirizu » como un equivalente de los « Estratos de Jujuy » que pertenecen al Terciario Subandino superior. No se conocen detalles acerca de la edad de los sedimentos más antiguos; pero se supone que pertenezcan también a la formación terciaria.

Los sedimentos observados por Canedo Reyes en el río Isiboro, a 60 km más al NO, corresponden enteramente a los del Chapare. La zona subandina allí está desarrollada en mayor proporción.

Tectónica. — En la sección de los ríos Chimoré y Chapare, se observan las dislocaciones y los plegamientos más intensos de toda la zona subandina.

La Cordillera de Cochabamba tiene allí un declive abrupto hacia las llanuras del Beni. En un trecho horizontal de 30 km de distancia, el desnivel alcanza los 4000 m. El bloque paleozoico de esta cordillera se halla cortado en escamas que buzan generalmente hacia el SO. Las rocas paleozoicas de aquella zona de la pendiente Norte muestran la influencia de un metamorfismo dinámico. Arriba del Palmar, hacia la cuesta de Málaga, se observan zonas miloníticas de centenares de metros de potencia. Allí se hallan también capas calcáreas, de edad desconocida (Cretácico?) adelgazándose en parte en forma de ruela y plegadas junto con los estratos devónicos.

El sobreescorrimiento del Paleozoico encima del Terciario Subandino, se observa bien en la confluencia del río Putintiri con el río Espíritu Santo, a una altura de 400 m s. n. m. Ambas series tienen allí un rumbo NO. El sobreescorrimiento buza 50° hacia SO. A lo largo de la dislocación, los sedimentos terciarios se hallan fuertemente perturbados y triturados (véase el perfil en Ahlfeld, 10). Más al SE, el mismo sobreescorrimiento es visible en el valle del río Ibirizu.

La zona subandina empieza allí con un sinclinal angosto del Terciario Subandino, que se puede seguir desde el río Espíritu Santo hacia el río Coni, desapareciendo recién más al Este en la región del Chimoré. Hacia el NO este sinclinal se extiende con seguridad hasta más allá del río Isiboro. Las últimas estribaciones de la cordillera, que se elevan pocos cientos de metros encima del nivel de las pampas, son las « Lomas de Machía », cruzadas por el río Chapare cerca de San Antonio. Mather había supuesto allí la existencia de un anticlinal; pero Schlagintweit comprobó que se trata de una tectónica complicada de bloques fallados. A causa de dislocaciones posteriores, un anticlinal preexistente fué fracturado en varios bloques. Este « Anticlinal de Machía » también está desarrollado bastante bien al NO, aunque adelgazado. Su eje está formado por areniscas de la « Formación San Antonio ». Es atravesado por el río Isiboro arriba de Puerto Patiño, y por el río Secure a 12 km arriba de Puerto Márquez. Allí el anticlinal tuerce al Norte. Su continuación nos es desconocida. Su longitud total según Mather asciende a 190 km. Topográficamente, es bien visible, constituyendo las últimas lomadas de los Andes cerca del límite con los llanos y las tierras bajas y pantanosas del Beni.

Emanaciones de petróleo y aguas minerales. — Por causa del metamorfismo intenso del Devónico, manantiales de petróleo son raros en este sector. Conocemos tan sólo las manifestaciones petrolíferas en el curso superior del río Ichilo y las fuentes caudalosas de aceites minerales (las más abundantes de la región subandina) en una de las cabeceras del Secure. Ambas fuentes salen de estratos devónicos y suministran un aceite claro que es rico en hidrocarburos livianos.

Manantiales fríos de agua salada, están esparcidos en toda la zona. Conozco tales fuentes salinas del río Cachimayo cerca del Palmar (en la carre-

tera de Cochabamba a Todos Santos), y en la desembocadura del arroyo Cristalmayu en el río Espíritu Santo. Ambas aguas salinas, bastante ricas en cloruro de sodio, manan de estratos paleozoicos fuertemente dislocados.

D. — LA SECCIÓN SEPTENTRIONAL.

Esta parte de la zona subandina se extiende al NO del río Manique hasta la frontera peruana, es decir de $15^{\circ}30'$ a $13^{\circ}30'$ latitud Sud, en una longitud de 330 km. Acerca de este sector contamos con los estudios (no publicados) realizados por O. Schlagintweit (1938) y por Raúl Canedo Reyes (1941) acerca de la región situada entre San Borja y Huachi, también más allá del río Beni de Huachi hasta Rurrenabaque. La parte septentrional, el llamado « Caupolicán » (actualmente en parte provincia Iturralde del Departamento de La Paz), fué explorado por primera vez geológicamente, en 1901-1902 por Evans (58). Investigaciones posteriores fueron efectuadas por Welter (171), Jansson (informes inéditos), Oppenheim (123) y últimamente se hizo un informe detallado, no publicado, por Raúl Canedo Reyes.

Morfología. — La zona subandina tiene en el sector de referencia, una anchura casi constante de 60 a 65 km. Su rumbo general es NO. Una serie de cadenas bastante pronunciadas sigue por largos trechos. La cadena más oriental es la serranía de Caquiahuaca, que se extiende desde la frontera con el Perú, por Ixiamas-Tumupasa y Rurrenabaque, por una longitud de 200 km. Antes de llegar a Rurrenabaque, se divide en dos cordones contiguos, los de Susi y de Bala, que el río Beni antes de entrar en los terrenos bajos del Beni, atraviesa en encañadas cortas. Por el SE, estas cadenas continúan hacia las cabeceras del río Yacuma. En el río Manique ya han terminado.

Las cumbres más altas de la serranía de Caquiahuaca alcanzan 1300 m. Vista desde la llanura, esta cadena, a pesar de que su altura absoluta sobre el nivel del mar es reducida, produce una impresión imponente.

La cadena más alta y más larga de aquella zona se halla a 35 km más al Oeste. En el Norte del Caupolicán, lleva el nombre de la « serranía de Jatunari ». Su cima es el cerro Huaina Jatunari (aproximadamente 2500 m) situado cerca del camino de San José a Apolo. La misma cadena continúa hacia el SE en el cordón de Chepite. Más al SE se bifurca en una cadena occidental, que es la « Serranía de Beu » y una cadena oriental, que es la « Serranía de Chepite ». El río Beni atraviesa la primera serranía en la « Encajonada de Beu » cerca de « El Malpaso » y a la última en la encañada de Toregua. La continuación de la serranía del Beu hacia SO constituye la serranía del Cerro Pelado. Su cima es el Cerro Pelado (1763 m) situado en el camino de Huachi a San Borja. La prolongación de la serranía hacia el SO es desconocida.

Al Oeste de estas elevaciones se levanta la « serranía de Marimonos » entre los ríos Beni e Inicua, cuyas máximas alturas no pasan los 1400 m. El río Beni atraviesa a la parte baja del NO en la encañada de Inicua. Hacia NO esta cadena baja, descendiendo sus capas debajo de los estratos terciarios. En el curso inferior del río Kaka este elemento estructural ya no se eleva orográficamente.

Las distintas cadenas están separadas por anchos sinclinales de estratos terciarios. Los sistemas de drenaje ya no muestran una disposición regular como la que hemos conocido en la sección meridional de la zona subandina. El río principal de la región, que es el Beni, cruza las cadenas marginales oblicuamente. En las depresiones terciarias su valle en parte está desarrollado como valle sinclinal. Una depresión ancha y amplia se extiende de Covendo con rumbo NO, por la que corre el río Santa Elena. El río Beni corre también en una parte de esta depresión entre Huachi y el codo que forma este río antes de atravesar a la cadena de Marimonos en la garganta de Inicua. La depresión continúa al NO hacia el curso inferior del río Kaka. Otra depresión situada más al naciente, está marcada por el curso del río Inicua, por el trecho del río Beni entre la desembocadura del Inicua y la del río Quendeque en el Beni. Una tercera depresión muy ancha está atravesada al sesgo por el río Beni entre las gargantas de Taregua y de Bala. Esta depresión acompaña a la serranía de Caquiahua por el lado occidental, a través del Caupolicán. El río Madidi ocupa la hoyada en su curso superior, antes de atravesar la serranía de Caquiahua.

El río principal del Caupolicán, que es el río Tuichi, cuyas cabeceras nacen en la Cordillera de Apolobamba, atraviesa la zona subandina en un gran arco abierto hacia el Sud, confluyendo con el río Beni arriba del desfiladero que cruzó las cadenas de Bala y de Susi ¹.

Estratigrafía. — En su estratigrafía y tectónica, el sector septentrional de la zona subandina muestra diferencias fundamentales en comparación con la parte Sud.

Rocas predevónicas afloran en el núcleo de la serranía de Caquiahua por toda su longitud, desde el Norte de Ixiamas hasta las proximidades de Rurrenabaque. Se trata de areniscas duras cuarcíticas de color verdoso a azulado, que contienen muscovita e intercalaciones de esquistos micáceos negros y de esquistos arcillosos de color gris oscuro. En su techo descausan en concordancia areniscas porosas de color blanco a amarillento claro, de grano fino a mediano, que alternan con bancos cuarcíticos duros del mismo color, a veces con galerías de vermes (*Scolithus*?). Esta formación es bien visible en la angostura del río Tequeje, cerca de Ixiamas. Las cuarcitas duras de la base afloran con un espesor de sola-

¹ Los mapas modernos de Bolivia respecto al Caupolicán se basan en los croquis publicados por Evans, en los que las alturas señaladas son demasiado reducidas.

mente 100 m; las areniscas suprayacentes, de una potencia de 800 m, fueron llamados por Harrington « Cuarcitas de Cosincho ». Como estos estratos yacen concordantemente debajo del Devónico, buzando con 45° hacia el SO, puede suponerse que se trate de Ordovícico.

Las mismas rocas se encuentran en el río Manique, en ambos lados de la confluencia del río Cosincho. Aquí se observan afloramientos escasos de una cuarcita dura sacaróide, situada exactamente en la continuación sudoriental de la serranía de Caquiahuaca. Estas rocas antiguas se encuentran allí a lo largo del margen tectónico de los Andes.

La *formación devónica*, está bien desarrollada en todo el sector; pero según parece, carece de fósiles. Aflora en los ejes de los anticlinales y en la base de los bloques sobreescorridos, siempre en forma de estratos muy inclinados y fuertemente dislocados. El desarrollo de su facies es semejante a la del Sud. Son esquistos micáceos de color azulado a gris oscuro, con capas delgadas de areniscas interestratificadas. Su espesor visible, siempre reducido, no excede de los 260 m. En su piso superior el Devónico encierra bancos negros bituminosos. De este horizonte surgen la mayor parte de las manantiales petrolíferos de la región.

Permo-Carbonífero. — El mérito de haber comprobado la existencia de estratos fosilíferos del Permo-Carbonífero, de vasta propagación en la región beniana, se debe a O. Schlagintweit (informe inédito acerca de la zona de San Borja y Huachi, 1938).

Un buen afloramiento se encuentra en la Encañada de Beu del río Beni (véase el perfil, fig. 26). El Carbonífero descansa allí en forma concordante encima de estratos devónicos plegados, constituidos por una serie de margas, esquistos y areniscas con bancos de una caliza dura y densa, de color gris oscuro. Algunas capas margosas están llenas de fósiles del Carbonífero superior; en otras capas se hallan concreciones de pedernal negro.

Otro hallazgo realizó Schlagintweit cerca de la Angostura de los Cajones, en el curso superior del río Quirquive. Encima de areniscas potentes de color claro, que se separan en bancos gruesos y que pertenecen tal vez a la formación devónica, siguen 50 a 80 m de caliza gris verdosa, con bancos delgados de areniscas coloradas. La caliza tiene color grisáceo o rojizo. En algunas de sus capas se hallan numerosos fósiles (*Productus*, *Spirifer*, etc). Encima del horizonte calcáreo carbonífero descansan bancos potentes de una arenisca blanquecina.

Según referencias, la caliza también estaría bien desarrollada en el distrito de las cabeceras del río Manique.

En el Caupolicán, al NO del río Beni, hasta la fecha no se ha comprobado la existencia del Carbonífero *in situ*, pero es de suponer que la formación mencionada también esté desarrollada allí, no aflorando en las pocas rutas frecuentadas.

Pérmico. — Encima del Permo-Carbonífero marino o, donde esta formación no está desarrollada, directamente encima del Devónico, con una discordancia poco pronunciada yace una serie potente de areniscas, macizas, casi sin estratificación, o separadas en bancos muy gruesos. Es típica su disyunción en lajas. En los paredones muy parados se forman nichos cóncavos y ángulos entrantes. El color de las areniscas con preferencia es rojo en la superficie, pero amarillento claro interiormente.

En el grupo superior de esta serie aparecen lentes conglomerádicos de un espesor entre 20 y 50 cm. Los guijarros se componen de cuarzos de diversos colores, especialmente de color rojo escarlata, alcanzando el tamaño de una nuez. Schlagintweit en el curso superior del río Cosincho, entre areniscas gruesas fuertemente dislocadas, observó un manto de arcillas arenosas con pequeños rodados, que tal vez representa una tilita. En el río este autor notó la presencia de rodados de un granito rojo, del tamaño hasta de una cabeza humana.

En la parte superior de esta arenisca se encuentra un nivel que contiene muchos rodados de pedernal y que, según Canedo Reyes, puede servir como horizonte guía.

La potencia de estas areniscas, para las cuales Schlagintweit propone el nombre de « Areniscas de Beu », pues su afloramiento típico está ubicado en la Encañada del Beu, es muy variable. En las gargantas del Beu y Toregua alcanza un espesor de 1200 m; pero más al Norte, en el cordón de Caquiahuaca cerca de Ixiamas, apenas llega a 200 m.

Cuando comparamos las Areniscas de Beu con los sedimentos correspondientes del Sud de la zona subandina, resultan notables diferencias. En el Norte faltan las potentes intercalaciones lenticulares conglomerádicas de la serie de Gondwana, y las tilitas son dudosas ¹. No obstante en las formaciones Oquita y Mandiyuti, también se encuentran bancos potentes de areniscas rojas y macizas, que se parecen litológicamente a las Areniscas del Beu. A causa de tales analogías y del hallazgo de rodados de granito colorado, tan típico en el Sud para la formación de Gondwana, pero ausentes en las « Areniscas Inferiores », Schlagintweit supone, bajo reserva, una edad permotriásica de estas areniscas. Constituirían pues los equivalentes fluviales, mucho menos potentes, de la formación de Gondwana desarrollada en el Sud de la zona subandina.

¹ Oppenheim (123) describe tilitas genuinas desarrolladas en el camino de Apolo a Tumupasa, en bancos hasta de 50 m de espesor. Canedo Reyes (informe inédito, 1941) no ha observado estas tilitas, sino solamente lentes delgados de conglomerados en las areniscas de Beu. Según Oppenheim, los diamantes que se conocen desde hace tiempo en la zona del Caupolicán (mayormente del río Yuama, una cabecera del río Tequeje cerca de Ixiamas), habrían sido acarreados por hielo desde el Este. Es más probable un transporte fluvial. Por lo demás, hasta el presente nunca han sido encontrados diamantes en los conglomerados del grupo del Beu, sino solamente en los aluviones de los ríos.

Arenisca de Bala. — En toda la región las areniscas del Beu pasan gradualmente en su parte superior a areniscas blanquecinas o amarillentas, bien estratificadas, separadas generalmente en bancos gruesos. Estas rocas son más duras que las areniscas de Beu. En la parte inferior se observan raras veces intercalaciones de arcillas rojas, que son más frecuentes en los pisos superiores. Según su buen afloramiento en la Encañada de Bala, Schlagintweit indica esta serie con el nombre de «Areniscas de Bala». Su potencia en este lugar asciende a 600 m. La edad de esta formación es desconocida.

Terciario. — Hacia su parte superior las areniscas de Bala pasan a las *Arcillas de Quendeque*, según el nombre que le diera Schlagintweit, donde aumentan gradualmente las interestratificaciones de arcillas rojas. Por lo general, estas arcillas tienen un color ladrillo rojo vivo; con menos frecuencia se notan capas arcillosas verdosas o violáceas. En medio de estas arcillas descansan areniscas en bancos de mayor o menor potencia, bastante duras. Mientras que en la parte inferior del grupo de Quendeque, existen numerosos bancos de estas areniscas, en la parte superior dominan areniscas rojas con estratificación diagonal. En los pisos superiores de la formación, en las areniscas coloradas, se hallan a menudo, troncos de árboles carbonizados, que son muy difundidos en toda la zona subandina y que indican una edad terciaria de la formación. Las arcillas de Quendeque muestran un desarrollo típico en los ríos Quendeque, Lemey y Gosincho, así como también en las laderas occidentales de los bloques imbricados de Bala, Toregua, Beu, etc. La potencia de esta formación, según Canedo Reyes varía entre 1000 y 1500 m.

A la formación de Quendeque, se superponen areniscas y arcillas de color pardo, muy poco consolidadas, que muestran todas las características del Terciario Subandino. No se puede trazar un límite definido entre la formación Quendeque y el Terciario Subandino; paulatinamente las arcillas vivamente coloradas pasan a sedimentos de colores más pálidos. En la parte superior de esta serie, aparecen todas las rocas características del Terciario Subandino, como arcillas cineríticas, de las cuales una parte son tufitas; como también areniscas de color amarillento claro con concreciones calcáreas y bancos potentes de conglomerados gruesos. Estos últimos se hallan con especial frecuencia a la largo del río Beni entre Santa Ana y Puerto Pando.

Para finalizar, insertamos un cuadro sinóptico de las formaciones con sus espesores respectivos:

Formación	Nombre local	Espesor
Terciario	Formación Huachi (Terciario Subandino)	2500 m
	Arcillas Quendeque	1000-1500 m
?	Areniscas Bala	400-600 m
Permo-Triásico	Areniscas Beu	200-1200 m
Carbonífero Superior		150-400 m
Devónico	Sin subdivisiones	Probablemente muy potente, 150 m visibles
Ordovícico	Cuarcitas de Cosincho	1000 m ?

Tectónica. — Respecto a la tectónica del distrito informa el perfil (fig. 26) trazado a lo largo del río Beni. Entre la depresión ancha de Covendo-Huachi-Santa Ana y las tierras bajas de Mojos, sobresalen cinco elementos tectónicos.

El Cordón de Marimonos,

El Cordón de la Serranía del Cerro Pelado y de Beu,

El Cordón de Bala y

El Cordón de Susi.

Según muestra el perfil, no se trata de anticlinales, sino de bloques fallados y asimétricos, cuyos flancos orientales están desarrolladas en forma rudimentaria, mientras que los flancos del Sudoeste muestran un desarrollo amplio. Las fajas orientales se hallan sobreescurridas hacia el NE sobre estratos más recientes. En el pie oriental de los bloques, generalmente afloran estratos devónicos fuertemente plegados; encima de éstos siguen las areniscas de Beu y de Bala, después las arcillas Quendeque y por fin el Terciario Subandino. La zona más oriental de estos bloques volcados e imbricados, es decir el cordón de Susi, está cortada por una dislocación subvertical de gran extensión, a lo largo del margen de los Andes hacia los bajíos de Mojos (perfil, fig. 26). Esta dislocación importante puede seguirse hacia NO, por una extensión de 140 km, hasta más allá de Ixiamas. La falla limita la serranía de Caquiahuaca que se levanta como una muralla encima de los terrenos bajos de Beni. Al Este de la dislocación ya no se manifiestan en la superficie estructuras tectónicas del subsuelo, estando cubierto

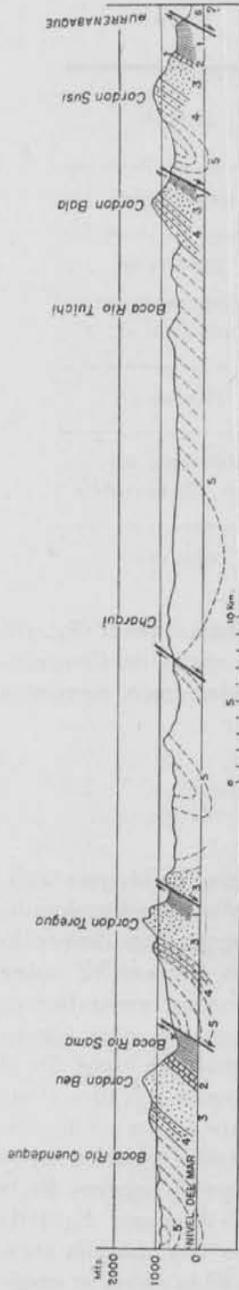


Fig. 26. — Perfil a lo largo del Rio Beni del Rio Quendque a Rurrenabaque (combinado de los perfiles de Harrington, Schlagintweit y Canelo Beyes)
 1, Devónico; 2, Carbonífero superior; 3, Areniscas Bcu; 4, Areniscas Bala; 5, Arcillas Quendque y Terciario Subandino; 6, Aluviones del Beni



Fig. 27. — Perfil de Apolo a Tunupasa (según Canelo Beyes) : 1, Cuarcitas de Cosincho; 2, Devónico; 3, Areniscas Bcu y Bala; 4, Arcillas Quendque y Terciario Subandino; 5, Gravas cuaternarias

el terreno y nivelado por sedimentos modernos, aluviales. A lo largo de la falla citada, cuya inclinación no pudo ser observada (es posible que se halle en posición vertical o que buce con fuerte inclinación hacia el SO), afloran las cuarcitas ordovícicas de Cosincho algunas leguas al Noroeste de Rurrenabaque, allí donde las cadenas de Susi y de Bala se reúnen en un solo cordón. Estas cuarcitas constituyen el núcleo de un anticlinal delgado, fuertemente elevado, cuya ala oriental se ha hundido.

Al SE de Rurrenabaque continúa la dislocación marginal por largo trecho. En la zona de las cabeceras del río Yacuma no ha sido reconocida. A 100 km al SE de Rurrenabaque, esta misma cuarcita de Cosincho reaparece con igual rumbo en las proximidades del río Manique. Pero allí no se trata ya del núcleo de un cordón, sino de afloramientos escasos y reducidos dentro de los llanos. Hacia el Este las cuarcitas, cuya gran propagación hacia el SE está comprobada, se hallan cortadas por las dislocaciones del borde de los Andes.

El perfil desde el río Manique hasta Huachi muestra las mismas características que el perfil del río Beni, pero la tectónica allí es más complicada. También en aquella zona las estructuras no corresponden a simples anticlinales, sino a bloques fallados y sobreescurridos.

Al Noroeste del río Beni, es decir en la zona de Caupolicán, parece que domina otra arquitectura. Los perfiles geológicos desde Apolo a Tumupasa, levantados por Harrington, Oppenheim y Canedo Reyes, son tan diferentes en su concepción e interpretación, que resulta difícil formarse una idea exacta respecto a la tectónica de aquella zona. Es cierto que un sinclinal amplio situado al Oeste del cordón marginal de Caquiabuaca, continúa hacia el NO hasta el río Madidi. Al poniente de este sinclinal está ubicado un anticlinorio ancho de estructura complicada. En dos anticlinales afloran estratos devónicos en los ejes respectivos, es decir en el anticlinal de Uchupiamonos por el lado del Este y en el del Huaina Jatunari por el lado occidental. Según Canedo Reyes la zona central del anticlinal de Uchupiamonos buza con mucha inclinación hacia el SO; en cambio el plano central del anticlinal de Huaina Jatunari está inclinado hacia el NE, resultando de tal manera una tectónica complicada en abanico. El eje del anticlinal de Uchupiamonos se hunde en dirección al SE, pasando debajo del Terciario, mientras que el anticlinal de Huaina Jatunari, aparentemente está unido con el cordón de Chepite (Taregua) por el SE.

Esta región, actualmente de difícil acceso, necesita estudios más detallados en el futuro.

Filtraciones de petróleo y vertientes de aguas termales

Las numerosas manifestaciones de petróleo que se acumulan especialmente en Caupolicán, según Canedo Reyes puede dividirse en tres grupos, conforme con su situación. El primer grupo está constituido por los ma-

nantiales que surgen en los ejes de los anticlinales. A este grupo pertenecen las filtraciones que aparecen en las quebradas de los ríos Hondo e Ipurama, situados en el anticlinal del Huaina Tunari; probablemente también las surgentes mencionados por Welter, en el río Kerosén Oeste, abajo de Asariamás cerca del río Tuiche; igualmente los manantiales más importantes del río Kerosén Este, situados en la línea estructural de Uchupiamonos.

Al segundo grupo deben atribuirse las filtraciones situadas sobre fallas longitudinales del flanco oriental de los bloques asimétricos (monoclinales): por ejemplo las surgentes del río Kerosén, afluente del Quiquivé. El tercer grupo está constituido por las emanaciones de petróleo en los flancos de los anticlinales: así por ejemplo las surgentes del ala occidental del anticlinal de Caquihuaca, en las quebradas de los ríos Enadere y Tarene, situados entre Tumapasa e Ixiamas.

Todas las filtraciones de aceite mineral salen del grupo superior de la serie devónica, y particularmente de los esquistos bituminosos de color gris verdoso. En el río Tarene las surgentes están ubicados en una zona de areniscas blancas de la « Formación Tarene » (según Canedo Reyes), de edad probablemente ordovícica.

Es notable que el petróleo de Caupolicán sea un aceite muy pesado de color verde oscuro a rojizo, con un porcentaje muy reducido de hidrocarburos livianos, mientras que el petróleo del río Quiquivé superior contenga más del 30% de gasolina.

Las manifestaciones de petróleo se hallan acompañadas con frecuencia de escapes de gas y de vertientes de aguas sulfurosas. Estas aguas minerales aparecen también en varios lugares lejos de las manifestaciones de petróleo e independientemente de ellas, saliendo de los estratos devónicos. Canedo menciona aguas minerales de 30° a 40° C., con un pequeño contenido de hidrógeno sulfurado, que salen de las areniscas de la Formación Bala, en la Encañada de Bala, en la orilla derecha del río Beni.

También se han mencionado aguas saladas. El manantial más fuerte está ubicado en una cabecera del río Manique. A causa de la escasez de la sal en el Beni, anteriormente se han concentrado allí estas aguas hasta la cristalización de su contenido salino, consiguiendo de tal manera sal para la ganadería mediante evaporación.

F. — RESUMEN

Las condiciones estratigráficas de la zona subandina en general ofrecen el cuadro siguiente :

Rocas predevónicas, de edad desconocida (cuarcitas de Cosincho) afloran únicamente en el borde de las serranías que colindan con el Beni, es decir al NE de la región donde veremos el gran desarrollo de la formación ordovícica que aflora al Oeste de Apolo.

La formación devónica, solamente allora con estratos eodevónicos que aparecen en todo el espacio subandino con facies nerítica, bastante monótona. El grupo superior del Devónico, que muestra una facies más arenosa (Areniscas de Iquiri), está representado tan sólo en el sector meridional.

Capas fosilíferas del Permo-Carbonífero llegan hasta el borde nororiental del sistema andino, solamente en el sector beniano, descansando allí en conformidad encima del Eodevónico.

Después de un plegamiento débil que se efectuó probablemente en la mitad de la época pérmica, se formó por primera vez, entre las masas continentales del Oeste y del Oriente, una artesa ancha que corresponde más o menos al espacio actual de la zona subandina. Esta gran cubeta fué rellenada sucesivamente por depósitos terrígenos muy potentes. En el sector meridional los estratos pérmicos descansan con una discordancia notable encima del basamento devónico, distinguiéndose de los estratos antiguos por su menor consistencia y por su falta casi completa de muscovita. La ausencia de las Areniscas de Iquiri en las cadenas orientales indica un mayor desgaste erosivo de los pisos superiores del sistema devónico, antes de la sedimentación de la serie de Gondwana.

El sistema gondwánico está desarrollado con mayor potencia en el sector meridional, correspondiendo a una época de erosión rápida y transporte considerable de sedimentos. Tilitas de la glaciación pérmica están limitadas al Gondwana Inferior (Formación Tarija), extendiéndose tales depósitos glaciares, solamente en el sector del Sud hasta el río Pilcomayo. Los bloques de granitos antiguos, que se encuentran en los depósitos glaciares, indican un transporte desde el Este. Al Norte del Pilcomayo no ha sido comprobada de una manera segura la existencia de tilitas genuinas. Sin embargo se conocen rodados graníticos que tal vez han sido transportados por témpanos de hielo.

Hacia el Norte los sedimentos del Gondwana se adelgazan. A esta formación corresponden probablemente las Areniscas de Beu de la zona del Beni.

Entre el Gondwana inferior y el superior notamos, en el sector meridional, un hiato pronunciado. El Gondwana superior (Mandiyuti) se relaciona con un período de erosión muy fuerte y de acarreo por ríos caudalosos, pero de corto recorrido.

Durante el período jurásico reinaba la calma. Recién durante el Cretáceo medio o superior efectuó un rejuvenecimiento erosivo y la reactivación sedimentaria en el sector del Sud. Se depositaron las Areniscas Inferiores, probablemente cerca de una costa. El acarreo de estos sedimentos se realizó en condiciones relativamente tranquilas, desde remanentes continentales situados en el Oeste.

Durante la transgresión marina del Cretácico superior, hemos de suponer otra vez un área continental a oriente. Esta transgresión que vino del NO, es decir, de la zona que corresponde a la Cordillera actual, llegó con sus lenguas avanzadas hasta el distrito central de la zona subandina. Las

Margas Multicolores que se formaron durante la desecación del mar somero, se hallan restringidas a la parte meridional de la zona subandina, faltando en las cadenas marginales.

Se precisan aún mayores estudios acerca de la cuestión de si las arcillas de Quendeque en el Norte corresponden a estas margas.

El vulcanismo geosinclinal tan difundido en el bloque andino, está representado en mayor escala únicamente en las cadenas interiores al Sud del río Pilcomayo y falta en las cadenas frontales. Sus productos ígneos se extienden hacia arriba, hasta los pisos superiores de las Margas Multicolores inclusive.

Un ambiente continental o de aguas someras prosigue durante la acumulación de una serie potente de arenisca con estratificación diagonal. Este grupo comprende las Areniscas Superiores que se hallan también únicamente en el Sud de la faja subandina. Sus equivalentes en el sector del Norte que tal vez hemos de reconocer en las Areniscas de Bala, aún son dudosos. También respecto a las Areniscas Superiores tenemos que fijarnos en el hecho de que su potencia en las cadenas frontales del Este, es menor que en las cadenas interiores.

Después de la formación de las Areniscas Superiores registramos un período de erosión. Se verificó seguidamente la depositación de pseudoconglomerados de pedernales (Horizonte Petacas) cuyo desarrollo máximo se efectuó en la zona situada al Oeste de Santa Cruz, disminuyendo la potencia del piso mencionado hacia el Sud.

Después de esta época siguió una nueva fase de erosión y un hundimiento notable de la zona subandina, en tanto que en el Oeste, se verificaba el levantamiento gradual del bloque andino. Se formaron, en toda la depresión subandina, los sedimentos potentes del Terciario Subandino que se componen de arenas impuras y de arcillas. La acumulación debió ser bastante rápida. En los pisos superiores del Terciario Subandino, que corresponden probablemente al Mioceno superior y al Plioceno inferior, observamos capas de cenizas volcánicas. La potencia escasa de estos mantos señala un transporte desde gran distancia. Es muy probable que los productos volcánicos procedían de los Andes occidentales. Estos depósitos de cenizas volcánicas son los equivalentes de los mantos tobáceos más potentes que se conocen en los Andes Centrales y en la altiplanicie.

Los conglomerados potentes que se hallan en el techo del Terciario Subandino (Estratos de Jujuy) indican un levantamiento rápido del bloque andino, en las postrimerías de la época pliocena.

Todo el complejo sedimentario fué intensamente plegado durante la fase principal del tercer movimiento orogénico andino de Groeber, a fines del Plioceno. Tales movimientos tectónicos continuaron en la zona subandina durante el período cuaternario. Aún hoy no se han compensado las tensiones tectónicas según lo comprueban los actuales movimientos sísmicos.

Una característica de la zona subandina está constituida por el cambio notable que observamos en la sedimentación en ambos lados del recodo andino de Santa Cruz. Las condiciones diferentes se infieren del siguiente cuadro comparativo :

Formación	Sedimentación al Sud de Santa Cruz	Sedimentación al Norte de Santa Cruz
Terciario	Terciario Subandino Horizonte Petacas Areniscas Superiores Margas Multicolores	Terciario Subandino Horizontes Petacas (solamente en la parte Sudeste) ? Arcillas Quendeque ? Areniscas de Bala
Cretácico	Horizonte Calcáreo Areniscas Inferiores	Horizonte Calcáreo (en el Sud) Areniscas Inferiores (al Sud del río Chimoré)
Pérmico	Gondwana Superior Gondwana Inferior	Areniscas de Beu
Permo-Carbonífero	—	Calizas al NO del río Manique
Devónico	Areniscas Iquiri Esquistos de Los Monos	— Esquistos de Los Monos
Ordovícico	—	? Cuarcitas de Cosíncho

CAPÍTULO V

Las cordilleras orientales y centrales

A. — RESEÑA GENERAL

Cuando se examine el mapa geológico salta a la vista el enorme bloque paleozoico que ocupa la parte oriental de la meseta andina. Los estratos paleozoicos atraviesan la República en toda su longitud, entre los límites con el Perú al Norte y con la Argentina al Sud, continuándose en el ámbito de estas naciones. La anchura de la faja paleozoica, en la latitud de La Paz, alcanza más o menos 160 km. Allí donde los estratos cambian su rumbo, en la latitud de Challapata, el macizo paleozoico aumenta su anchura a 280 km, reduciéndola luego en la región de la frontera con la Argentina, a

170 km. Ya hemos indicado anteriormente la demarcación del límite oriental entre el bloque paleozoico y la zona subandina. Este límite, en la región del Sud, corresponde en todas partes a dislocaciones tectónicas, coincidiendo orográficamente con el borde oriental del bloque elevado de los Andes. En la latitud de Samaipata-Vallegrande, este límite entre el Paleozoico y la zona subandina no es pronunciado. Al Norte de la desviación de la Cordillera que se efectúa al Oeste de Santa Cruz, el Paleozoico avanza considerablemente hacia el NE, de manera que la zona subandina en este distrito casi ha desaparecido. Desde 16°40' latitud Sud hacia el NO, el límite oriental del bloque levantado coincide con el pie oriental de las cordilleras altas, quedando, al Este de aquella importante línea morfológica, considerables trechos de terrenos paleozoicos a una altitud entre 1000 y 1800 m, trechos que corresponden a la parte del macizo paleozoico que no fué afectada por los solevantamientos modernos.

En lo que se refiere al límite occidental del bloque paleozoico, que colinda, siempre mediante dislocaciones, con los sedimentos modernos continentales de la depresión altiplánica, esta línea comienza en el Sud al Este de Esmoraca continuando primeramente hacia el NO y hallándose cubierta después por aluviones modernos. Desde Uyuni el límite corre rumbo Norte hasta Oruro, bien visible topográficamente, ubicado siempre al pie de la ladera occidental de la Cordillera Central inclinada hacia el Altiplano. En Oruro sale más al NNO, estando cubierto otra vez por aluviones. La dislocación es bien visible entre Topohoco y Coniri. Por fin transcurre por Laja hacia la zona del Lago Titicaca, donde otra vez se observa al Este de Copacabana. Entre Oruro y el Lago Titicaca, un trozo triangular de los estratos paleozoicos se halla incluido en la depresión altiplánica.

En la estructura del bloque de referencia participan las formaciones cámbrica, ordovícica, gotlándica, devónica, permo-carbonífera, cretácea, terciaria y cuaternaria. Aproximadamente 90% de la superficie del bloque corresponde al Paleozoico antiguo, en el cual participan los estratos ordovícicos y devónicos, casi en la misma proporción. En cambio los estratos permo-carboníferos y cretácico-terciarios se hallan restringidos a sinclinales que generalmente, aunque a veces muy alargados, tienen poca anchura y por eso cubren una superficie no muy considerable.

B. — ERA PALEOZOICA

I. LA FORMACIÓN CÁMBRICA

Antes de considerar la serie cámbrica, hemos de discutir la cuestión de si existen sedimentos precámbricos en la zona andina de Bolivia. En la Puna de Jujuy, el basamento precámbrico se conoce en forma de pilares de considerable extensión que llevan rumbo S-N. El tipo principal del

precámbrico está constituido por esquistos de color verde, predominando, según Sgrosso (144), las filitas del mismo color y los esquistos de color grisáceo-azulado y verdoso. El metamorfismo regional es bastante débil. En el mapa geológico del Noroeste de la Argentina confeccionado por Sgrosso aparecen pilares (bloques elevados) compuestos por estratos precámbricos y también por sedimentos cambro-ordovícicos en gran extensión a lo largo del borde oriental de la Puna. En la zona de las cabeceras del río San Juan, en el distrito de Rinconada, una faja de rocas precámbricas de 8 km de ancho, se extiende debajo de los volcanitos del cerro Granadas, con rumbo Sud-Norte hasta las proximidades de la frontera argentino-boliviana. El autor pudo observar tales rocas en el río Queñual al Norte del cerro Granadas. Se trata de pizarras verdosas cloríticas, bien estratificadas y muy enderezadas, que muestran una disyunción en bancos gruesos.

Es de suponer que los sedimentos del basamento precámbrico continúan hacia el Norte hasta dentro del terreno de la República boliviana, probablemente en forma de pilares o escamas delgadas. Desgraciadamente la zona respectiva de la provincia de Sud Lípez geológicamente aún es desconocida. Según referencias los filones argentíferos de la « Mesa de Plata » cerca de San Antonio de Lípez, encajarían dentro de pizarras cloríticas verdes. Este lugar está situado a solamente 50 km al NNO del punto donde he observado el Precámbrico en el río Queñual. De tal manera parece comprobado el hecho de que existe una faja precámbrica al Sudeste de la provincia de Sud Lípez. Investigaciones geológicas posteriores deberán estudiar los detalles de su situación y extensión.

En lo que se refiere al Cámbrico, la presencia de esta formación en Bolivia ha sido indicada solamente en dos zonas, una en el extremo Sud de la República y posiblemente otra en la provincia de Caupolicán por el Norte. Los afloramientos cámbricos en el Sud han sido estudiados en 1902 por la expedición de Steinmann, Hoek y Von Bistram. Una descripción detallada fué publicada en 1912 por G. Steinmann y H. Hoek (153). Los afloramientos están ubicados en la continuación septentrional de la Cordillera de Santa Victoria que pasa desde la Argentina al territorio boliviano, en la zona al Oeste de Tarija. Esta cordillera cerca de la frontera boliviana se divide en dos ramas: un cordón oriental de mayor altura que corresponde a la Cordillera de Tacsara (en la parte septentrional de esta cordillera están ubicadas las Abras de Iscayache y de Sama, con alturas de 3907 a 3985 m) y un cordón occidental que es la Cordillera de Yunchara. Hacia el Norte, es decir, en dirección al río Pilaya, ambas cordilleras van declinando. Entre los dos cordones mencionados está ubicada la cuenca de Tacsara (3600 m) que en parte es arreica. Estas cordilleras, aunque fuertemente recortadas, pertenecen morfológicamente al tipo de la Puna del Norte Argentino.

En estas cordilleras afloran dos anticlinales compuestos por estratos cambro-ordovícicos que se destacan también orográficamente.

El anticlinal oriental que, desde la Argentina con rumbo Norte, consti-

tuye el núcleo de la Cordillera de Tacsara hasta un poco más allá del Abra de Sama. El segundo anticlinal aflora a 15-20 km más al Oeste, constituyendo el núcleo de la Cordillera de Yunchara.

Acerca de la estratigrafía y tectónica de aquella zona nos informan los perfiles levantados por Steinmann; el perfil figura 28 está ubicado más o menos a 20 km más al Norte que el perfil de la figura 29.

Encima de un complejo basal compuesto de cuarcitas de color grisáceo o rojizo, que muestran surcos ondulados en los planos de estratificación y que carecen de fósiles (*cf* en el perfil), siguen areniscas micáceas ricas en fósiles. En ellas se encontró *Arionellus*, en la falda occidental del cerro Campanario (4650 m, situado en la Cordillera de Tacsara). Además, en la ladera occidental del paso de Escayache, a una altura de 3600 m aproximadamente, dieron *Olenus cf. argentinus* Kays. El número de especies parece ser reducido; pero los individuos de las trilobitas son numerosos, cubriendo a veces la superficie de los estratos. Generalmente se encuentran los fósiles en núcleos concrecionarios dentro de areniscas amarillentas deleznable; su conservación no es buena.

Según Gerth (65, pág. 86) el trilobite que fué descrito por Kayser como *Olenus*, pertenece a una especie de *Crepicephalus* que es muy difundida en los estratos que en Norteamérica contienen fósiles guías del Cámbrico medio. En su estudio fundamental acerca de la fauna de los esquistos cambro-ordovícicos de Sudamérica, Kobayashi (97) ha demostrado por el contrario que en Bolivia y en el Norte Argentino solamente aflora el grupo superior de la formación cámbrica. Con todo no tenemos pruebas hasta la fecha de que exista el grupo intermedio ni el grupo inferior del Cámbrico en Sudamérica.

Kobayashi distingue las siguientes subdivisiones del Cámbrico superior en el Sud de Bolivia:

1. Cuarcitas basales sin fósiles;
2. Areniscas con *Olenus argentinus* de la cuesta de Iscayachi, con *Plethopeltis megalops* en Chorcoya y Tacsara, y con *Jujuyaspis steinmanni* en Guanacuno.

Encima de estas areniscas descansan las pizarras negras con Parabolina andina de Salitre, que fueron puestas por Steinmann en el Cámbrico superior o en el comienzo del Ordovícico, y que según las nuevas investigaciones efectuadas por Harrington y Leanza (75) pertenecen indudablemente al Tremadociano (pág. 115).

Nuestros conocimientos acerca de la formación cámbrica, que probablemente aflora en la zona de las cabeceras del río Beni en Caupolicán, al pie oriental de la Cordillera, son escasos. Evans halló en 1903, cerca de Cochaiya, 5 km al NE de Pata (situado al NO de Apolo), dentro de esquistos violáceos, dos restos de trilobitas incompletos, atribuidos por Lake (107) a una especie de *Peltura* característica del Cámbrico superior.

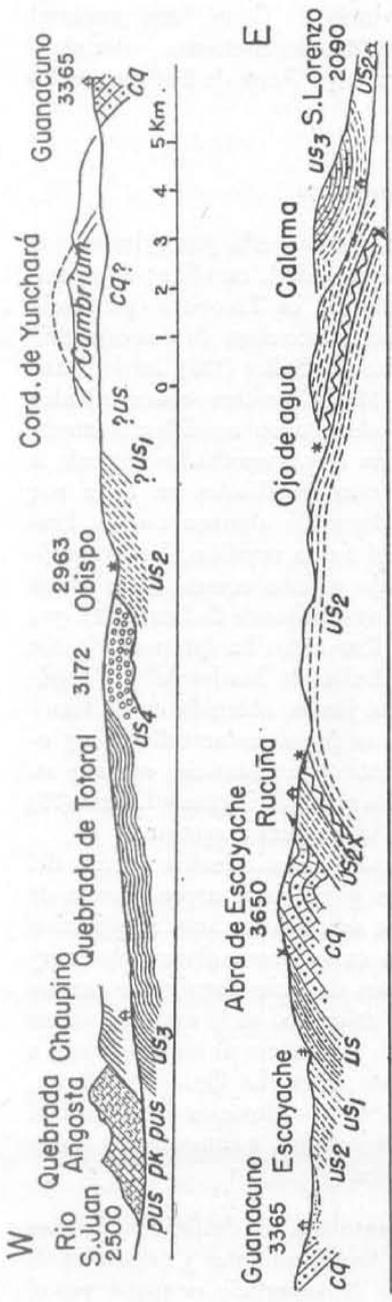


Fig. 28. — Perfil a través de las cordilleras de Tacara y Yunchara (según Steinmann): *cq* = areniscas y cuarcitas cámbricas; *us*, *us*₁, *us*₂ = areniscas y esquistos color gris verdoso, incluyendo cuarcitas claras (* los asteriscos indican los lugares de hallazgos de fósiles); *us*₃ = esquistos con *Diclyonema*; *us*₄ = esquistos geológicos calcarcos con *Orthis*; *us*₅ = esquistos micáceos arenosos color gris verdoso, con intercalaciones de cuarcitas; *pus* = areniscas de la Formación Puca; *pk* = Horizonte Calcáreo del Cretácico.

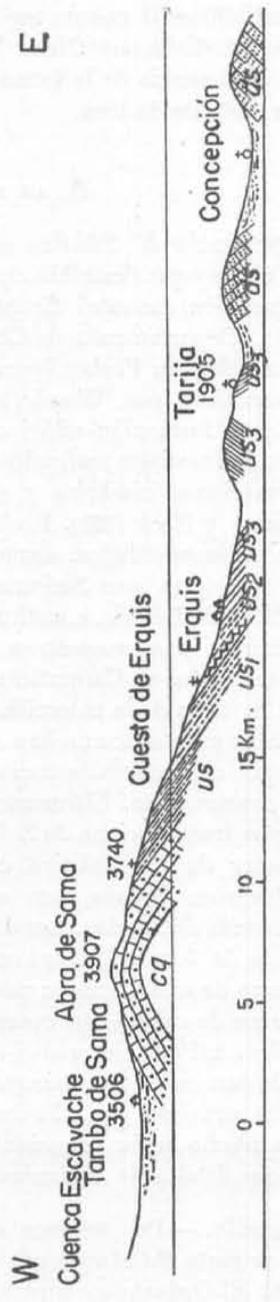


Fig. 29. — Perfil a través de la Cordillera de Tacara (según Steinmann): *cq* = cuarcitas cámbricas; *us* = areniscas y esquistos arenosos con capas de *Orthis* (* = hallazgo principal); *us*₁ = esquistos arenosos sin fósiles; *us*₂ = esquistos duros y oscuros con *Diclyonema* (* asterisco = hallazgo de fósiles en la Cuesta de Erquis); *us*₃ = esquistos micáceos arenosos grisáceos y verdosos (con fósiles en Tarija); *us*₄ = arcénica devónica.

Como el material recogido en 1904-1905 por la expedición de Erland Nordenskiöld en la misma región de la provincia de Caupolicán, material que fué estudiado por Oliver M. B. Bulman (42), no contiene fósiles cámbricos, la presencia de la formación cámbrica en el Norte de Bolivia resulta todavía bastante dudosa.

II. LA FORMACIÓN ORDOVÍCICA

La presencia del Silúrico en Bolivia fué comprobada por primera vez por d'Orbigny que describió cuatro fósiles de esta edad, en 1842; el mismo autor también encontró *Graptolithus murchisoni*, en Tacopaya (provincia Zudañez, Departamento de Chuquisaca). Las colecciones de fósiles silúricos, recogidas por Forbes fueron determinadas por Salter (133), las de Evans del Caupolicán por Wood (172) y Lake (107). Nuestros conocimientos acerca de la formación silúrica en Bolivia, adelantaron considerablemente después de los viajes realizados por Steinmann cuyos resultados respecto a las formaciones cámbrica y ordovícica, fueron publicados en 1912 por Steinmann y Hoek (153). Kozłowski (104) describió algunos nuevos braquiópodos inarticulados, sometiendo además a una revisión, los braquiópodos descritos por Steinmann. Un trabajo valioso acerca de la fauna graptolítica de Bolivia, constituyen los estudios prolijos de Bulman (42), que significan un gran progreso en este sentido. Este autor ha determinado los fósiles recogidos en Caupolicán por la expedición de Nordenskiöld (1904-1905). Se trata de la colección más completa jamás obtenida en Sudamérica. Estos graptolitos no han sido alterados ni por el metamorfismo regional ni por el contacto de rocas ígneas, y a estas circunstancias se debe su buena conservación. Ultimamente fué descrita por Harrington y Leanza (75) una fauna tremadociana de Salitre, cerca de la frontera argentina.

A pesar de los trabajos citados, nuestros conocimientos acerca del Ordovícico en Bolivia, son aún deficientes y precisan urgentemente de estudios más detallados. Las dificultades que se oponen a una subdivisión exacta de la formación ordovícica estriban en el desenvolvimiento muy monótono de una sucesión potente de estratos de facies esquistoso-arenosa que carece de calizas casi completamente, y asimismo en la extrema rareza de fósiles. Así por ejemplo el autor no pudo encontrar ni un sólo fósil, a pesar de una cuidadosa búsqueda, en la ruta entre La Quiaca y Atocha, donde se atraviesa por 150 km de largo la serie ordovícica bien visible. Ella es mucho mejor conocida en el Norte Argentino, a causa de las investigaciones detalladas realizadas por Harrington (73).

Extensión. — Los terrenos ordovícicos junto con los devónicos, ocupan la mayor parte del bloque paleozoico de los Andes centrales y orientales de Bolivia. El Ordovícico supera en extensión la superficie ocupada por el Devónico. Desgraciadamente, no se pudo efectuar en el mapa geológico,

una separación de ambas formaciones. En el mapa (fig. 30) he intentado trazar los contornos aproximados de las formaciones ordovícicas y devónicas, sobre la base de nuestros conocimientos actuales, que son deficientes. Según parece, resulta que una faja ancha del Ordovícico se extiende confor-

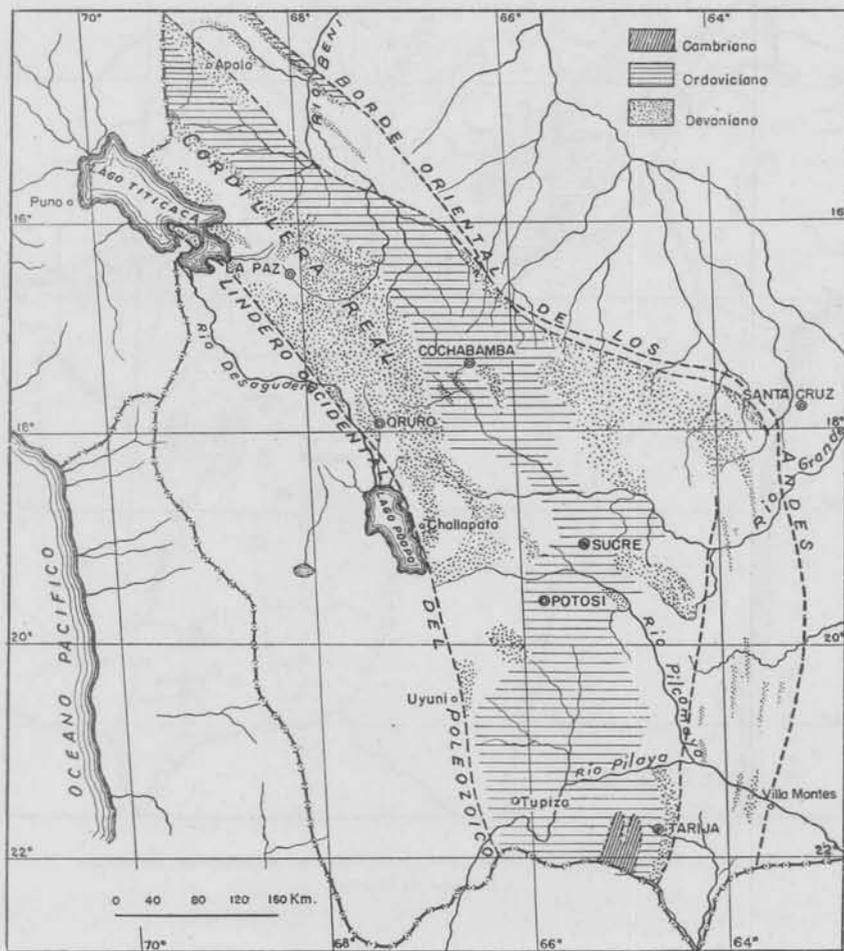


Fig. 30. — Mapa demostrativo de la extensión del Cámbrico, Ordovícico y Devónico en el bloque andino

me al rumbo andino por toda la República, acompañada por ambos lados por sedimentos devónicos, lo que indicaría un « megaplegamiento » en el sentido de W. Penck.

Los hallazgos de fósiles ordovícicos y gotlándicos citados en la bibliografía, se hallan indicados junto con los hallazgos de fósiles devónicos, en el mapa (fig. 31).

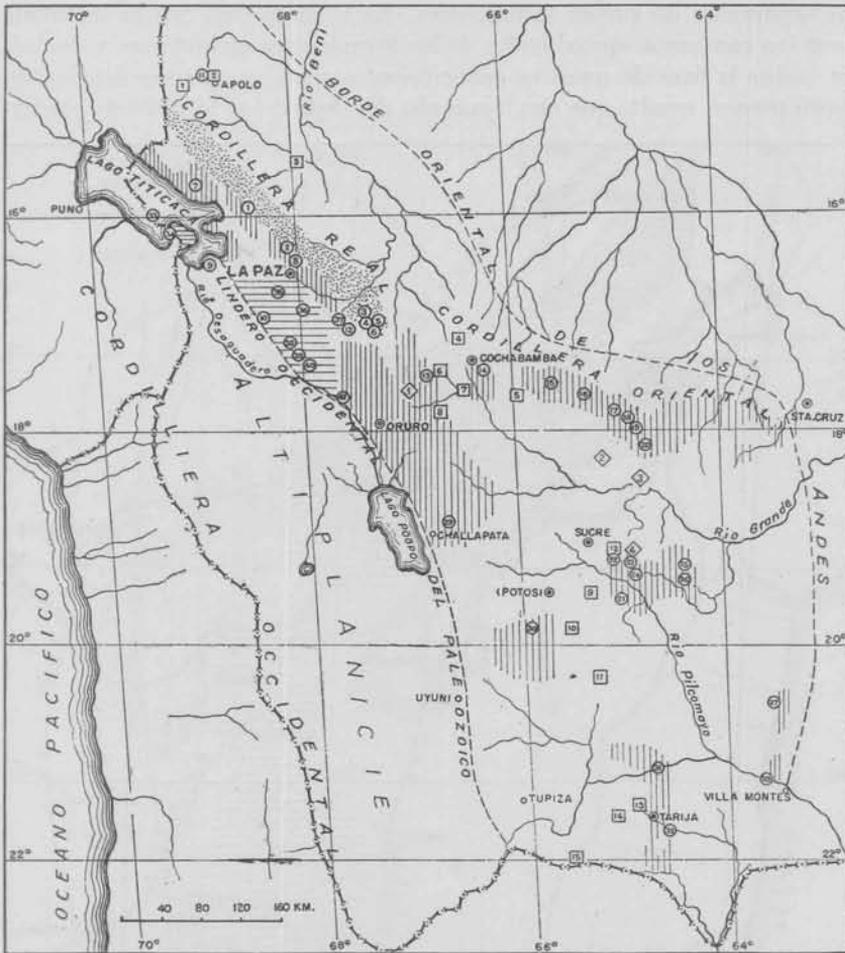


Fig. 31. — Mapa demostrativo de los hallazgos de fósiles en el Ordovícico, Gotlándico y Devónico de Bolivia

EXPLICACIÓN DE LA FIGURA 31

A. Ordovícico (asterisco = facies graptolítica):

- *1. Río Pelechuco (Wood); Korpa, Mojos, Capamitas, Cule, etc. (Bulman).
- *2. Apolo (Lake); Santa Cruz del Valle Ameno y Crucero (Bulman).
- *3. Cerro Pilón y Río Kaka, cerca de Guanay (Wood y Lake).
4. Cordillera de Cochabamba (Palca del Tunari, Viloma, Molino, Arocagua, etc.) (Steinmann).
5. Totorapampa, en la cadena de Kkuri, entre Mizque y Arani (Steinmann).
6. Cuesta de Tapacari, al O de Cochabamba (Steinmann).
7. Cerro Pocotaita cerca de Capinota (Steinmann y Kozlowski).

8. Mina Jatunkaka al SE de Colcha (Kozlowski).
9. Abra Escalera, entre Mataca y Tambillos (Steinmann).
10. Pampa de Otavi al SE de Potosí (Steinman).
11. Tambo Sivingamayo al NE de la Cordillera de Lique (Steinman).
12. Combate, entre Yamparáez y Tarabuco (Steinmann).
- * 13. Cuesta de Erquis, al Oeste de Tarija (Steinman).
14. Abra de Choncoya, entre Tacsara e Iscayachi; Tambo Guanacuno (Steinmann).
15. Salitre (Steinmann, Harrington y Leanza).

B. *Gottländico* :

1. Abra Incacaray (Knod).
2. Aiquile-Montecillos (Knod).
3. Valle de Mataral (finca Constancia) y la Barca (Steinmann).
4. Tarabuco (Knod, Kozloski).

C. *Devónico* :

- a) Estratos con acidaspis de la Cordillera Real (punteado) :
 1. Falda occidental del Illampu (Forbes).
 2. Milluni y Chacaltaya (Hauthal, Kozlowski).
 3. Araca (Steinmann, Swartz).
 4. Chojñacota (Kozlowski, Swartz).
 5. Pacuni (Kozlowski, Swartz).
 6. San Roque, Cordillera Vera Cruz (Schuchert).
- b) Estratos de Icla (rayas verticales) :
 7. Serranía de Matilde (Ahlfeld y Glazewski).
 8. Chacaltaya y Chuquiaguillo (Hauthal, Kozlowski).
 9. Taraco, Tiahuanacu, etc. (piedmont gravels) (Douglas, Swartz).
 10. Coniri (Douglas).
 11. A tres millas al NO de Apolo (Evans-Lake, Welter).
 12. Yaco (Knod, Swartz).
 13. Cuesta de Tapacari y Challa (Knod).
 14. Angostura al SE de Cochabamba (Knod).
 15. Entre Totora y Vacas (Ulrich).
 16. Totora (Dereims-Knod).
 17. Entre Totora y Chalhuaní (Ulrich).
 18. Entre Chalhuaní y Oconi (Ulrich).
 19. Entre Oconi y Pulquina (Ulrich).
 20. Entre Pulquina y Agua Blanca (Ulrich).
 21. Ollacasa (Knod).
 22. Tarabuco (Ulrich, Knod, Kozlowski).
 23. Entre Tarabuco e Icla (Knod).
 24. Icla, Chahuarani, Huamampampa o Candelaria (Ulrich, Knod).
 25. Padilla (Dereims-Knod).
 26. Entre Padilla y Alcalá (Dereims-Knod).
 27. Mandiyuti (Bonarelli).
 28. Quebrada de los Monos (Bonarelli).
 29. Ancocata.
 30. Yura (Homann, citado de Knod).
 31. Río Camblaya (Bonarelli).
 32. Piedra Pintada, Santa Ana y Cóndor cerca de Tarija (Steinmann, Courty).

D. *Estratos de Sicasica* (rayas horizontales) :

33. ? Isla del Sol (Agassiz y Garman).
34. ? Cosigata en la península de Copacabana (Agassiz y Garman).
35. Cerro Letanía cerca de Viacha (Kozlowski).
36. Región de Sapahaqui y Caracato (Kozlowski).
37. Río Luribay (Kozlowski).
38. Cerros al E de Ayoayo (Kozlowski).
39. Cerros al E de Patacamaya (Kozlowski).
40. A quince km al NE de Sicasica (Kozlowski).
41. La Barca (Ahlfeld).

A lo largo de la frontera argentina, los sedimentos ordovícicos pasan al territorio boliviano, en una anchura de más o menos 140 km. Estratos devónicos se conocen únicamente al Este de aquella faja, en el sinclinorio de Tarija. También en la latitud de Sucre, el Ordovícico predomina en superficie en comparación con los afloramientos del Devónico; no obstante ya aparece allí con mayor frecuencia en los sinclinales. El perfil entre Oruro y Cochabamba muestra ya en mayor escala la presencia de terrenos devónicos, intercalados entre el Ordovícico. En cambio la Cordillera de Cochabamba (y probablemente también su prolongación noroccidental o sea la Cordillera de Cocapata y Arcopongo) se componen enteramente de estratos ordovícicos, como asimismo el distrito entre Cliza y Arani (al E de Totorá). En el Norte de Bolivia predomina más bien la formación devónica que constituye el núcleo de las Cordilleras altas, mientras que en la zona pedemontana oriental, sobre largos trechos fué comprobada la presencia del Ordovícico.

En la zona subandina la existencia de estratos ordovícicos fué comprobada con alguna probabilidad, hasta el presente solamente en las « Cuarcitas de Cosincho » que afloran en el borde oriental de los Andes, en ambos lados de la salida del río Beni de la región cordillerana.

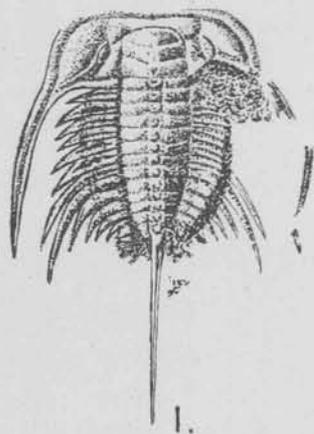
Estratigrafía. — Los estratos ordovícicos fueron reconocidos en forma más detallada, en la sección del Sud, entre Tarija y Villazón, cerca de la frontera argentina. Según muestran los perfiles (figs. 28 y 29), las areniscas cuarcíticas del Cámbrico (*cq*) pasan hacia el techo sin ninguna discordancia a areniscas y esquistos de color gris verdoso, con intercalaciones de cuarcitas de color claro; encima de este grupo yacen esquistos oscuros con *Dictyonema* (*us*₂); después siguen esquistos calcáreos geódicos con *Orthoceras*, y finalmente esquistos micáceos arenosos de color gris verdoso que incluyen capas cuarcíticas.

Cerca del Tambo Guanacuno situado en el camino carretero de Tarija a Camargo, en la vertiente septentrional de la Cordillera de Yunchara, los esquistos con *Dictyonema*, según Steinmann-Hoek (153), han suministrado la siguiente fauna (enmendada por Kobayashi):

Dictyonema flabelliforme.
Asaphellus catamarcensis.
Asaphellus americanus.
Plathometopus microphthalmus.

Más o menos el mismo horizonte muestra, en el ala oriental del anticlinal cámbrico que constituye el Abra de Sama (al Oeste de Erquis), el siguiente perfil (según Steinmann y Hoek):

Techo: *e*) Areniscas finas y esquistos arenosos de color gris azulado a amarillento, con surcos ondulados en los planos de estratificación que están muy plegados. Fósiles no se han hallado;



Fósiles del Ordovícico (según Steinman y Hoek) : 1, *Parabolina andina* (Hoek) Kobayashi. Salitre ; 2, *Lingula muensteri* d'Orb., Molino cerca de Cochabamba ; 3, *Tunaria cochabambina* Hoek., Palca del Tunari ; 4, *Bistramia elegans* Hoek., Totorapampa ; 5, *Pizarroa quichuana* Hoek., Totorapampa ; 6, *Orthis cf. edgelliana* Salter., Totorapampa.

- d) Más abajo, esquistos silíceos finos blanquecinos con concreciones de limonita; sin fósiles (en las capas inferiores de este piso cerca de San Lorenzo se halló *Parabolinopsis mariana* Hoek);
- c) Esquistos silíceos de color gris verdoso o negruzco, con *Dictyonema Murrayi* Hall var. *Tarijensis* Hoek, *Dictyonema irregularis* Hall., *Tetragraptus* cf. *Headi* Hall;
- b) Esquistos grisáceo-verdosos, algo tobáceos con braquiópodos esporádicos;
- a) Esquistos amarillentos con algunas capas negruzcas llenas de trilobitas y braquiópodos deformados. En una capa se halló *Dictyonema*; *Asaphus* cf. *nobilis*, *Cheirurus* sp., *Pliomera* sp. La potencia total de los pisos a-d abarca más o menos 300 m.

De este mismo lugar Courty (48) ya había descrito, por primera vez, estratos con *Dictyonema*.

A 45 km. al ESE de Villazón, encima de la altiplanicie de la Puna, Steinmann y Hoek encontraron, cerca de la estación aduanera de Salitre, una fauna de trilobitas, en parte bien conservada. Ultimamente este sitio fué reconocido nuevamente por Harrington y Leanza (75). El Ordovícico aflora allí en dos horizontes, en posición muy enderezada, con una potencia total que se aproxima a los 300 m.

El horizonte superior consiste en esquistos negros laminados que contienen:

Dictyonema flabelliforme Eichwald

Geranostus sp. indet.

Parabolina andina (Hoek) Kobayashi (= *Parabolinella andina* Hoek);
compárese Lám. I, 1.

Jujuyaspis keideli Kobayashi.

El horizonte inferior se compone de esquistos negros lustrosos con intercalaciones de bancos delgados de areniscas; contiene la siguiente faúna:

Gallagnostus bolivianus (Hoek) Howell (= *Aagnostus bolivianus* Hoek).

Kainella conica (Hoek) Kobayashi.

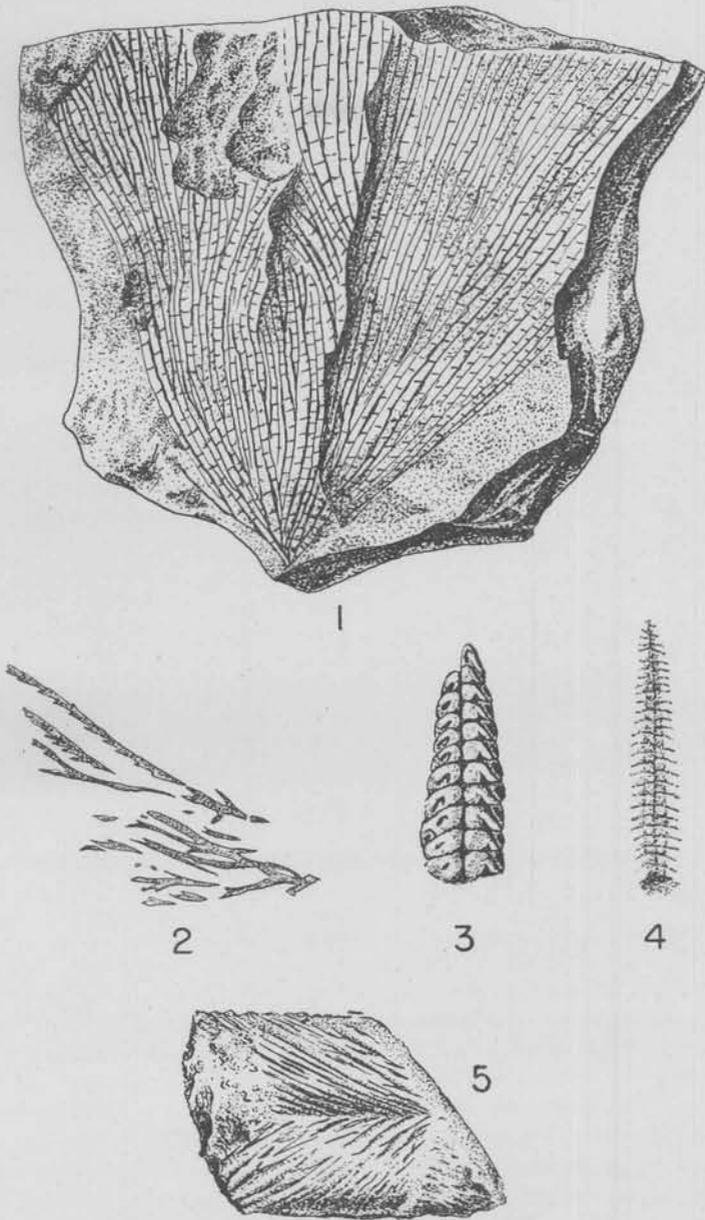
Parabolina aheidotopyge Harrington.

Beltella ulrichi (Kayser) Harrington (= *Liostracus ulrichi* Kayser).

Plethometopus microphthalmus Kobayashi.

Según Harrington y Leanza los esquistos de Salitre deben ser atribuidos al Tremadociano inferior (en base a los fósiles guías como *Kainella conica* y *Dictyonema flabelliforme*), así como también el horizonte con los fósiles arriba citados de Guanacuno; mientras que, según Kobayashi, los esquistos de Erquis con *Dictyonema* y también los esquistos blanquecinos, que en la cuesta de Escayache contienen *Parabolinopsis mariana* Hoek, corresponderían a los pisos superiores del grupo tremadociano; los esquistos con *Didymograptus nitidus*, según Bulman, pertenecen ya al Arenigiano.

La facies batial del Ordovícico, con esquistos graptolíticos, que está exce-



Fósiles del Ordovícico (según Steinmann y Hoek): 1, *Dictyonema murrayi* Hall var. *tarijensis* Hoek. Cuesta de Erquis; 2, *Dictyonema irregulare* Hall, Erquis; 3 y 4, *Diplograptus whitfieldi* Hall, Otavi; 5, *Cruziana* cf. *furcifera* D'Orb., Palca del Tunar ($\frac{1}{4}$ del tamaño natural).

Todos los puntos mencionados están situados en la provincia Caupolicán del departamento de La Paz. Pertenecen a la continuación de la misma faja ordovícica que fué estudiada en el departamento de Carabaya, en el Sud del Perú, donde los estratos de referencia afloran en el río Inambari y en otros afluentes del mismo río.

En lo que se refiere a la extensión y subdivisión de la formación ordovícica en general, Bulman da el siguiente cuadro respecto a Bolivia :

	Colección Nordenskiöld						Cule (Evans)	Tacopaya (d'Orbigny)	Tarja (Courty; Steinmann-Hock)
	Korpa	Maseallayta	Mojos-Capamitas	Tuiche	Capamitas-Puina	Pata-Crucero			
Caradociano.....	×	×	...	?
Llandeiliano.....
Llanvirniano.....	×	×	×	×	×	...	×	×	...
Arenigiano.....	×
Tremadociano.....	?

Resulta que el Llanvirniano está desarrollado más fuertemente en el Caupolicán (y en la zona limítrofe del Perú). Falta el Llandeillano y el grupo caradociano está representado pobremente.

El grupo llanvirniano fué dividido por Bulman en un piso inferior y otro superior. El piso inferior, que aflora en las cercanías de Korpa, entre Puina y Capamitas como asimismo en las proximidades de Cule, está desarrollado en Korpa (hallazgo muy rico en fósiles) en una facies de esquistos de color grisáceo a pardusco. Sus fósiles característicos son : *Didymograptus* aff. *bifidus*, *D. stabilis*, *D. artus*, *Tetragraptus* y *Triarthrus* aff. *fischeri*.

El piso superior del Llanvirniano, que está representado en la zona de Korpa en forma de esquistos de color gris azulado, aflora también entre Mojos y Capamitas, en Maseallayta y entre Capamitas y Puina, conteniendo los siguientes fósiles característicos : *Phyllograptidos*, *Glyptograptus dentatus*, *Amplexograptus* cf. *confertus*, *Lasiogreaptus*, *Glossograptus holmi* n. sp., *Didymograptus murchisoni*, etc.

El grupo caradociano, desarrollado entre Crucero y Santa Cruz del Valle Ameno, como asimismo entre Pata y Crucero, en forma de esquistos jabonosos de color salmón, contiene los siguientes fósiles guías : *Dicranograptus nicholsoni*, *Schizocrania* aff. *filosa* y *Orthograptus* cf. *calcaratus* var. *basilicus*.

Aparte de estas graptolitos, Bulman describe además los siguientes fósiles de Korpa :

Triarthrus aff. *fischeri* Billings.

Saukia sp.

Orthis.

Endoceras sp.

Infortunadamente no fué posible reproducir algunas de las hermosas láminas de la obra de Bulman.

Respecto a la subdivisión de la formación ordovícica en la parte intermedia de Bolivia, donde cubre gran terreno en el distrito comprendido entre Sucre y Cochabamba, Steinmann destaca el hecho de que no se pudo observar perfiles que abarcan una mayor extensión vertical. Como los sedimentos ordovícicos generalmente se hallan desarrollados en aquella zona, en una facies nerítica y arenosa, se pueden esperar frecuentes cambios en la composición litológica, tanto horizontal como verticalmente. Las pocas faunas descritas son demasiado escasas para proporcionarnos apoyos seguros para una subdivisión detallada.

Con fines de ilustrar el desarrollo nerítico del Ordovícico en la parte central de Bolivia, reproducimos a continuación una parte del cuadro estratigráfico establecido por Steinmann y Hoek, poniendo de relieve la indole netamente provisional de este perfil (de arriba hacia abajo):

5. *Cuarcitas superiores*. — Son cuarcitas blanquecinas, cenicientas o rojizas, generalmente separadas en bancos gruesos. Contienen a veces trozos de arcilla. Las cuarcitas sirven para piedras de moler. Su potencia se estima en 100 m aproximadamente.

Fósiles: Contienen a menudo cañitos verticales de *Scolithus*, pero otros fósiles son raros. Se halló una especie *Nucula* a 3 km. al Sud de Cochabamba, en el camino a Caraza.

Afloramientos: Tambillo-Ollacasa (al Este de Potosí); cerro Lamarani al Oeste de Capinota; Molino al SE de Arani (al ESE de Cochabamba); Cochabamba-Caraza.

4. *Areniscas con Lingula*. — Areniscas finas micáceas, a veces arenosas, de color gris verdoso. Muestran generalmente una estratificación en bancos gruesos. Potencia por lo menos 300 m, pero en algunos lugares probablemente mucho más. No existe una separación distinta de las areniscas subyacentes con *Bilobites*.

Fósiles: *Homalonotus bistrami* Hoek, *Arca gracilis* Hoek, *Lingula muensteri* d'Orb., *L. lineata* Hoek., *L. inornata* Hoek, *Tunaria cochabambina* Hoek, *Pizarroa quichuana* Hoek, *Bistramia elegans* Hoek.

Afloramientos: Este piso se halla muy difundido en el distrito comprendido entre Potosí-Sucre y Cochabamba, siempre como yacente de las «cuarcitas superiores» y en el techo de las areniscas con *Bilobites*. Steinmann encontró los fósiles citados especialmente en Combate (entre Tarabuco y Yamparáez (al Este de Sucre), en Tambillos (al SE de Potosí), en Molino y Totorapampa (al SE de Arani, en la cadena de Khuri); y, por fin, en la Cordillera del Tunari, por ejemplo en Iscaypata y cerca de la «Palca del Tunari».

3. *Areniscas con Bilobites*. — Son areniscas cuarcíticas, en parte arcillosas, generalmente bien estratificadas, de color gris verdoso. Su potencia asciende a 500 m.

Fósiles: Aparte de vestigios de Lingulidos se halla con frecuencia solamente *Cruziana furcifera* d'Orb. (Véase Lám. II, 5).

Afloramientos: Este horizonte se halla casi en todas partes en el yacente de las areniscas con *Lingula* y no existe una separación pronunciada de este horizonte superior. Como los equivalentes de ambos grupos considera Steinmann en el Sud de Bolivia, donde no se conocen los dos grupos:

Esquistos arenosos de color gris verdoso y cuarcitas, que a menudo muestran surcos ondulados en los planos de los estratos; este horizonte que alcanza una potencia de varios cientos de metros y que carece casi de fósiles, ocupa allí, en muchos lugares, un nivel alto dentro del sistema ordovícico.

2. *Esquistos geódicos*. — Esquistos arcillosos oscuros, generalmente negros y blandos, a veces con capas más duras. Contienen geodas chatas y capas calcáreas. Potencia 300 a 500 m.

Los fósiles por lo general son escasos o limitados a ciertos niveles delgados y consisten en *Ogygia liquensis* Hoek, *Trinucleus kruegeri* Hoek, *Calymene diademata* (?) Barr., *Megalaspis americana* Hoek, *Chasmops* cf. *bucculenta* Sjögren, *Orthoceras bolivianum* Hoek, *Endoceras* sp.

Afloramientos: Obispo (entre Tarija y el río San Juan), Quechisla en la falda del Chorolque, cerro Lique (al Sud de San Lucas), cerro Pocotaica al NO de Capinota.

1. *Cuarcita intermedia*. — Este piso se compone de cuarcitas compactas, de color grisáceo y rojizo, de un espesor que varía entre 200 y 300 m. No ha proporcionado este piso, que se ha observado con certeza únicamente en la Cuesta de Tapacarí, fósiles.

Hasta el presente la posición estratigráfica de los esquistos geódicos (nº 2) no se conoce con seguridad. Steinmann, sin embargo, insistió en que los niveles nº 3 y 4 (con *Bilobites* y *Lingulas*) siempre aparecen en los horizontes superiores del sistema ordovícico, de manera que puede suponerse que ellos correspondan al Caradociano; ésta es también la opinión de Bulman. Entonces el nivel nº 5, es decir las cuarcitas superiores, deberían ser atribuidas al Ashgilliano o tal vez al Llandoveryano Inferior. Hemos de repetir que respecto a estas correlaciones serán necesarios estudios especiales en el futuro, por ejemplo referente a la posición exacta del horizonte con *Diplograptus whitefieldi* Hall que aflora en Otavi, al SE de Potosí (Lám. II, 3 y 4). No se sabe si los esquistos arenosos y cuarcitas de color gris verdoso de este lugar, en los cuales se hallaron los *Diplograptus*, son un equivalente de los esquistos con *Lingula* (piso nº 4).

De todas maneras consta que un desarrollo típico de los pisos superiores del Ordovícico existe en la Cordillera Oriental de Bolivia, que se extiende como un gran bloque elevado, desplazado hacia el macizo antiguo brasileño en el Oriente, sobre una longitud de 300 km desde 16°30' hasta 18°

latitud Sud. Este gran macizo comienza por el NO con la Cordillera de Arco-pongo, continuando al Sud de río Ayopaya en la Cordillera de Cocapata; al Norte de la cuenca de Cochabamba se llama Cordillera de Cochabamba o del Tunari. La misma serranía se prolonga en los cerros de Málaga y en la Cordillera de Totora hacia el Este hasta el río Yapacaní. En su parte intermedia, es decir en la Cordillera de Cocapata y del Tunari, muchas cumbres alcanzan 5000 m de altura y más. Son característicos los colores oscuros y sombríos de estas cumbres (fig. 33).

Hasta el presente no se sabe con exactitud hasta qué grado participan

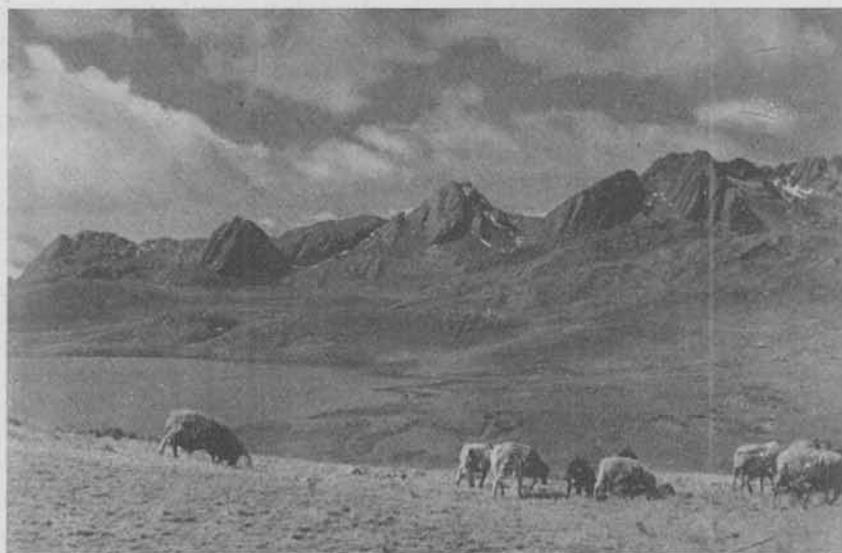


Fig. 33. — Cordillera de Cocapata

en esta cordillera los estratos ordovícicos y los devónicos. El Devónico se conoce especialmente al Este de Totora. En cambio parece que la parte principal del bloque, por lo menos la zona intermedia de las cumbres altas del Tunari, consiste en Ordovícico cuyos estratos demuestran un fuerte metamorfismo regional. Las areniscas duras con Bilobites (piso n° 3 de Steinmann) aparecen en todas partes en buenos afloramientos. Rodados de areniscas que se hallaron cerca de las aguas termales de Liriuni, situadas al pie del macizo del Tunari, contienen magníficos ejemplares del fósil problemático *Cruziana furcifera* d'Orb. (Lám. II, 5).

En todas las quebradas que bajan de la Cordillera del Tunari, desembocando en la cuenca de Cochabamba, desde el río de Viloma hasta la quebrada de Arocagua cerca de la ciudad, en areniscas oscuras esquistasas y pizarras, se hallan numerosos ejemplares de *Lingula*. El mismo horizonte aflora

también más al SE, en la cadena de Kkuri situada entre Mizque y Arani, donde Steinmann halló muchos fósiles en « Totorapampa ».

A este horizonte de los « esquistos con *Lingula* » pertenecen tal vez también los esquistos con geodas que afloran alrededor de la mina Jatuncaca en el cerro Leque al Sud de Colcha. Kozłowski (104) describió en estas geodas encontradas en los desmontes de la mina, una nueva especie de las *Obolidae* (*Andobolus jackowskii* Kozl), junto con otros braquiópodos como por ejemplo *Lingula amygdala* y *L. balderrami*.

En el cerro Leque el Ordovícico se halla sobreescurrido arriba de la Formación Puca, de manera que existe una pseudoconcordancia entre ambas formaciones que buzan con fuerte inclinación hacia SO. Respecto a la subdivisión detallada del Ordovícico, Kozłowski no da mayores detalles.

Cerca de Capinota el mismo autor encontró *Bistramia oboliformes*, *Orbiculoidea capinotae* y *O. oboliformis*; todos estos fósiles pertenecen probablemente también al piso de los « esquistos con *Lingula* » de Steinmann. La presencia de la especie de *Homalonotus* pone de manifiesto que este piso n° 4 debe ser atribuido al Ordovícico superior.

En esta oportunidad hemos de mencionar el hallazgo de *Orbiculoidea singewaldi* en una arenisca esquistosa amarillenta de la falda del Cerro de Potosí; hallazgo que motivó una viva controversia, pues el fósil fué descrito en 1917 por Schuchert, en Berry (23), como *Discinisca singewaldi* del Neoterciario, hasta que Steinmann (150) aseguró que se trataba de un fósil del Ordovícico.

Según Kozłowski, la mayor parte de las determinaciones paleontológicas efectuadas por Hoek son algo imprecisas, de manera que se necesitan nuevos estudios acerca de esta fauna. Así por ejemplo Kozłowski reúne en el género *Bistramia* las formas asimétricas de los braquiópodos del piso n° 4, que fueron descritas por Hoek como *Pizarroa quichuana* (Lám. I, 5) y *Tunaria cochabambina* (Lám. I, 3), con *Bistramia elegans* (Lám. I, 4) y con *Bistramia oboliformis* Kozl.

En resumen parece que la formación ordovícica está representada en Bolivia en su pleno desarrollo, tanto en el Norte (Caupolicán) como en el Sud. La facies en parte es batial-graptolítica y en parte esquistosa-arenosa, sin depósitos calcáreos. La potencia total del sistema ordovícico no puede ser estimada con exactitud sobre la base de nuestros conocimientos actuales, no existiendo perfiles completos de toda la serie; no obstante puede suponerse que excede de los 5000 m. Queda en suspenso la cuestión de si el Ordovícico pasa sin hiato a la formación gótlándica (como parecía a juzgar por los perfiles de Steinmann) o si existe una interrupción entre ambas formaciones.

III. LA FORMACIÓN GOTLÁNDICA

I. Estratigrafía

En Bolivia, especialmente en la zona meridional del geosinclinal preandino, parece que la sedimentación ha continuado sin interrupción desde el Ordovícico, por todo el período silúrico, hasta el Eodevónico. La determinación paleontológica del Gotlándico es difícil, porque generalmente sus terrenos están desarrollados en forma de areniscas que carecen de fósiles. En el techo de los estratos con *Lingulas* y *Bilobites*, que corresponden al Ordovícico superior, Steinmann observó, en varios puntos, areniscas cuarcíticas de más o menos 100 m de potencia, que aparte de una *Nucula*, contienen únicamente galerías de vermes (*Scolithus*). Recién en las capas superiores de este grupo aparecen los fósiles nuevamente. Este piso está constituido por las areniscas con *Clarkeia antisimensis* d'Orb. (lámina III, 5). Clarke (46) hizo notar por primera vez, la edad gotlándica de este fósil, que había sido descrito en la Argentina bajo el nombre de *Liorhynchus bodenbenderi* Thom. Kozłowski (102) examinó detalladamente los yacimientos de este fósil, que es bastante variable, y estableció el nuevo género de *Clarkeia*. Señaló, además, la vasta distribución de los estratos de *Clarkeia* en la zona comprendida entre Cochabamba y Tarabuco. Los sitios donde se hallaron los fósiles, están señalados en el mapa (fig. 31). La existencia del horizonte referido fué comprobada en los alrededores de Mizque y al Sud de Aiquile cerca de Novillero, además en la orilla del río Mataral que es un afluente septentrional del río Grande. Steinmann (153) observó en la orilla de este río, cerca de la finca Constancia, encima de las areniscas con *Bilobites*, primero areniscas blancas cuarcíticas sin fósiles, y encima esquistos cuarcíticos oscuros llenos de *Clarkeia antisimensis*. Sobre de este horizonte yacen pizarras arenosas, en las cuales aparecen estratos calcáreos con *Ortóceras* y *Loxonemas*, y que probablemente ya deben ser colocadas en la base del Devónico.

Un perfil similar describe Kozłowski (101) en Tarabuco, al SE de Sucre. Encima de los estratos ordovícicos con *Cruziana furcifera* d'Orb., que afloran con una potencia de varios centenares de metros, entre el valle del río Chilca (afluente oriental del río Pilcomayo) y la serranía de Tarabuco, yacen en forma concordante, los siguientes pisos:

1. Cuarcitas blanquecinas, sin fósiles de más o menos 40 m de espesor.
2. Areniscas cuarcíticas de color amarillento claro o rojizo, con numerosos restos de *Clarkeia antisimensis*, de 30 m de potencia.
3. Pizarras arenosas cenicientas o amarillentas, alternando con bancos de areniscas; con un espesor total de varios centenares de metros. En su parte superior, contienen los mismos fósiles que el piso intermedio de Icla (*Cryphaeus australis*, *Cyphaspis dereimsi*, *Orthoceras steinmanni* y *Ambocoelia pseudoumbonata*).

El piso 2 es bien visible dentro de la zona urbana de Tarabuco, donde areniscas blanquecinas cuarcíticas contienen *Clarkeia* en cantidad, sin otros fósiles.

Ambos perfiles demuestran que el horizonte con *Clarkeia* está situado entre el grupo ordovícico y la base del sistema devónico. Pero hacen falta fósiles concomitantes que pudieran comprobar la edad exacta de este piso, pues los fósiles existentes son poco característicos. En la Argentina, *Clarkeia antisiensis* se halla junto con muchos otros fósiles cuya edad gotlándica fué comprobada por Clarke. Por tal motivo debe aceptarse la misma edad para este mismo horizonte en Bolivia. A pesar de su espesor reducido, este piso tiene vasta propagación en la Cordillera Andina. En Bolivia, se conoce por lo menos sobre una extensión de 180 km, desde Mizque hasta Tomina. Entre este punto y la región de Jachal en la Argentina, media una distancia de 1300 km. El Horizonte de referencia parece pasar también al territorio peruano, pues Balta cita *Clarkeia antisiensis* en Carabaya.

En todas partes de la Cordillera, se inicia a fines del Gotlándico superior, una nueva transgresión marina que continúa durante la época eodevónica; mientras parece que el Gotlántico inferior, está representado por sedimentos arenosos, en gran parte de origen terrestre, los que indican en aquella época tuvo lugar una regresión marina.

2. Indicios de glaciaciones paleozoicas

Mientras que en los Andes y en la Precordillera argentina se ha comprobado la presencia de varios horizontes glaciales dentro de las formaciones ordovícica, gotlándica y carbonífera (consúltese el resumen publicado por Keidel (92), en Bolivia hasta el presente no se ha prestado suficiente atención a tales fenómenos. Recién O. Schlagintweit (138) ha traído una contribución interesante a la cuestión de la probable existencia de una época glacial, cuyos depósitos estarían encerrados dentro de los estratos del Paleozoico antiguo de Bolivia. El autor mencionado halló en la región de Zapla (Departamento de Jujuy, en el noroeste de la Argentina) cerca de la base de un yacimiento de hierro, tilitas de origen glacial marino, de gran extensión. La edad exacta del horizonte glacial quedaría fijada por hallarse en él *Calymene blumenbachi* del Wenlock. Las capas que contienen las tilitas, se encuentran encima de estratos probablemente ordovícicos, y debajo de capas, que se presume sean devónicas; no obstante hay que notar que también estos estratos, los subyacentes como los suprayacentes, casi carecen de fósiles y que su edad se basa de analogías litológicas, aparte de algunas Lúngulas y Scólitos en el grupo de areniscas, sobre las cuales descansan las tilitas. El « Horizonte Glacial de Zapla », de 20 m de potencia, fué observado por Schlagintweit en varios otros lugares situados en las provincias argentinas de Salta y Jujuy, como un horizonte guía. Pero la gran difusión

de estos depósitos glaciares no se limita a la Argentina. En Bolivia los encontró Schlagintweit en los siguientes puntos:

a) En las quebradas cabeceras del río Orozas, que son arroyos que vienen de la Cordillera de Ñauparuna, es decir, desde el Este. El río Orozas viene del Norte, de la comarca de Padcaya, se junta con el río Candado y forma con él el río Bermejo que corre en parte por la frontera boliviano-argentina. El camino de Padcaya a Orozas, antes de bajar al río Orozas, corta una terraza fluvial cuyos depósitos fueron acarreados desde el nacimiento; terraza que consiste, según las observaciones realizadas por Ahlfeld, casi exclusivamente en cantos rodados de una sienita clara y de granito. Investigaciones futuras podrán demostrar si estos rípios proceden de la erosión de pequeños macizos sieníticos que se encajan dentro de la Cordillera de Ñauparuna, o si se trata de los productos acarreados de tilitas desnudas.

b) Un poco más al Norte, en la Angostura del río Tarija, al Este de Concepción, el río atraviesa la última cadena ordovícico-devónica situada más al nacimiento, antes de entrar en la zona subandina. Según Schlagintweit, el horizonte glaciar allí es muy arenoso y bastante bien consolidado.

c) En la carretera de Villamontes a Tarija, en la parte inferior de la subida al Abra del Cóndor.

d) Los dos próximos afloramientos se encuentran mucho más al Norte, en la latitud de Oruro. Schlagintweit observó el horizonte glaciar en la quebrada de Catavi, cerca del centro minero de Llallagua, situado a 75 km al SE de Oruro (fig. 57). Las tilitas contienen allí numerosos cantos rodados, de un tamaño reducido. El techo de la tilita está formado por una arenisca fina de color gris azulado, de una potencia de 25 a 30 m. Sigue hacia arriba un complejo de varios centenares de metros compuesto de esquistos y arcillas arenosas, con bancos de areniscas intercaladas, de aspecto devónico. Los colores de los esquistos son gris-verdosos, grises y gris-oscuros hasta negros (estación de Llallagua). Este complejo pasa a un grupo de areniscas coloradas, todavía devónicas. Encima descansan, con perceptible discordancia, los « Red beds » del Cretácico (Formación Puca). Según Turneaure (165a) los estratos más antiguos que forman el núcleo de aquel anticlinal, en el cual penetró la intrusión dacítica de Llallagua, son las « Cuarzitas basales » (denominadas también « Grauvacas Cancañiri »). Encima de estas cuarzitas y grauvacas yacen las « areniscas de Llallagua ». Las zonas periféricas del anticlinal están constituidas por las « Pizarras de la Pampa », que tienen gran potencia y en las cuales se hallaron fósiles devónicos. Según Schlagintweit, las « Cuarzitas basales » corresponderían al horizonte tilítico. Según estos indicios, el Gotlándico estaría desarrollado allí también constituyendo los sedimentos más antiguos del anticlinal de Llallagua.

e) A 15 km al Este de Uncía, en la subida de la senda que conduce de Chayanta a Amayapampa, según informaciones del señor ingeniero H. Block, el horizonte glaciar está excelentemente desarrollado. Ahlfeld, que

visitó el punto de referencia, dentro de una masa grisácea no estratificada, vió un bloque granítico de medio metro cúbico. El granito, tiene color claro a blanquecino como ocurre siempre para los bloques graníticos incluidos en el Glacial de Zapla.

Las tilitas del Horizonte Glacial de Zapla, según Schlagintweit, en casi todos sus aspectos, son muy parecidas a las tilitas de la serie Gondwana del Sud boliviano y Norte argentino, descritas ya más adelante. Ambas tilitas, de diferente edad, no están estratificadas; ambas son de color grisáceo o ceniciento. Las tilitas del sistema de Gondwana, son mucho más potentes (hasta 400 m) que el Horizonte Glacial de Zapla. Una diferencia característica consiste en trozos de granitos que ambas contienen. Mientras que en las tilitas gondwánicas prevalecen granitos rojos y pórfidos, que deben haber venido desde el Escudo Brasileño, las rocas graníticas que se hallan en los rodados del horizonte de Zapla, son de color claro, amarillento o verdoso, y nunca colorados. Hasta la fecha no se han encontrado cantos estriados en el Horizonte Glacial de Zapla, pero que sí aparecen en las tilitas de la Serie Gondwana, que están mejor conservados.

IV. LA FORMACIÓN DEVÓNICA

Investigaciones anteriores. — La formación devónica, junto con los estratos cambro-ordovícicos, ocupa la mayor parte de la superficie del gran bloque paleozoico que forma los Andes Orientales de Bolivia. Allí este sistema está más desarrollado que en ninguna otra parte de Sudamérica. Esta es la razón por la que se efectuaron allí las investigaciones que constituyen la base de nuestros conocimientos acerca del Devónico sudamericano. Fué d'Orbigny quien coleccionó los primeros fósiles devónicos de Bolivia. Debemos a Steinmann investigaciones detalladas sobre estos terrenos. Sus colecciones de la expedición de 1882/84, que se refieren particularmente a la zona de Icla, fueron clasificadas en 1892 por Ulrich (166); los fósiles recogidos por la expedición de 1903/4 fueron examinados en 1908 por Knod (96) que distinguió ya casi cien especies. J. M. Clarke (46), en una monografía fundamental, sometió a una revisión detallada todas las faunas devónicas sudamericanas conocidas hasta el año de 1910.

La monografía de mayores proporciones, acerca del Devónico de Bolivia, fué publicada en 1923 por Kozłowski (102), quien también determinó los numerosos fósiles coleccionados por Dereims en los años de 1901 a 1904. F. Swartz (156) en 1925 examinó la colección de E. W. Berry, la que procedía especialmente de la Cordillera de Quimsa Cruz. Desde entonces ya no se ha publicado ningún estudio de importancia al respecto.

Estratigrafía: Mientras que la paleontología del Devónico de Bolivia, está relativamente bien estudiada, nuestros conocimientos acerca de su estratigrafía son deficientes. La razón deriva de que esta formación monótona,

de gran potencia, no ha ofrecido buenos perfiles, dominando en su conjunto, una estructura imbricada. Por eso siempre se pudo levantar tan sólo perfiles continuos de partes reducidas de la formación. Por lo demás se puede afirmar que el sistema es muy pobre en fósiles, por ejemplo en los grandes distritos situados en los alrededores de Oruro, de Huanuni y de Llallagua, donde complejos de varios miles de metros de potencia, a pesar de haber sido explotados por una intensa minería, no han dado fósiles. Solamente los esquistos de Icla y los estratos de Sicasica, en algunos sitios han proporcionado una fauna rica. Como sucede generalmente en los depósitos neríticos, su facies es bastante variable. Capas calcáreas fosilíferas son muy raras; más bien se hallan concreciones y geodas calcáreas fosilíferas. La ausencia casi completa de arrecifes y bancos coraliógenos indica un clima frío.

No se ha comprobado una discordancia entre el Silúrico y el Devónico. Las capas eodevónicas son depósitos de una transgresión marina de enorme extensión que llega a su máximo en los pisos superiores del Devónico inferior con una fauna típica de carácter especial.

La demarcación entre el Devónico y los estratos silúricos, tropieza con grandes dificultades. Por cierto Steinmann creyó que sería posible una diferenciación de los estratos en base a su facies litológica, de manera que las capas devónicas se distinguirían de los estratos ordovícicos, por un mayor contenido en mica. Esta opinión resultó ser un error, pues todas las formaciones antiguas paleozoicas son muy parecidas; únicamente los fósiles pueden asegurar la edad de un horizonte determinado. Por estos inconvenientes, no fué posible separar en nuestro mapa geológico el Ordovícico del Devónico. La reproducción exacta de las formaciones citadas en mapas geológicos, presupone primero una buena base topográfica en una escala de 1 : 200.000, y además un relevamiento geológico cuidadoso, lo que constituye una tarea que precisará muchos años.

Para evidenciar por de pronto la extensión de los estratos devónicos en la superficie de Bolivia, sirvan los mapas figuras 30 y 31 en que se hallan indicados los lugares de los hallazgos de fósiles mencionados en la bibliografía, y además algunos nuevos yacimientos. Se desprende de este bosquejo, que en el Sud, el Devónico se conoce solamente en forma de una faja delgada situada al Este de la zona ordovícica de Tarija. Más al Norte, el Devónico está más extendido, constituyendo también la parte occidental del bloque paleozoico, inclusive las cordilleras altas del Norte y parte del Altiplano. No obstante es posible que nuevos hallazgos de fósiles modifiquen este cuadro provisional de la extensión del Devónico.

En la zona subandina, el Devónico forma escamas y reventones dentro de los sedimentos más modernos, constituyendo el núcleo de anticlinales más o menos largos y apareciendo en el mapa en forma de fajas delgadas que tienen el mismo rumbo que el de los sedimentos superpuestos. Ya nos hemos ocupado de estos afloramientos que son muy pobres en fósiles y

cuya edad no se conoce con exactitud. Posiblemente, todas ellos pertenecen al Devónico inferior.

El Devónico de Bolivia se compone de una sucesión uniforme de esquisto grisáceos o negruzcos, de areniscas y de cuarcitas, careciendo casi de intercalaciones conglomerádicas. Sedimentos calcáreos son escasos, apareciendo únicamente en forma subordinada. Con frecuencia se observan surcos ondulados en los planos de estratificación (« Ripple Marks ») y restos de plantas. Estos detalles indican que la profundidad del mar no excedía de los 300 m y que las costas no estuvieron a gran distancia, lo que está comprobado por los frecuentes depósitos de deltas y estuarios, con estratificación diagonal, que corresponden a la plataforma del *Shelf* y a la zona sublitoral. El fondo de este mar iba hundiéndose paulatinamente, permitiendo de tal manera la acumulación de enormes cantidades de material terrígeno.

El rumbo de los estratos devónicos, desde el Norte hasta los 18° latitud Sud, es siempre SE. Desde allí el rumbo general tuerce a SSE. En el extremo Sud, en los alrededores de Tarija, predomina el rumbo Sud.

La potencia total del Devónico es desconocida; sin duda debe ser muy grande. Kozłowski menciona, entre el río Luribay y la cuenca interandina, la existencia de una serie poco perturbada, con estratos inclinados hacia el SO, de un espesor aproximado de 5000 m. Por lo demás, este complejo representa tan sólo una parte de la formación devónica. Pero su estructura en escamas nos impide determinar la potencia total del Devónico, puesto que su espesor puede ser exagerado por los desdoblamientos y duplicaciones sufrido por los estratos.

Kozłowski (102) distingue los siguientes grupos principales :

1. Areniscas con *Clarkeia antisiensis*.
2. Esquistos de la Cordillera Real.
3. El grupo de Icla.
4. El grupo de Sicasica.

El grupo 1 ya fué descrito en el capítulo anterior. En los pocos sitios donde aflora este grupo, como sucede especialmente en los alrededores de Sucre y de Tarabuco, el límite entre la formación gotlándica y la formación devónica, puede ser determinado a punto fijo. En los distritos más septentrionales donde no aflora este grupo, la delimitación entre el Silúrico y Devónico es muy insegura y problemática.

2. *Los esquistos de la Cordillera Real.* — Constituyen una serie monótona de por lo menos 1000 m de potencia, que se compone de esquistos arcillosos grisáceos a negruzcos, con intercalaciones de capas cuarcíticas duras, de pocos metros de espesor. Este grupo forma las cúspides de la Cordillera Real, desde Sorata en el NO hasta la Cordillera Santa Vera Cruz al SE, constituyendo la roca encajonante de las intrusiones graníticas. Pro-

bablemente se extiende la misma serie hacia NO, donde las cordilleras de Muñecas y de Apolobamba forman la prolongación de la Cordillera Real; pero en aquella zona no se han encontrado fósiles hasta el presente. Al Oeste de la Cordillera el Eodévónico constituye tan sólo una faja delgada; en cambio en el faldeo oriental, los estratos referidos bajan hasta la región boscosa tropical situada al pie de la Cordillera Real.

A causa de alteraciones originadas por el diastrofismo y el metamorfismo, en el contacto de los batolitos, los fósiles que por sí no son muy numerosos, están aplastados, mutilados y mal conservados. Los fósiles más importantes de la Cordillera Real, según Kozlowski, son los siguientes:

- Homalonotus lineares* Salter (Illampu)
- Homalonotus* cf. *noticus* Clarke (Araca, Chojñacota)
- Calymene* sp. (Chacaltaya, Vera Cruz)
- Dalmanites andi* Kozl. (Chacaltaya, Araca, Pacuni, Vera Cruz)
- Dalmanites maecurua* Clarke (Chacaltaya, Araca)
- Acidaspis aracana* Steinmann (Araca)
- Acidaspis tuberculata* Conrad (Araca)
- Acidaspis tuberculata* Conrad var. *chacaltayana* Kozl. (Chacaltaya, Lám. III, 2)
- Cyphaspis* sp. (Chacaltaya)
- Trochoceras hansmeyeri* (Chacaltaya, Araca)
- Tentaculites* (Illampu, Chacaltaya)
- Leptocoelia flabellites* Conrad (Illampu, Chacaltaya, Araca, Chojñacota)
- Chonetes falklandicus* Morr. y Sh. (Araca)
- Crinoidea*, *Asteroidea* y *Ophiuroidea* (Araca).

En las pendientes occidentales de la Cordillera Vera Cruz, donde se halla el distrito minero « Sayaquira », encontró Schuchert (en Bowman, 38) una pequeña fauna incluida dentro de esquistos negros dispuestos en capas delgadas. Tales esquistos han suministrado una mezcla de especies gollándicas (*Climacograptus*?, *Pholidops trombetana* Clarke) con especies devónicas (*Acidaspis*, *Dalmanites*?, *Calymene*). Observaciones similares se han hecho en las montañas del Harz, donde Schriel encontró, cerca de Bad Lauterberg, también capas que por un lado mostraban Graptolitos y por otro Spiriferidos. No obstante, como hasta la fecha no se ha comprobado la presencia del Gollándico en la Cordillera Vera Cruz ni en ningún otro punto del faldeo occidental de las cordilleras altas, el hallazgo mencionado requiere una ratificación.

La facies de los estratos de la Cordillera Real se distingue notablemente de la facies de los estratos de Icla, por cuanto los primeros representan depósitos de un mar mucho más profundo. Probablemente corresponde este grupo a sedimentos que se acumularon durante una fase de descenso del geosinclinal. Tal vez constituía aquella zona el centro de la cuenca preandina, que primero fuera alcanzado por la transgresión marina. Las relaciones entre los esquistos cordilleranos y el grupo de Icla, hasta el presente no pu-

dieron ser aclarados satisfactoriamente, ni desde el punto de vista estratigráfico ni cronológico.

3. *Los Estratos de Icla* han sido descritos minuciosamente por Steinmann quien examinó repetidas veces los sitios clásicos donde se hallaron restos fósiles. Estos puntos están situados particularmente en las cercanías de Icla, a 55 km al SE de Sucre. La mayor parte de los fósiles devónicos bolivianos, esto es 85 especies entre un total de 130, fueron encontrados allí mismo; proceden además de Chahuarani al Este y de Huamampampa (Candelaria) al Norte de Icla.

Steinmann distinguió allí tres pisos: 1° Las Areniscas Inferiores, de más o menos 170 m de espesor, con *Scaphiocoelia boliviensis*, *Rensselaeria knodi*, *Rensselaeria ovooides* y *Spirifer hawkinsi*; 2° Los Estratos de Icla, o « pizarras con Conularias » de más o menos 200 m de potencia; 3° Las Areniscas Superiores o « areniscas de Huamampampa », las que alcanzan una potencia de 250 m.

El grupo de Icla, que en sus estratos basales encierra las capas con *Clarkeia antisiensis*, contiene en sus capas superiores los fósiles típicos del Eodevónico, como por ejemplo: *Spirifer antarcticus* Morr. et Sharpe (véase lám. IV, 1), *Leptocoelia flabellites* Conrad (lám. III, 6), *Scaphiocoelia boliviensis* (lám. IV, 2) y *Rensselaeria knodi*. El braquiópodo *Leptocoelia flabellites* es uno de los fósiles más comunes del Eodevónico. Se ha encontrado también en Jachal (Argentina), en el Paraguay, en la « Serie Chapada » del Estado de Matogrosso, en las Islas Malvinas, en el grupo de Oriskany (Estados Unidos), y en la « Serie Bokkeveld » del sistema del Cabo (Sud África). *Spirifer antarcticus* Morr. et Sharpe, además que en el distrito de Sucre (Bolivia), se encuentra también en el « Grupo de Pontagrossa » (Estado del Paraná, Brasil) y en la Serie Bokkeveld (Sud África). Es un fósil muy característico en la fauna Eodevónica de la « Provincia Austral ».

Encima de las areniscas inferiores, yacen los estratos de Icla propiamente dichos, los que contienen la fauna característica del Eodevónico de Bolivia. Son esquistos oscuros, arcillosos o margosos, que encierran geodas calcáreas fosilíferas. Steinmann encontró en estas geodas unas sesenta especies, entre las cuales una gran parte no se ha hallado fuera de Bolivia. Aparte de los fósiles ya mencionados que son típicos para las areniscas basales, se hallan con frecuencia en los esquistos de Icla, las Conularias, que con preferencia están encerradas en concreciones calcáreas. Hacia el piso suprayacente, los esquistos pasan a capas calcáreas y margosas que son ricas en *Tentaculites* y restos de crinoideos.

El tercer piso, es decir las « areniscas de Huamampampa » de Steinmann, que constituye el techo del Eodevónico de aquella región, contiene pocos fósiles, en gran parte los mismos de los pisos inferiores (como por ejemplo, *Spirifer antarcticus*), pero además aparecen *Orbiculoidea baini*, *Schuchertella agassizi*, *Actinopteria eschwegi* y *Tropidoleptus carinatus* Con-

rad. Parece que, en el límite entre el Devónico inferior y medio, el mar empezó a retirarse, lo que se revela en la acumulación de sedimentos arenosos y en un empobrecimiento de su fauna.

Los fósiles de los estratos de Icla se hallan indicados en el cuadro (pág. 134). Respecto a descripciones más detalladas, pueden consultarse las publicaciones de Ulrich (166), Knod (96) y Kozłowski (102).

El perfil típico de Icla no está desarrollado de igual manera en otros sitios de Bolivia. Sin embargo, se conocen numerosos puntos distribuidos por toda la longitud de la Cordillera Oriental, donde se encontró una fauna parecida, aunque no tan rica como la de Icla.

Al Este del Lago Titicaca, fué coleccionada por Ahlfeld y Glazewski, una pequeña fauna devónica en la « Serranía de Matilde » es decir en la cumbre del camino de Ancoraimes a la mina « Matilde ». En dos bancos de cuarcitas duras, intercalados entre esquistos, se hallan numerosos ejemplares de *Leptocoelia flabellites*, además *Dalmanella pradei* Kozł., *Strophomena* sp., *Trepidoleptus fascifer* Kayser? y artículos del tallo de *Crinoidea*. En las geodas calcáreas que se hallan allí tan sólo en forma de rodados, fué encontrado un *Phacops salteri* Kozł.

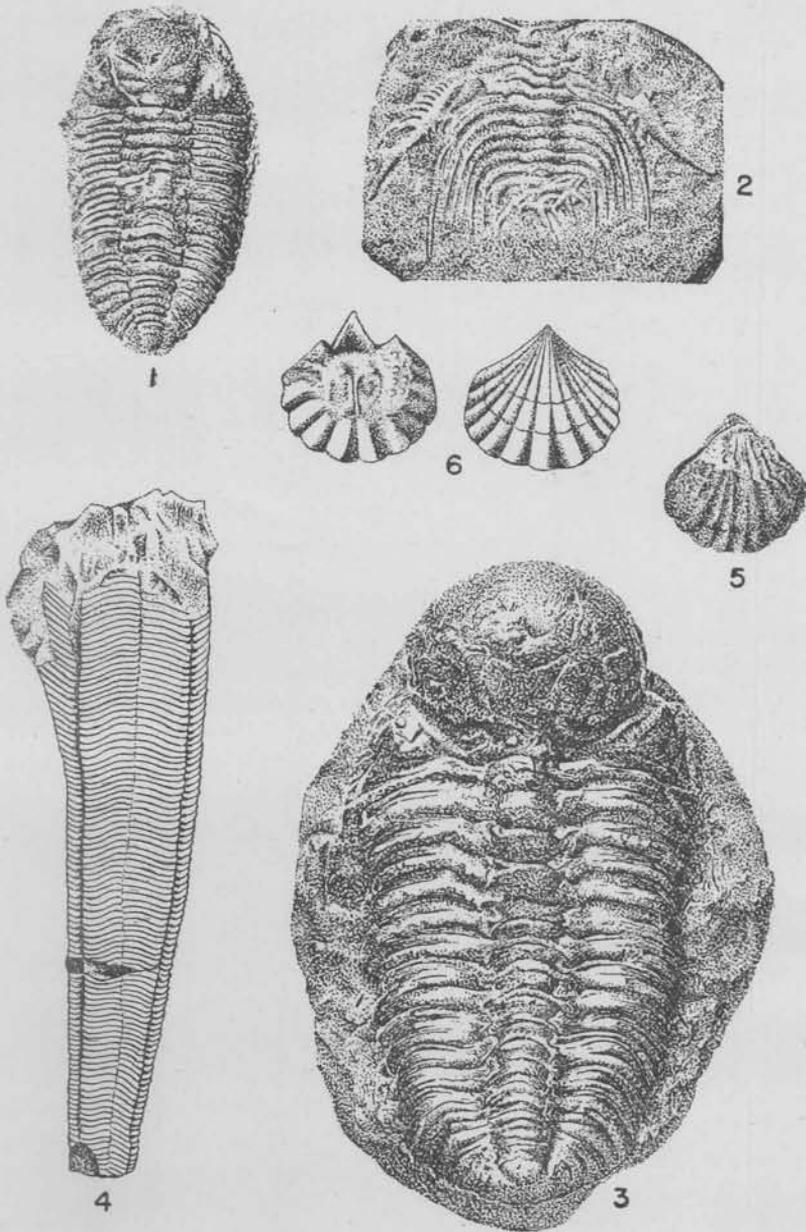
En Chacaltaya y Chuquiaguillo, al NE de la Paz, los « Estratos de la Cordillera Real » pasan hacia el Oeste, a areniscas ferruginosas que encierran una fauna parecida a la de Icla, pero mayormente en moldes indeterminables. De allí provienen los fósiles que se encuentran en forma de cantos rodados transportados por el río de La Paz. En Chacaltaya como también en Araca (Quimsa Cruz) y en Apolo (Caupolicán) se halló *Dalmanites meacurua*, representante típico del Eodevónico amazónico.

La región más meridional, donde se han encontrado fósiles del grupo de Icla, está situada al Este de la cuenca de Tarija. Allí las areniscas ferruginosas que afloran en la « Piedra Pintada » situada al Oeste de la carretera que va de Tarija a Concepción, según Oppenheim (124) contienen *Spirifer antarcticus*, *Tentaculites crotalinus* Salt., *Leptocoelia flabellites*, *Conularia* y *Crinoidea*. Además entre los fósiles recogidos en el mismo lugar por el autor, Glazewski pudo determinar los siguientes: *Spirifer boliviensis* d'Orb., *Spirifer kayserianus* Clarke, *Strophomena* sp., *Vitulina pustulosa* Hall.

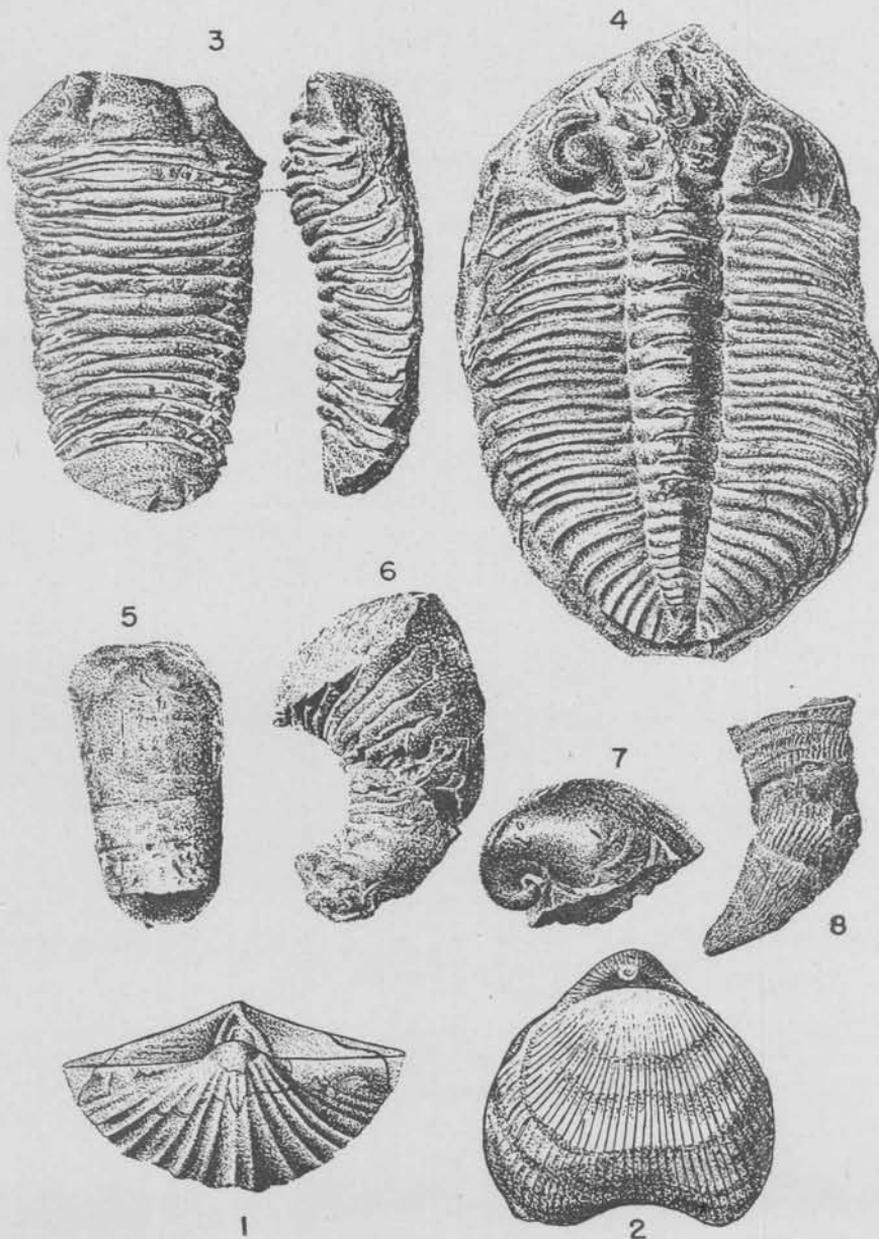
Se conoce el mismo horizonte fosilífero, desde hace tiempo, en la serranía Cóndor y en Santa Ana, situados al naciente de Tarija (Courty, 48).

Los fósiles que fueron descritos por Douglas y Swartz, de Tiahuanacu, Taraco y Yunguyo, tienen poco interés, pues provienen de las gravas que se extienden al pie occidental de la Cordillera Real (*Piedmont-gravels*).

Entre otros hallazgos nuevos que deben ser atribuidos al piso de Icla, mencionaremos una faunula encontrada por H. Block cerca de Ancocata, a veinte kilómetros al NE de Challapata, es decir en una región que hasta entonces no había suministrado fósiles. Estos restos están incluidos en una arenisca de color rojo vivo, arenisca que está diseminada en forma de ban-



Fósiles del Gotlándico y Devónico inferior. (N° 5 Gotlándico, el resto Devónico inferior) :
 1, *Cryphaeus australis*, Sicasica (según Kozlowski) ; 2, *Acidaspis tuberculata* Conr. var. *chacaltayana*. Chacaltaya (según Kozlowski) ; 3, *Bouleia dagincourti* Ulrich, Tarabuco (según Kozlowski) ;
 4, *Conularia Ulrichi* Clarke, Chahuarani (según Knod) ; 5, *Clarkeia antisienensis* D'Orb., entre
 Tarabuco y Tomina (según Kozlowski) ; 6, *Leptocoelia flabellites* Conr., Chahuarani (según Ulrich).



Fósiles del Devónico inferior y medio. (N^{os} 1, 2 y 7 Piso de Icla, el resto del grupo de Sicasica):
 1, *Spirifer antarcticus* Morr y Sharpe, Huamampampa (según Ulrich); 2, *Scaphiocoelia boliviensis*
 Whit., Icla (según Knod); 3, *Homolonotus Decayi* Groen, Sicasica (según Kozłowski); 4, *Dalmanites*
patacamayensis, Patacamaya (según Kozłowski); 5, *Orthoceras laevicostatum*, Sicasica (según Kozłowski);
 6, *Cyrthoceras sicasicanense*, Sicasica (según Kozłowski); 7, *Platyceras laevicostatum* Knod, entre Chai-
 roma y Achupampa (según Kozłowski); 8, *Cyathophyllum bolivianum*, Ayoayo (según Kozłowski).

cos delgados dentro del Devónico inferior. Fueron clasificadas las siguientes especies: *Tentaculites crotalinus* Salt., *Leptocoelia flabellites*, *Rensselaeria* sp., y algunas especies de *Spirifer* y *Strophomena*, que no se pudo determinar más precisamente.

4. El grupo de *Sicasica*, piso superior del Devónico boliviano, lo conocemos gracias a la descripción monográfica de Kozłowski. Este grupo aflora solamente en la región noroccidental de Bolivia, desde el Lago Titicaca hasta el distrito de Oruro, es decir en aquella faja paleozoica que pertenece orográficamente al Altiplano, además en la serranía de *Sicasica* situada más al Este. Este grupo se compone de esquistos oscuros grisáceos deleznales, a veces ricos en sericita, con intercalaciones de areniscas y de cuarcitas. Los fósiles preferentemente están encerrados en geodas silíceas duras. No se ha observado el contacto entre el grupo de *Sicasica* y los estratos de *Icla*, de manera que no se puede asegurar si es cierto que el grupo de *Sicasica* yace encima del grupo de *Icla*.

En las colinas situadas a 15 km al NE de *Sicasica*, Dereims pudo distinguir sucesión y subdivisión de los siguientes pisos fosilíferos:

4. Horizonte con *Homalonotus decayi*: Aproximadamente 20 m de pizarras azuladas que son más arenosas cerca de la base. Contienen en abundancia fósiles. Unas 20 especies se mencionan en la obra de Kozłowski.
3. Una sucesión de pizarras arenosas y micáceas, casi sin fósiles. Potencia más o menos 10 m.
2. Una sucesión de 20 m de estratos muy parecidos a los de arriba, que contienen aproximadamente 15 especies fósiles, relativamente comunes como *Cryphaeus australis* y *Vitulina pustulosa* Hall.
1. Esquistos pardos y blanquecinos, algo arenosos cerca del límite superior. La potencia máxima se estima en 15 m; pero la base no está al descubrirse. Los fósiles son escasos en este piso: solamente cuatro especies fueron citadas por Kozłowski es decir *Cryphaeus australis*, *Conularia africana* var. *striatula*, *Lingula scalprum* y *Pleurodictyum amazonicum*.

Otros hallazgos importantes de fósiles se realizaron en las colinas al Este de *Patacamaya* y de *Ayoayo*, además en el cerro *Letanias* situado al Sud de *Viacha*.

Las 51 especies de los « Estratos de *Sicasica* » descritas por Kozłowski, se hallan en el cuadro insertado al fin de este capítulo. Las formas guías más importantes son: *Homalonotus decayi* Green (lám. IV, 3), *Cryphaeus rostratus* Kozl., *Cryphaeus australis* Clarke var. *tuberculatus* Kozl. (lám. III, 1), *Dalmanites patacamayensis* Kozl. (lám. II, 4), *Crytoceras sicasicaense* Kozl. (lám. IV, 6), *Orthoceras laevicostatum* Kozl. (lám. IV, 5) y el coral solitario *Cyathophyllum bolivianum* Kozl. (lám. IV, 8) mientras que *Bouleia dagincourli* Ulr. (lám. III, 3) y *Leptocoelia flabellites* Conr. (lám. III, 6), también aparecen en los estratos de *Icla*.

Se trata, pues, de una mezcla de fósiles eodevónicos y mesodevónicos; mientras que en los pisos inferiores de Icla se han encontrado únicamente formas que son típicas en el Eodevónico en el piso superior (IV), aparecen algunas formas nuevas.

Entre los fósiles guías de Sicasica, los siguientes son de mayor importancia: *Homalonotus decayi*, *Cryphaeus rostratus* y *Paleoneilo pondeana*. Este último Lámelibranchio aparece también en el piso mesodevónico de Ereré, en el Norte del Brasil. El horizonte con *Homalonotus decayi*, fué seguido por Dereims, por una extensión de 75 km hacia NO, hasta las proximidades de Sapahaqui.

Los estratos devónicos que afloran más hacia el Noroeste, generalmente son muy pobres en fósiles. En Coniri, cerca de la gran falla que allí los limita por el Oeste, Douglas (54) encontró:

Clarkeia antisensis d'Orb.
Leptocoelia acutiplicata Conrad
Leptocoelia flabellites Conrad
Scaphiocoelia boliviensis Whitfield
Schizophoria sp.

Esta fáunula, a pesar de ser muy pobre, denuncia el piso de Icla.

En la península de Copacabana y en la Isla del Sol, hasta ahora no se han hallado muchos fósiles típicos (según Steinmann, *Spirifer planoconvexus* Knod).

Por fin señalamos un hallazgo de fósiles, realizado por el autor en la faja marginal del Paleozoico, cerca del límite con los sedimentos altiplánicos modernos. Esta fáunula, que fué encontrada en algunas colinas cerca de la Barca, en la orilla del río Desaguadero, 60 km al NO de Oruro, no ha sido clasificada hasta la fecha. Contiene en esquistos arenosos restos de trilobites, bryozoarios y esponjas.

Respecto a los ensayos de coordinar el Devónico de Bolivia con el Devónico de otras partes de Sudamérica y de otros continentes, podemos referirnos a las contribuciones de Kozłowski y al interesante estudio efectuado por Kenneth E. Caster (45). Me limito aquí a reproducir el cuadro comparativo de Kozłowski y una lista de fósiles devónicos de Bolivia (según Kozłowski y Swartz), que muestra la distribución de las especies en los tres pisos. Prescindiendo de las formas dudosas, resulta que se conoce en el Devónico de Bolivia: 31 trilobitas, 64 moluscos y 36 braquiópodos, en total 131 especies.

No se ha comprobado en Bolivia la existencia de capas neodevónicas. Parece que en aquella época hubo una amplia regresión marina.

Cuadro sinóptico de los sincronismos de los terrenos devónicos de Bolivia

(Según Kozłowski)

América del Norte	Bolivia	Pará	Otras regiones
Neodevónico } Genesee		Esquistos bitum. de Ereré con <i>Schizobolus</i> <i>truncatus</i> ?	
Mesodevónico } Hamilton Marcellus Onondaga	Grupo de Sicasica } Esquistos y areniscas superiores sin fósiles. Esquistos con <i>Homolonotus decayi</i> . Esquistos fosilíferos inferiores	Arenisca de Ereré	
Eodevónico } Oriskany Lower Helderberg	Grupo de Icla } Areniscas de Huamampampa Esquistos con <i>Conularia</i> Areniscas con <i>Rensselaeria knodi</i> ? Esquistos de la Cordillera Real	Areniscas de Maecurú	Devónico fosilífero de Paraná, Matto Grosso, Argentina, Islas Malvinas y Sud África.

Cuadro demostrativo de la distribución de la fauna devónica en Bolivia

(Según Kozłowski y Swartz)

	Espistos de la Cordillera Real	Formación Isla	Formación Sicónica
Trilobites :			
1. <i>Acaste verneuili</i> d'Orb.....	
2. <i>Acidaspis aracana</i> Steinm.....		..	
3. » <i>berryi</i> Swartz	
4. » <i>tuberculata</i> Conr. var. <i>chacaltayana</i> Kozl.		
5. <i>Anchiopella haugi</i> Kozl.....		..	
6. <i>Bouleia dagincourti</i> Ulrich.....	
7. <i>Calymene</i> sp. Kozl.....	..		
8. <i>Cryphaeus</i> sp. Ulrich.....		..	
9. » <i>australis</i> Clarke.....	
10. » <i>australis</i> Clarke, var. <i>tuberculatus</i> Kozl.
11. » <i>boulei</i> Kozl.....			..
12. » <i>concavus</i> Swartz	
13. » <i>convexus</i> Ulrich.....		..	
14. » cf. <i>pentlandi</i> Salter.....			..
15. » <i>rostratus</i> Kozl.....			..
16. <i>Cyphaspis</i> sp. Kozl.....	..		
17. <i>Cyphaspis dereimsi</i> Kozl.....			
18. <i>Dalmanites</i> sp. Kozl.....		?	
19. » <i>andii</i> Kozl.....		..	
20. » <i>boehmi</i> Knod var. <i>boliviensis</i> Kozl.			
21. » <i>brevicaudatus</i> Kozl.....	
22. » <i>clarkei</i> Ulrich.....			
23. » <i>maecurua</i> (Clarke) Knod.....		..	
24. » <i>patacamayensis</i> Kozl.....	
25. <i>Dereimsia sphaericeps</i> Kozl.....			..
26. <i>Homalonotus clarkei</i> Kozl.....			
27. » <i>dekayi</i> Green.....	
28. » <i>linares</i> Salter.....	
29. » <i>noticus</i> Clarke		
30. <i>Lichas balliviani</i> Kozl.....			..
31. <i>Pennaia pauliana</i> Clarke	
32. <i>Phacopina devonica</i> Ulrich.....			..
33. » <i>braziliensis</i> Clarke, var. <i>chojñaco-</i> <i>tensis</i> Swartz	
34. <i>Phacops salteri</i> Kozl.....	
35. <i>Proboloides cottreai</i> Kozl.....		..	
36. <i>Proboloides glabellirostris</i> Kozl.	
37. <i>Proteus</i> ? <i>problematicus</i> Swartz.....		..	

	Esquistos de la Cordillera Real	Formación Isla	Formación Sicastica
Cephalopoda :			
38. <i>Cyrtoceras</i> ? <i>sicasicaense</i> Kozl.
39. <i>Gyroceras</i> ? <i>hans meyeri</i> Salfeld.		
40. <i>Orthoceras bokkeveldensis</i> Reed.	
41. » <i>constrictum</i> Vanuzem.
42. » <i>cf. gamkaensis</i> Reed.
43. » <i>excentricus</i> Swartz.	
44. » <i>laevicostatum</i> Kozl.
45. » <i>sanbartolomense</i> Kozl.
46. » <i>steinmanni</i> Kozl.
47. » <i>ulrichi</i> Kozl.	
Gastropoda :			
48. <i>Bellerophon globosus</i> Knod.	
49. » <i>globosus</i> var. <i>acuta</i> Kn.	
50. <i>Bucaniella dereimsi</i> Knod.	
51. » <i>laticarinata</i> Knod.	
52. » <i>rectangularis</i> Knod.	
53. <i>Lophospira bolivari</i> Kozl.
54. <i>Loxonema</i> aff. <i>attenuata</i> Hall.	
55. » <i>convexa</i> Swartz.	
56. » <i>glabrum</i> Kozl.
57. <i>Platyceras</i> sp. A. Kozl.
58. » <i>avetos</i> Kozl.		?	..
59. » <i>bistrami</i> Knod.
60. » <i>laevicostatum</i> Knod.	
61. » aff. <i>robustum</i> Knod.	
62. <i>Pleurotomaria kayseri</i> Ulr.	?
63. <i>Conularia africana</i> var. <i>striatula</i> Kozl.
64. » <i>baini</i> Ulrich.
65. » <i>quichua</i> Ulrich.
66. » <i>ulrichana</i> Clarke.
67. » <i>cf. undulata</i> Ulrich.	
68. <i>Hyalithes</i> d'Orb. Kozl.
69. <i>Hyalithes schenki</i> Ulrich.	
70. <i>Orthotheca steinmanni</i> Knod.	
71. <i>Tentaculites crotalinus</i> Salter.			
72. » <i>saienzi</i> Salter.	?	
73. » <i>stubeli</i> Knod.	
74. » <i>supremus</i> Salter.		

	Esquitos de la Cordillera Real	Formación Isla	Formación Siástica
Pelecypoda :			
75. <i>Actinopteria eschwegei</i> Clarke	
76. <i>Actinopteria ulrichi</i> Knod.....		..	
77. <i>Amnigenia ? boliviensis</i> Knod.....		..	
78. <i>Grammysia ? oviformis</i> Knod.....		..	
79. <i>Grammysia ? rara</i> Kozl.....			..
80. <i>Janeia ? fallax</i> Knod.....		..	
81. <i>Macrodon hohmanni</i> Knod			
82. <i>Modiomorpha ? minuta</i> Kozl.....			..
83. <i>Modiomorpha ? cf. pimentana</i> Knod.....		..	
84. <i>Myophoria</i> sp. Knod.....		..	
85. <i>Nucula aracana</i> Swartz.....		..	
86. " <i>boliviensis</i> Swartz.....			
87. " <i>kruegeri</i> Ulrich.....			
88. <i>Nuculites benekei</i> Ulrich.....		..	
89. " <i>branneri</i> Knod.....		..	
90. " <i>capensis</i> Reed.....		..	
91. " <i>oblongatus</i> Conrad.....			..
92. " <i>pacatus</i> Reed.....		?	..
93. <i>Palaeonchilo elliptica</i> Kozl.....			..
94. " <i>forbesi</i> Ulrich.....		..	
95. " <i>globota</i> Knod	
96. " <i>musculosa</i> Knod	
97. " <i>pondeana</i> Hartt y R.....			..
98. " <i>radiata</i> Knod.....		..	
99. " <i>subantiqua</i> Reed	
100. <i>Panenka sudamericana</i> Kozl.....			..
101. <i>Sphenotus bodenbenderi</i> Clarke.....		..	
Braquiopoda :			
102. <i>Ambocoelia pseudoumbonata</i> Kozl.....	
103. <i>Centronella ? arcei</i> Ulrich	
104. <i>Centronella ? silvetii</i> Ulrich.....		..	
105. <i>Chonetes arcei</i> Ulrich.....		..	
106. " <i>falklandicus</i> M. y S.....		..	
107. " <i>ruecki</i> Ulrich.....		..	
108. " <i>staebeli</i> Ulrich.....	
109. <i>Cryptonella ? bairni</i> Sharpe.....		..	
110. <i>Dalmanella pradoi</i> Kozl.....	?	..	
111. <i>Derbyia cf. jamesiana</i> Ulrich.....		..	

	Esquistos de la Cordillera Real	Formación Isla	Formación Siaca
112. <i>Leptocoelia acutiplicata</i> Conr.....		..	
113. <i>Leptocoelia flabellites</i> Conrad.....
114. <i>Leptostrophia perplana</i> Knod.....		..	
115. <i>Lingula coheni</i> Ulrich.....		..	
116. » <i>keideli</i> Clarke.....		..	
117. » <i>ovoides</i> Knod.....	
118. » <i>scalprum</i> Clarke.....	
119. » <i>subpunctata</i> Knod.....		..	
120. <i>Liorhynchus</i> sp. Kozl.....			..
121. <i>Meristella riskowskii</i> Ulrich.....		..	
122. <i>Orbiculoidea baini</i> M. y Sh.	
123. <i>Rensselaeria knodi</i> Clarke.....		..	
124. <i>Scaphiocoelia boliviensis</i> White	?
125. <i>Schuchertella agassizi</i> Hart y R.....	
126. <i>Schuchertella sullivanii</i> Morris y Sharpe.....		..	
127. <i>Spirifer antarcticus</i> M. y Sh.....	
128. » <i>hawkinsi</i> Knod.....		..	
129. » <i>kayserianus</i> Clarke.....		..	
130. » <i>plicatus</i> Weller.....		..	
131. » <i>vogeli</i> v. Ammon.....		..	
132. <i>Stropheodonta katzeri</i> Knod.....		..	
133. <i>Tropidoleptus carinatus</i> Conr.....			..
134. <i>Vitulina pustulosa</i> Hall.....	
Bryozoa :			
135. <i>Lyopora gigantea</i> Knod.....		?	
136. <i>Monotrypa raritabulata</i> Knod.....		..	
137. <i>Stenopora steinmanni</i> Ulrich	
Anthozoa :			
138. <i>Cyathophyllum bolivianum</i> Kozl.....			..
139. <i>Michetina transitoria</i> Knod.....		..	
140. <i>Pleurodictium</i> sp. Kozl.....	..		
141. <i>Pleurodictium amazonicum</i> Katzer
Echinodermata :			
142. <i>Aspidosoma</i> sp. Kozl.....	..		
143. <i>Codaster</i> aff. <i>pyramidatus</i> (Shumard) Knod..			..
144. <i>Echinasterella</i> ? sp. Kozl		

V. LA FORMACIÓN PERMO-CARBONÍFERA

A causa sus ricos yacimientos paleontológicos, el Permo-Carbonífero de Bolivia es relativamente bien conocido. Los primeros fósiles fueron coleccionados por d'Orbigny (53) en Yaurichambi; Toula (159) examinó en 1869 algunos fósiles de las calizas del Carbonífero de Cochabamba. La colección

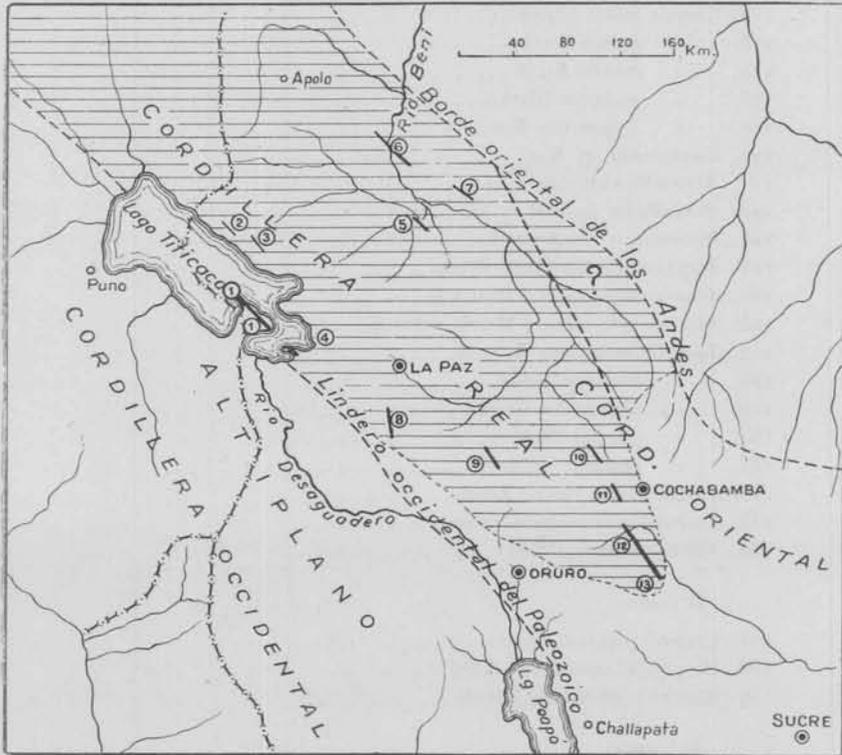


Fig. 34. — Mapa de los hallazgos del Permo-Carbonífero en Bolivia: 1, Isla del Sol, península de Copacabana, península de Cumana; 2, Escoma; 3, Abra de Patapatani; 4, Yaurichambi; 5, Guanay; 6, Río Beni; 7, Ríos Cosinche y Manique; 8, Vilaque; 9, Yaco; 10, Ayopaya; 11, Chacapaya; 12, Cerro Lamarani-Apillapampa; 13, Carpacayma.

de Steinmann, no muy numerosa, fué estudiada por Meyer (114). Acerca de la estratigrafía y del contenido fosilífero del Carbonífero superior del distrito del Titicaca, nos han informado Douglas (54) y Gregory (68). Una monografía extensa sobre los braquiópodos fué publicada sobre base de las colecciones de Dereims en 1914 por Kozłowski (98). En la misma obra Dereims hizo un resumen de los yacimientos del Carbonífero superior en

la República. Ultimamente C. Durban ha determinado las fusulinas coleccionadas por Kozlowski.

Mientras que la mayor parte de estos trabajos son de índole netamente paleontológica, se ha prestado poca atención a la estratigrafía del Permo-Carbonífero boliviano. Recientemente el autor ayudado por K. Glazewski, ha realizado investigaciones estratigráficas al respecto.

La transgresión marina del Carbonífero superior vino del Noroeste procedente del Perú y ha cubierto solamente la parte septentrional de las cordilleras centrales y orientales de Bolivia, inclusive la región subandina del Norte. El afloramiento más meridional del Carbonífero, Carpacaima, está situado al 18°5' latitud S. En la superficie el Carbonífero superior ocupa tan sólo un espacio muy reducido, hallándose en sinclinales angostos encima de los terrenos ordovícicos o devónicos. En su mayor parte las capas del Carbonífero superior han sido eliminadas, a poco tiempo después de su sedimentación, a causa del plegamiento y levantamiento pérmico.

Afloramientos: Respecto a los afloramientos del Permo-Carbonífero informa el mapa (fig. 34).

Desde el Norte al Sud, se conocen los siguientes:

1. *Lago Titicaca*: Un sinclinal de 75 kms de largo, que está situado en su mayor parte debajo del nivel del lago, tiene el rumbo general N 60°O (fig. 35). Solamente su ala occidental se ha conservado en gran parte. Comienza por el NO en la Isla del Sol, atravesando la península de Copacabana por toda su longitud.

En el Estrecho de Tiquina persiste una pequeña parte del ala oriental. En la península de Cumana, cerca de Aygachi en la orilla Sud del Lago Chico, se cierra el sinclinal que aflora allí en todo su conjunto. Contrariamente a ciertas afirmaciones en la bibliografía, en las cercanías mismas de Aygachi, es decir en la orilla meridional del Lago Chico, el Carbonífero ya no existe.

A Gregory (68) debemos una descripción detallada del Carbonífero de la Isla Titicaca (Isla del Sol). Este autor ha levantado varios perfiles allí y en el cabo septentrional de la península de Copacabana. Reproducimos a continuación uno de los perfiles de referencia (de arriba hacia abajo):

- f) Calizas azuladas, macizas y densas, ricas en fósiles. Potencia más o menos 200 m.
- e) Calizas alternadas con areniscas calcáreas y areniscas arcillosas esquistosas; estas últimas son fosilíferas. Potencia 150 m.
- d) Arenisca deleznable de color gris, espesor 21 m.
- c) Arcillas de color rojo oscuro y esquistos arenosos alternados con bancos de areniscas con estratificación diagonal, de color grisáceo a pardusco. Potencia más o menos 105 m.
- b) Esquistos negros arenosos hojosos, en parte carbonosos, con lentes de carbón impuro y restos de plantas. Espesor 6 m.
- a) Areniscas parduscas o amarillentas con grietas de desecación, surcos ondulados y galerías de vermes. Potencia 130 m aproximadamente.

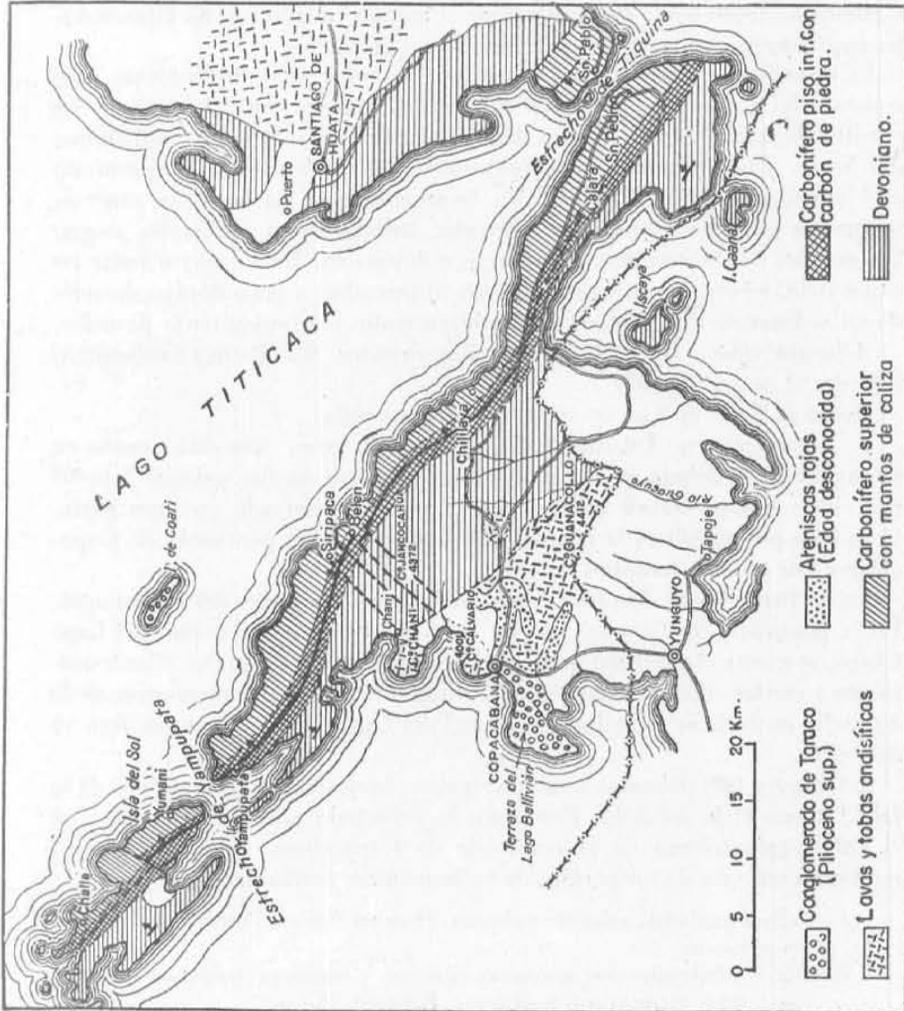


Fig. 85. — Mapa geológico de la isla del Sol y de la península de Copacabana

Un perfil más completo que abarca las formaciones desde el Devónico hasta el Pérmico inclusive, fué observado por el autor en la latitud de

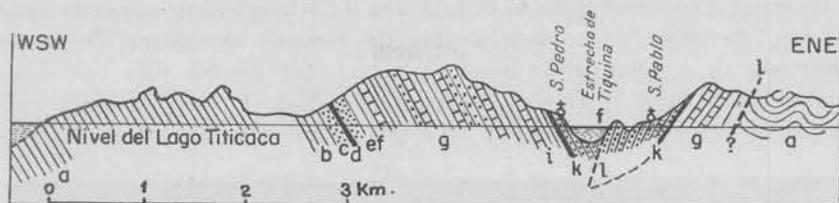


Fig. 36. — Perfil a través de la península de Copacabana y del Estrecho de Tiquina (explicaciones en el texto)

Tiquina (fig. 36). Lo publicamos de una manera generalizada, principiando por el Oeste :

- a) Esquistos arcillosos oscuros, hojosos y monótonos, del *Devónico*, con intercalaciones de bancos de areniscas duras cuarcíticas; el total de este complejo asciende a varios miles de metros.
- b) Esquistos arcillosos abigarrados, de colores grisáceos a parduscos, bien separados en bancos. Potencia 60 m. Corresponden tal vez al límite entre las formaciones devónica y carbonífera.
- c) Areniscas arcóscicas blancas, poco consolidadas, en parte gruesas, con intercalaciones de esquistos arcillosos con *ripple marks*. Total 40 m.
- d) Esquistos negros carbonosos, fuertemente comprimidos; con restos fósiles de plantas, lentes de carbón impuro y concreciones piritosas; total 5 m de potencia.
- e) Areniscas arcóscicas de color rosado y amarillento, con intercalaciones de arcillas de color rosáceo; potencia 60 m en total.
- f) Esquistos arcillosos abigarrados, bien estratificados que encierran capas de color verde, total 50 m.
- g) Mantos de caliza compacta de color grisáceo a azulado, alternados con bancos de arenisca calcárea y con capas de esquistos arcillosos. Las calizas son fosilíferas. Potencia de este grupo : 250 m.
- h) Areniscas arcóscicas finamente listadas, de color púrpúreo a violáceo; potencia 10 m.
- i) Esquistos arcillosos abigarrados, en parte silicificados con un horizonte guía de color blanco; contienen lentes carbonosos y horizontes de piedra córnea negra; potencia total 40 m.
- j) Esquistos arcillosos grisáceos y esquistos silicosos en bancos delgados; potencia 20 m.
- k) Toba melafírica interestratificada, 2 m.
- l) Areniscas arcóscicas finamente listadas, en parte de grano grueso, de color rosáceo a violáceo; este grupo se halla desarrollado en ambos lados del estrecho de Tiquina, con una potencia de 300 m y en posición muy parada.

El ala oriental que corresponde a este perfil al Este del Estrecho, se halla desarrollada en forma rudimentaria. El piso inferior está suprimido; ade-

más faltan los mantos potentes de calizas, únicamente reducidos a tres o cuatro bancos delgados.

De los perfiles observados se deduce que el Carbonífero descansa en aquel distrito, en plena concordancia sobre los terrenos devónicos. No se ha observado un conglomerado basal. Tampoco fué posible fijar con exactitud el límite entre el Devónico y el Carbonífero. Como horizonte guía del piso inferior de la formación carbonífera sirve una capa bien visible de



Fig. 37. — Vista de Yampupata, en el cabo septentrional de la península y de la isla del Sol. Una línea negra señala la ubicación del horizonte carbonoso.

areniscas arcóscicas, de color amarillento claro, de un espesor que varía entre 40 y 60 m (fig. 37). Encima de este nivel sigue un horizonte compuesto de esquistos negros carbonosos (a veces son varios horizontes) con un total más o menos de 10 m de potencia. Estos esquistos carbonosos contienen por toda su extensión, desde la Isla del Sol hasta el Oeste de Tiquina donde desaparecen, lentes antracíticos de pocos centímetros de espesor. Tales intercalaciones se hallan íntimamente entremezcladas con los esquistos carbonosos, y por ésta ellas no pudieron hallar una aplicación industrial.

El análisis del carbón antracítico de Siripaca (situada al lado oriental de la península de Copacabana), efectuado por el doctor Dupsky, arrojó el siguiente resultado :

Humedad.....	6,18 %
Materias volátiles.....	26,05 »
Carbón fijo	46,30 »
Cenizas.....	21,47 »

El carbón en su génesis es alóctono. A pesar de que el autor realizó una búsqueda cuidadosa, entre los esquistos carbonosos no pudo encontrar restos florísticos determinables, de manera que la edad de este horizonte queda en suspenso; el horizonte en cuestión se encuentra aproximadamente a 50-100 m debajo de las primeras calizas fosilíferas. Su potencia total asciende a 100-150 m.

La caliza es de grano fino, y de color gris oscuro, azulado o grisáceo. El horizonte superior, que aflora en ambos lados de Tiquina, es de color blanquecino. En Yampupata contiene nódulos de calcedonia roja. El número de bancos calcáreos en la latitud de Tiquina, asciende a 15 de un espesor entre 1.50 y 8 m. A veces son silicificados.

En Quehuaya, al NO de la península de Cumana y al frente de la isla de Pariti, en el piso inferior de la serie de calizas, se encuentra una intercalación lenticular de yeso blanco fino, cuyo espesor asciende a 4 m. Es éste el único lugar donde he observado yeso dentro del Carbonífero superior de Bolivia.

Respecto a la composición química de las calizas de Tiquina, nos informan los siguientes análisis (el n° 1 corresponde a una caliza de color gris azulado del horizonte inferior con *Spirifer condor* y *Productus cora*; el n° 2 corresponde a una caliza blanca del horizonte superior de Tiquina que no contiene fósiles):

	1	2
CaO.....	50,43 %	54,19 %
MgO.....	0,30	0,61
Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃	1,70	1,21
SiO ₂	7,15	1,47
Na ₂ O + K ₂ O.....	0,67	—
CO ₂	39,75	42,41
Suma.....	100,00 %	99,89 %

El contenido de las calizas en fósiles es pobre y el estado de conservación de los restos es malo (compárese la lista pág. 154).

Según se infiere del perfil a través del Estrecho de Tiquina, encima del delgado manto superior de calizas blancas sin fósiles, descansa una sucesión de arcillas y areniscas, en cuyo techo está desarrollada, en ambos lados del Estrecho, especialmente en el ala oriental, una capa intrusiva de un meláfiro de color gris azulado. Allí esta misma roca constituye también diques delgados que se introducen dentro de esquistos arcillosos blanquecinos silicificados. La ocurrencia de estos meláfiros es notable, pues en el Carbonífero de Bolivia, contrariamente al del Perú, las rocas ígneas son escasas.

En el techo de este horizonte melafírico empieza una serie de areniscas arcósicas uniformes, de color rojo-violáceo, que alcanzan una potencia de por lo menos 300 m. Es posible que el mismo grupo exista también en el fondo del estrecho. Cabrera y Petersen (43) denominaron esta serie:

« Formación Tiquina », considerándola como pérmica. Sin duda estos autores tienen razón, pues veremos que existen ciertos motivos para la suposición de que el piso superior de las calizas fosilíferas ya pertenezcan a esta formación.

La potencia total del Carbonífero en la región del Titicaca alcanza más o menos 500 a 600 m; el espesor de la Formación Tiquina asciende más o menos a 300 m.

Respecto a su tectónica, el sinclinal de Tiquina está desarrollado generalmente en forma normal. La inclinación de sus alas alcanza 30° a 40° . Una duplicación de la serie sedimentaria, originada por sobreescurrecimientos que buzan con poca inclinación hacia SO, se ha observado en dos puntos. En el cerro Huilacota, a 10 km al NO de Tiquina, el ala occidental se halla volcada hacia el NE. En Siripaca y Belén esta ala se halla desgarrada por fallas cruzadas de poco rechazo.

En el Estrecho de Tiquina (fig. 36), los estratos se encuentran en una posición subvertical. En el eje del sinclinal hemos de suponer una dislocación paralela al rumbo de los estratos. El buzamiento de esta falla es desconocido. Esta dislocación origina la profundidad relativamente considerable (48 m) del Estrecho.

2. *Escoma*: La carretera de Escoma a Italaque (fig. 39), 12 km al NE de Escoma cerca de las fincas Cascachi y Pacauris, atraviesa areniscas calcáreas fuertemente silicificadas que contienen una fauna carbonífera con pocas especies aún no determinadas; entre ellas *Productus semireticulatus* var. *inca* d'Orb., *Productus inflatus* Mc Chesney, Algas, Vermes y Corales solitarios bien conservados. No se pudo levantar un perfil en este sitio; tampoco se sabe nada respecto a la extensión del Carbonífero en aquella faja, que se prolonga hacia el NO hasta más allá del río Suches.

3. *Abra de Patapatani*: Un segundo afloramiento del Carbonífero en el lado oriental del Lago Titicaca fué hallado por el autor en 1943. Un pequeño sinclinal del Carbonífero, de un desarrollo regular, está atravesado por el camino carretero entre Achacachi y Chuchulaya, a una altura de 4360 m, en el *divortium aquarum* entre el Altiplano y los afluentes del Amazonas (véase el mapa fig. 39 y el perfil fig. 94). Este sinclinal que tiene rumbo N 45° O, termina por el Sud pocos kilómetros al SE del abra de Patapatani, extendiéndose hacia el NO, por el flanco oriental de la « serranía de Matilde » hasta las cercanías de Timusi. En el Abra de Patapatani, el autor junto con K. Glazewski pudo observar el siguiente perfil (de NE a SO):

En la base oriental del sinclinal afloran areniscas cuarcíticas del Devónico.

El Carbonífero descansa en plena concordancia sobre el Devónico. La formación carbonífera principia con a) areniscas duras color gris claro. 15 m; Encima descansan b) calizas grisáceas alternando con esquistos,

1 m.

c) calizas rosadas alternando con esquistos calcáreos, 4 m.

- d) margas verdes con hiladas de caliza y brechas fosilíferas, en parte fuertemente silicificadas, 25 m.
- e) brechas rojas con nódulos redondeados de calcedonia, 25 m.
- f) areniscas coloradas, en parte de color gris claro, muy deleznales, con margas claras, 100 m.
- g) areniscas blandas de color gris claro, 30 m.
- h) brecha calcárea cenicienta, 6 m, formando el eje del sinclinal.

La inclinación de las alas del sinclinal de Patapatani es ligera y no pasa de 35°.

La potencia total de los depósitos carboníferos de aquella zona se estima en 200 m. En el ala occidental del sinclinal, a 4320 m de altura, allí donde la carretera cruza el desagüe de una laguna, afloran bancos de caliza grisácea, de una potencia de más o menos 30 m, alternando con margas negras y ligeramente inclinados hacia NE. Especialmente en las margas se halla una fauna mediocrementemente conservada (pág. 154). También se ha observado allí una brecha orgánica litoral de 8 cm de espesor.

3 a. *Ancoraimés*. El cerro situado al Sud del pueblo está formado por areniscas grises calcáreas y calizas. La fauna es casi idéntica a la de Yaurichambi. El carbonífero forma aquí un pequeño sinclinal, en el Devónico. Este hallazgo, ya mencionado por Dereims, no está indicado en el mapa, de la figura 39, ni en el Mapa Geológico de Bolivia.

4. *Yaurichambi*: Este hallazgo clásico, conocido desde los viajes de D'Orbigny, está situado en la zona antiplánica dentro del terreno de la finca Chiquipaca, cerca del camino de La Paz a Huarina, a una altitud de 3840 m. Un doble cerrito se eleva a 60 m encima de la llanura aluvial, conocido con el nombre de « cerritos de Catavi ». Su eje longitudinal, en dirección NO, es de 1000 m y su anchura alcanza 500 m. El cerro está formado por capas de areniscas calcáreas, de color gris, amarillo claro o rosado, con varios horizontes de una caliza parcialmente pura, de color gris claro o a veces rosado. El rumbo de los estratos es de SE a NO; su buzamiento con 49 a 55° al NE. En la continuación de la faja al Norte y al Sud del cerro afloran areniscas cuarcíticas del Devónico. Se trata pues de un afloramiento de Carbonífero pequeño y aislado.

Los fósiles, bien conservados, se hallan en dos horizontes calcáreos y también sueltos en la tierra labrada. D'Orbigny encontró en este punto veinticinco especies fósiles.

La zona fosilífera abarca allí unos 30 m de calizas y de areniscas calcáreas, que contienen la fauna citada en la página 154. Es notable la abundancia de Fusulinas.

4. *Guanay*: En el cerro Pilon, entre Tipuani y Guanay, fué observado por Evans (58) un sinclinal del Carbonífero entre estratos ordovícicos. La espesa vegetación impide un reconocimiento detallado, pero se conoce allí una capa de carbón de piedra de 10 a 15 cm de espesor.

Noticias acerca de la existencia de carbón de piedra en el curso inferior

del río Challana, es decir a poca distancia al SE de Guanay, indican que existen otros yacimientos del Carbonífero en la ladera oriental de la Cordillera Real.

A éstos en la zona subandina se agregan los afloramientos arriba descritos para el Carbonífero superior fosilífero en los ríos Beni, Cosincho y Manique, que prueban que el Carbonífero llega allí hasta el borde oriental de los Andes. Por lo tanto puede suponerse que existe una conexión con el Carbonífero de la hoya amazónica, oculta debajo de los aluviones de Beni.

5. *Vilaque*: A 12 km al Oeste de la estación Vilaque del ferrocarril La Paz-Ururo, un sinclinal del Carbonífero está situado en la falda oriental de la serranía devónica separada de los depósitos terciarios del Altiplano, mediante la dislocación de Coniri. Este sinclinal tiene una longitud de 15 km y un rumbo N 10 a 15° O. Por el Norte el sinclinal se hunde debajo de aluviones. El substrátum del Carbonífero está formado por areniscas micáceas duras color gris, cuarcitas y arcillas oscuras que corresponden probablemente al grupo de Sicasica. El Carbonífero descansa en concordancia sobre los estratos devónicos. El perfil observado en este sitio es el siguiente:

- a) En la base: un banco delgado conglomerádico con rodados que llegan hasta el tamaño de un puño;
- b) Esquistos arcillosos deleznales, de color verdoso, gris o violáceo, con restos fósiles de plantas indeterminables, potencia 15 m;
- c) Arenisca colorada de grano grueso, 60 m;
- d) Arenisca gruesa glauconítica, 20 m;
- e) Arenisca calcárea amarillenta, de 80 m de espesor, incluyendo una capa de caliza pura fina, de color gris claro, en parte con incrustaciones de calcedonia, con una potencia de 20 m;
- f) Arenisca maciza amarillenta, 100 m.

Los fósiles son escasos y siempre mal conservados.

La caliza proporciona la materia prima para la fábrica de cemento «Hércules» en Viacha.

6. *Yaco*: Este afloramiento, reconocido por Steinmann, está situado al pie occidental de la Cordillera Quimsa Cruz. Comprende dos sinclinales angostos plegados entre terrenos devónicos. El sinclinal oriental emerge debajo de morrenas cerca de Sorocachi, punto situado en el curso superior del río Yaco; se extiende hacia el SE, siendo atravesado por el camino de Eucaliptos a Quime, al Oeste de Caxata. Esta faja contiene esquistos arenosos rojizos bien estratificados, con intercalaciones de capas cuarcíticas.

El sinclinal occidental está cortado por el río Yaco, entre Sorocachi y Yaco. Hacia NO se interna debajo de morrenas del cerro El Rodeo. El sinclinal, fuertemente contorsionado, tiene el rumbo N 30° O. Encima de esquistos devónicos descansan areniscas abigarradas, de colores rojizos, pero también grisáceos, azulados y amarillentos. Están separadas en ban-

cos gruesos y alternan con esquistos arcillosos y margas. Sobre ellas yace el horizonte calcáreo, que no aflora en el río Yaco, pero sí en la comunidad Tumo, en la cabecera del arroyo afluente del mismo nombre que desemboca en el río Yaco, a 4 km arriba de Yaco. El calcáreo se compone de calizas, de color gris ceniza, bien estratificadas, areniscas calcáreas con algunas intercalaciones de calizas más puras, ricas en fósiles mal conservados. El espesor total del piso calcáreo asciende a 50 m. En el centro del sinclinal, encima del horizonte calcáreo, siguen areniscas arcóscas con granos de cuarzo bien redondeados, con cemento hematítico, con estratificación diagonal muy pronunciada y de color ladrillo. En parte muestran sedimentos oolíticos. Estas areniscas forman peñas pintorescas en ambos lados del río Yaco, 4 km arriba del pueblo.

7. *Cerro Lamarani-Apillapampa-Carpacayma*: Este afloramiento, que constituye el más importante del Carbonífero en Bolivia, forma un sinclinal de más o menos 50 km de largo, de rumbo NO, en la provincia Arque del Departamento de Cochabamba y en la provincia Charcas del Departamento de Potosí. Empieza por el NO con el cerro Lamarani, situado al NO de Capinota que fué reconocido por Steinmann. La parte inferior del pliegue, que tiene solamente una anchura de 100 m, está atravesada por el ferrocarril de Oruro a Cochabamba, un km abajo de Orcoma. La zona del Carbonífero llega a su máximo desarrollo más al SE, en los alrededores de la finca Apillapampa, formando allí una serranía de 4400 m de altura. La terminación meridional de la faja fué estudiada por Kozłowski (101) cerca de Carpacayma; a 40 km al NNE de San Pedro de Buena Vista.

Fuó examinada especialmente la sección de Apillapampa, primeramente por Dereims (50), a causa de su riqueza en fósiles. La colección paleontológica reunida por Dereims fué determinada en la monografía de Kozłowski (98). Los fósiles se hallan allí en parte sueltos en la superficie del terreno y en buena conservación. Apillapampa constituye el yacimiento paleontológico más rico del Carbonífero, dentro del sistema andino en Sudamérica.

El sinclinal de Apillapampa está dislocado por sobreescurrecimientos por planos muy inclinados hacia el SO. Su tectónica es complicada. El autor junto con K. Glazewski ha levantado un perfil que empieza cerca de un molino antiguo llamado «Lojolojo», sito en una quebrada al SE de Apillapampa, y siguiendo a esta quebrada se extiende hasta la cumbre de la serranía de Apillapampa.

Devónico: Esquistos arcillosos grisáceos y areniscas duras cuarcíticas. Se notan surcos ondulados en la superficie de los estratos e intercalaciones de un delgado banco conglomerádico. Rumbo N 24° O; buzamiento 78° SE.

A 250 m arriba del molino comienza paulatinamente, pero de una manera bien visible, la transición entre el Devónico y el Carbonífero, sin ninguna discordancia.

Permo-Carbonífero :

- a) Areniscas y pizarras en bancos delgados, blandas y frágiles, de color blanco, amarillento y grisáceo ; espesor 70 m ; rumbo N 46° O ; buzamiento 79° SE.
- b) Areniscas micáceas algo arcillosas, espesor 10 m.
- c) Areniscas amarillentas grisáceas duras en bancos gruesos. Espesor 30 m.
- d) Pizarras arcillosas de color gris a pardo ; espesor 50 m.
- e) Pizarras arcillosas grisáceas alternando con bancos de areniscas duras, de grano fino ; espesor 40 m.
- f) Calizas duras de color gris claro, con vetas de calcita ; espesor 20 m ; rumbo N 50° O ; buzamiento 85° SE.
- g) Pizarras y margas grisáceas alternando con bancos de caliza llenos de fósiles (*Productus*, *Spirifer*, *Crinoidea*, *Bryozoa*) ; espesor 40 m.
- h) En el piso siguiente aumenta la cantidad de pizarras oscuras de color gris azulado, con muchos restos fósiles y detritos ; muestra varios pequeños desplazamientos ; espesor 35 m ; rumbo N 50° O, buzamiento perpendicular.
- i) Terrenos iguales, con mayor cantidad de calizas en bancos delgados ; espesor 80 m.
- j) Calizas muy duras de color gris, con intercalaciones irregulares de sílice de color gris oscuro ; espesor 10 m.
- k) Margas arcillosas que encierran una capa de carbón de un espesor de hasta de 40 cm.
- l) Margas de color gris oscuro con detritos y troncos fosilizados de plantas (*Lepidodendron*) e intercalaciones de pizarras ; espesor total 8 m ; rumbo N 70° O, buzamiento 40° NE.
- m) Areniscas conglomerádicas con concreciones de sílice y areniscas con bancos silicosos color gris oscuro ; espesor 8 m.
- n) Pizarras oscuras y margas color gris claro ; espesor 5 m.
- o) Margas color gris claro con intercalaciones de bancos delgados de areniscas duras, en parte silicificadas ; espesor 20 m.
- p) Calizas de color ceniciento, con intercalación de un banco delgado de sílice ; espesor 25 m ; rumbo N 70° O ; buzamiento 63° NE.
- q) Calizas y margas grisáceas en bancos delgados, alternadas con pizarras de color gris oscuro ; contienen fósiles y varias capas de sílice ; espesor 120 m ; rumbo N 40° O ; buzamiento 78° SO.
- r) Calizas y margas muy duras con bancos de sílice ; pocas intercalaciones de pizarras grisáceas ; espesor 80 m.
- s) Estratos perturbados y aplastados.
- t) Calizas duras de color amarillento y grisáceo, con intercalaciones de pizarras, fuertemente aplastadas ; espesor 40 m.
- u) Conglomerados con rodados pequeños y grandes hasta 15 cm de diámetro ; espesor 7 m.
- v) Conglomerados duros con cemento arenoso rojizo ; espesor 40 m.
- x) Intrusión magmática de tipo melafírico ; roca dura de color gris oscuro ; espesor 45 m.
- y) Areniscas amarillentas en bancos gruesos y conglomerados rojizos en bancos potentes ; espesor 50 m.

- z) Areniscas duras de color grisáceo y amarillento, en bancos muy potentes, de grano fino; por su dureza estas areniscas ocasionan saltos hasta de 50 m de altura; espesor total 80 m.

El espesor total desde (a) hasta (z) es de 900 m pero hay que tener en cuenta que tal vez en el perfil existen algunas dislocaciones tectónicas. Otro perfil que prolonga inmediatamente el primero y que abarca 600 m de espesor, se extiende desde el camino de Apillapampa a Yurumani hasta las cumbres de la serranía al Oeste de Apillapampa. Se compone de los siguientes términos:

- a) Calizas duras grisáceas, bien estratificadas. Espesor 80 m.
- b) Margas coloradas con intercalaciones de capas de caliza dura. Espesor 50 m.
- c) Margas verdosas con capas de margas duras grisáceas. Espesor 40 m.
- d) Margas rojas de clivaje delgado, descompuestas en la superficie. Espesor 80 m.
- e) Margas violáceas, muy deleznales. Espesor 30 m.
- f) Margas verdes alternadas con margas rojas, bien estratificadas. Espesor 40 m.
- g) Caliza dura silicificada, con concreciones de sílice de color gris oscuro. Espesor 3 m.
- h) Calizas duras de color gris oscuro. Espesor 4 metros.
- i) Margas deleznales de color rojizo a violáceo. Espesor 15 m.
- j) Calizas duras, bien estratificadas. Espesor 60 m.
- k) Margas rojas. Espesor 30 m.
- l) Margas violáceas con capas de margas color gris claro. Espesor 25 m.
- m) Calizas compactas de color gris claro, sin fósiles, formando las partes elevadas de la serranía. Potencia 150 m; rumbo N 20° O; buzamiento 30° SE. Estas calizas cuya superficie constituye el paisaje típico de « karst », forman un vasto sinclinal en la parte alta de la sierra.

La falda occidental de la serranía, hacia Sicaya, no ha sido estudiada.

La potencia total del sinclinal de Apillapampa ha sido determinada en 1500 m aproximadamente. Pero tal vez esta apreciación resulta exagerada, a causa de complicaciones tectónicas (sobrescurrimientos). De todas maneras, en este lugar el Carbonífero muestra un desarrollo mucho mayor que en otros sitios de Bolivia. Parece que allí, cerca del límite meridional de la transgresión marina del Permo-Carbonífero, se estableció una facies nerítica calcárea a lo largo de la costa, que ofreció buenas condiciones para el desarrollo de una fauna muy rica. En el perfil arriba citado se ha comprobado la presencia de 600 m de calizas puras; en cambio en el distrito del Titicaca se conocen tan sólo 100 a 200 m de las mismas calizas.

De un interés especial es la existencia de un manto de carbón impuro antracítico y de restos de plantas dentro de bancos calcáreos. Hemos hallado troncos de árboles bien conservados, de una longitud hasta de 6 m, de los géneros *Lepidodendron* y *Lepidophloios*. Hasta la fecha no han sido determi-

nados, pero ellos darán indicaciones valiosas respecto a la edad de este piso del Carbonífero superior. El carbón es de origen alóctono.

Además es interesante el hallazgo de un manto de lava vesicular melafírica, de una potencia de 45 m. Según parece, no se trata en este caso del

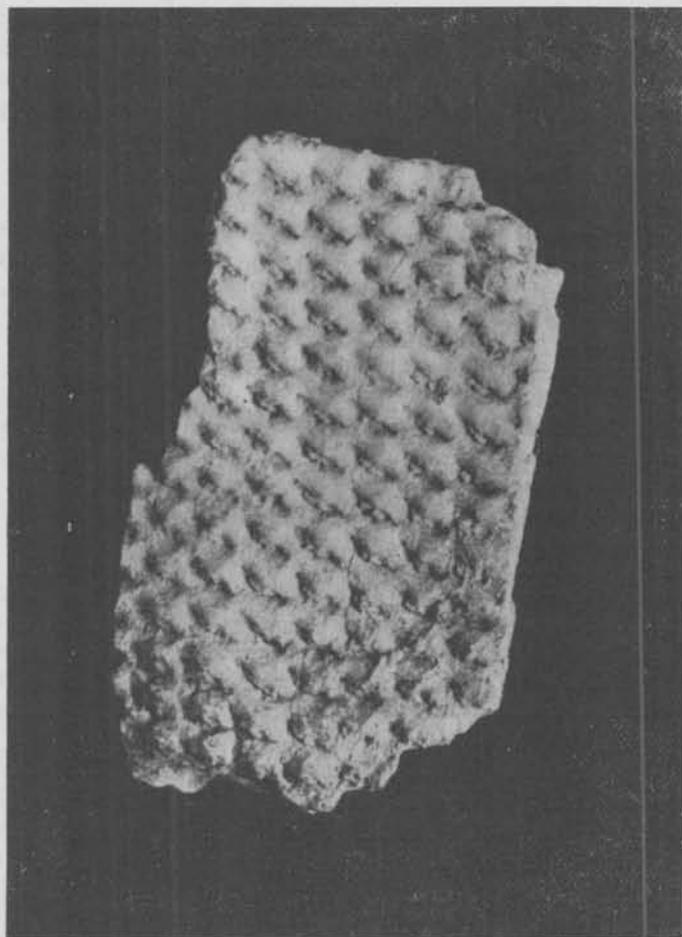


Fig. 38. — *Lepidophloios* sp. Apillapampa.

volcanismo cretácico, sino de una lava probablemente de la misma edad de las calizas adyacentes.

El sinclinal de Apillapampa se cierra por el SE cerca de la localidad de Carpacaima, que pertenece a la finca Churitaca. Según Kozłowski (101) el Permo-Carbonífero descansa también allí en forma concordante encima del Devónico. La parte inferior consiste en arcillas rojas que alternan con capas

de calizas margosas muy fosilíferas. El piso central se compone de calizas margosas, y el piso superior de calizas compactas fuertemente silicificadas estériles. La potencia total del Permo-Carbonífero alcanza a 250 m. Sus fósiles han sido transformados en calcedonia. Encima del Carbonífero reposa un manto de lava fonolítica.

8. *Chacapaya*: La finca Chacapaya está situada cerca de la terminación occidental de la cuenca de Cochabamba, en la orilla de un afluente del río Viloma, al NO de Sipesipe (véase el mapa, fig. 106). El afloramiento Carbonífero de esta localidad fué encontrado en 1944 por el autor. Cerca de su desembocadura en el río Viloma, el río de Chacapaya atraviesa el ala occidental de un sinclinal de la Formación Puca que incluye el horizonte calcáreo. Después entra el río en una zona de esquistos oscuros de edad probablemente ordovícica. A 5 km río arriba de la finca, se encuentra al Norte del río una escama del Carbonífero en posición concordante sobre las pizarras mencionadas. Sus estratos buzan con 35° hacia NE. La faja del Carbonífero se extiende hacia el NO hasta el cerro Viloma, ignorándose sus límites en esta dirección.

Este Carbonífero se compone de esquistos arcillosos oscuros, bastante parecidos a los del Devónico, con intercalaciones de capas de calizas margosas oscuras; por lo demás en los pisos superiores, se observan bancos de calizas compactas de color ceniza, de 2 a 4 m de espesor. Las calizas y margas son muy fosilíferas; su fauna se asemeja a la de Apillapampa. Encima del piso calcáreo descansan areniscas macizas rojizas con geodas calcáreas, de una potencia de 80 m, constituyendo una mesa ligeramente inclinada hacia el NE.

9. *Ayopaya*: Este sinclinal, aparentemente de bastante extensión, aún no ha sido reconocido sistemáticamente. Probablemente se trata del mismo afloramiento que menciona Dereims en « Morochata », lugar del cual proceden las Fusulinas descritas por Meyer (114) y los braquiópodos estudiados por Kozłowski. Sin embargo, está situado a 20 km al Oeste de Morochata.

En Chapiojo, en la vertiente oriental de la sierra Mazo Cruz y en la zona de las cabeceras del río Punacachi (véase el mapa, fig. 106), observé el siguiente perfil (de Oeste a Este):

- a) Areniscas grisáceas cuarcíticas, de edad probablemente ordovícica, que constituyen la serranía Mazo Cruz. Muestran disyunción en bancos gruesos y una inclinación de 30° con buzamiento hacia NE.
- b) Encima yace un conglomerado basal de color rojizo y de un espesor de 1 a 2 m.
- c) Lava melafírica vesicular, de color verdoso, cerca de la superficie de color violáceo. Se trata de un manto intrusivo intercalado, de una potencia de 6 m.
- d) Arenisca calcárea amarillenta alterada por metamorfismo de contacto. La roca es dura y astillosa, contiene Fusilinas; la arenisca es un tanto

bituminosa e impregnada de asphaltita que aparece en los planos de los estratos como en hendiduras y rajaduras. Esta asphaltita se ha formado por movilización de las sustancias bituminosas, a causa de la intrusión del meláfiro y por sublimación después del enfriamiento del magma. La potencia de las areniscas es de 6 a 15 m.

Los estratos de *b*) hasta *d*) descansan encima del Ordovícico con una discordancia angular.

- e) Con ligera discordancia siguen arcillas rojas alternadas con capas de areniscas que encierran un manto de caliza blanca de una potencia de 0,60 m.
- f) Más arriba se observan Margas Multicolores típicas con Faja Verde.

Así parece que el Cretácico terrestre reposa en discordancia sobre el Carbonífero incompletamente desarrollado (o cuyos estratos han sido eliminados en parte por denudación).

Cuatro kilómetros más al NO, por el lado occidental del río Punacachi observé pizarras oscuras carbonosas, inclinadas 30° hacia NE, con lentes de antracita impura, y en su techo, areniscas macizas amarillentas de unos 100 m de potencia más o menos. Resulta que el Carbonífero aumenta en su potencia hacia el NO; pero en el distrito del río Santa Rosa se ignora su extensión en esa dirección.

Es probable que, con el progreso de los levantamientos geológicos y cartográficos exactos en Bolivia, se encontrarán todavía otros afloramientos Carbonífero superior.

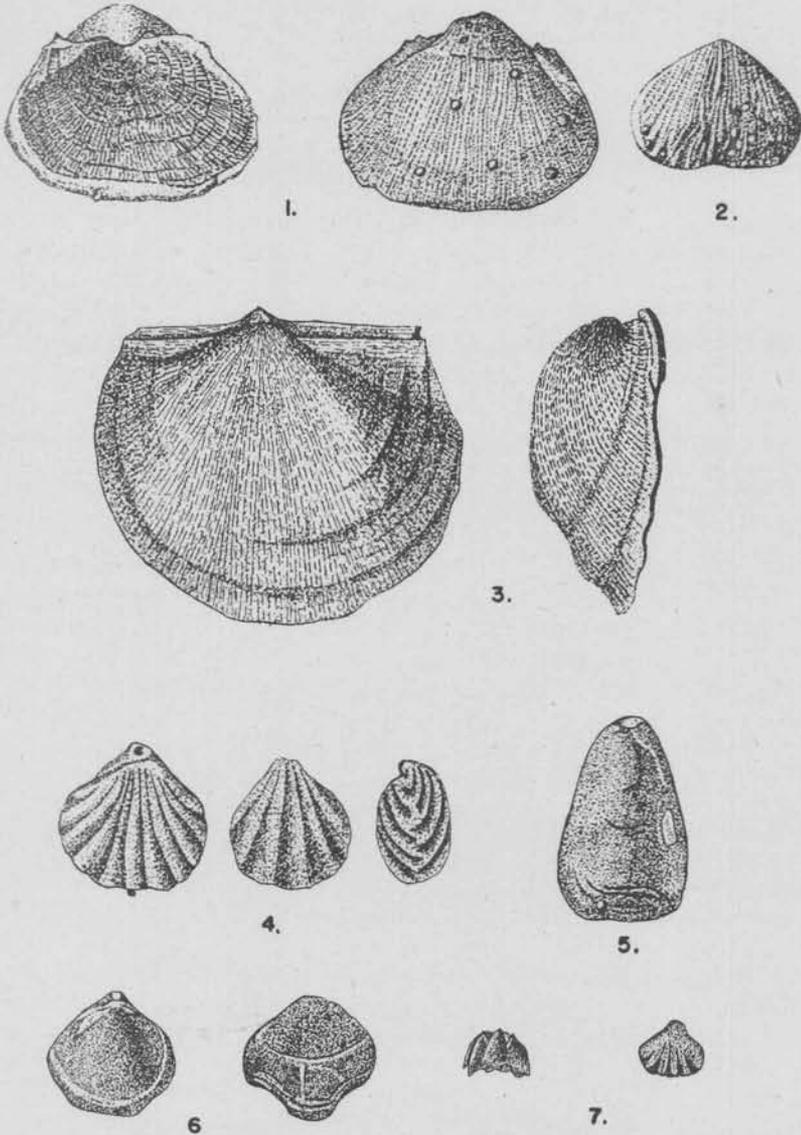
Contenido paleontológico: Las calizas, areniscas calcáreas y margas han suministrado una fauna bastante monótona y relativamente pobre en especies (véase la lista, pág. 154). Más frecuentes en ellas son los *braquiópodos*, que han sido estudiados detalladamente en la monografía de Kozłowski (98). Este autor describe 37 especies. La máxima frecuencia y variabilidad corresponde al género *Productus* que está representado por 15 especies. En primer lugar viene *Productus cora* (Lám. V, 1) que es un fósil guía. No obstante, respecto a su frecuencia, aparece en menor cantidad que *Productus semireticulatus* y *Pr. inflatus* Mc Chesney (Lám. V, 2).

En lo que se refiere a las otras especies de *Productus*, *Pr. d'orbigny* de Koninck es frecuente en Yaurichambi; *Productus peruvianus* d'Orb. y *Productus humboldti* son raros.

Derbyia buchi d'Orb. (Lám. V, 3) es un fósil muy frecuente.

Entre los Espiriferidos la gran especie *Spirifer condor* d'Orb. (Lám. VI, 1) constituye un fósil característico que se halla casi en todos los puntos, en grandes cantidades y en buen estado de conservación, por ejemplo en ejemplares sueltos en Apillapampa. Aparte de esta especie, también es muy frecuente *Spirifer cameratus* Morton. Entre las formas menores debemos mencionar *Spiriferina campestris*.

Respecto a los fósiles de menor tamaño, son muy frecuentes y difundidas las siguientes formas: *Hustedia mormoni* Marcou (Lám. V, 4), *Dielas-*



Fósiles del Permo-Carbonífero : 1, *Productus cora* d'Orb. ; 2, *Productus inflatus* Mc Chesney ; 3, *Derbyia buchi* D'Orb. ; 4, *Hustedtia mormoni* Shepard ; 5, *Dielasma bovidens* Morton ; 6, *Seminula argentea* Shepard ; 7, *Pugnax utah* Marcou. (Todos los fósiles son de Apillapampa).

ma bovidens (Lám. V, 5), *Seminula argentea* (Lám. V, 6) y *Pugnax utah* (Lám. V, 7).

Los *Lamelibranchios* son escasos y no estudiados hasta el presente. Entre los *Trilobites* Dereims (en Kozlowski, 98) menciona *Phillipsia* de Yaurichambi. Los *Gastrópodos*, de los cuales solamente algunos fueron determinados por Douglas y Meyer, son frecuentes en el distrito del Titicaca. Dentro de esta zona, se hallan en buena conservación en Yaurichambi. También en Apillapampa son frecuentes, especialmente los que se parecen al género *Bellerophon*.

Los *Briozoarios*, especialmente de la especie *Fenestella*, son muy frecuentes en Apillapampa. Pero su conocimiento es aún muy incompleto. Artículos del tallo y también cálices (Chacopaya) de *Crinoidea*, probablemente del género *Cyathocrinus*, son muy abundantes, constituyendo a veces el componente principal de la roca, como sucede en Yaco.

Los *Coelenterata* han sido estudiados por Meyer, pero en forma deficiente. Corales solitarios se encuentran en Yaurichambi, Apillapampa y Chacopaya; todavía no han sido descritos. Faltan los corales que forman arrecifes en mayor escala.

Foraminifera: Las primeras *Fusulina* de Sud América fueron halladas en Yaco por Steinmann y analizadas por Meyer. Se trata de *Schellwienia vulgaris* (Lám. VI, 3). Además describió Meyer en la colección recogida por Dereims en « Morochata », ejemplares mal conservados de ? *Schellwienia convoluta* (Lám. VI, 2), asimismo entre otras foraminíferas del mismo punto, *Archaeodiscus karreri* Brady y *Endothyra parva* v. Moeller. Estas especies precisan de una revisión.

Fusulinas se hallan en mayores cantidades, en casi todos los afloramientos del Carbonífero, pero no constituyen arrecifes. Recientemente las colecciones de Kozlowski han sido estudiadas por C. Durban, en una monografía que está en preparación. Infortunadamente este trabajo aún no había sido publicado al terminar la presente obra, de manera que sus resultados, que de seguro tendrán fundamental importancia respecto a la posición estratigráfica del Carbonífero de Bolivia, todavía no han podido ser tomados en consideración.

Resumen: Según demuestran los perfiles, en la mayor parte de las localidades investigadas, estratos que correspondan al Carbonífero inferior, no existen. Encima del Paleozoico antiguo empiezan directamente los sedimentos marinos que contienen una fauna del Permo-Carbonífero. Solamente respecto al distrito del Titicaca existen dudas acerca de la cuestión de si el grupo inferior que carece de fósiles y que encierra el yacimiento de carbón, debe ser atribuido al Carbonífero inferior o superior. En tanto que no se halle allí una flora que permita una determinación exacta, esta cuestión queda en suspenso. De todas maneras, aquí el piso inferior del Carbonífero está desarrollado en una facie costanera, según lo comprueban los restos de plantas fósiles.

Lista de fósiles del Permo-Carbonífero de Bolivia

(Los braquiópodos según Kozlowski, los otros según Meyer, etc.)

	Isla del Sol; penin- sulas de Copacaba- na y de Guanana	Abra de Patapatani	Yaurichambi	Yaco	Apillapaupa y Lamarani	Chacapaya	Morochata
Braquiópodos :							
<i>Productus capaci</i> d'Orb.....				
» <i>d'orbigny</i> de Koninck.....		
» <i>d'orbigny</i> var. <i>spitzbergiana</i> Toula.....			
» <i>d'orbigny</i> var. <i>mayor</i>				
» <i>semireticulatus</i> var. <i>Inca</i>	
» <i>inflatus</i> McChesney.....	
» <i>boliviensis</i> d'Orb.....	
» <i>peruvianus</i> d'Orb.....			
» <i>humboldti</i> d'Orb.....				
» <i>humboldti</i> var. <i>irginae</i>		
» <i>villiersi</i> d'Orb.....				
» cf. <i>cancriniformis</i> Tschernyschew.....			..				
» <i>cristatus-tuberculatus</i>				
» <i>boulei</i>				
» <i>cora</i> d'Orb.....	
<i>Chonetes glaber</i> Geinitz.....	
<i>Ch. variolata</i> d'Orb.....
<i>Derbya buchi</i> d'Orb.....	
<i>Derbya parasitica</i>		
<i>Etelestes andii</i> d'Ord.....
<i>Ortotichia morgani</i> Derby.....	..						
<i>Schizophoria resupinata</i> var. <i>latirostrata</i> T.....					
<i>Rhipidomella cora</i> d'Orb.....	
<i>Spirifer condor</i> d'Orb.....
<i>Spirifer cameratus</i> Morton.....	
<i>Spiriferina campestris</i> White.....		
<i>Reticularia lineata</i> var. <i>perpleza</i>
<i>Ambocoelia planconveza</i> Shumard.....		
<i>Hustedia mormoni</i> Shepard.....
<i>Seminula argentea</i> Shepard.....
<i>Pugnax utah</i> Marcou.....		
<i>Rhynchopora nikitini</i> Tschernyschew.....		
<i>Camarophoria thevini</i> Kozl.....		
<i>Dielsma bovidens</i> Morton.....		

	Isla del Sol; penínsulas de Copacabana y de Cumana	Abra de Patapatani	Yaurichambi	Yaco	Apillapampa y Lamarani	Chacapaya	Morochata
<i>Dielasma gillingense</i> Davidson						
» n. sp.....	..						
Trilobites :							
<i>Phillipsia</i> sp.....			..				
Lamelibranchia (no determinados) :							
Gastropoda :							
<i>Straparollus subquadratus</i> Meek y W.....					..		
<i>Euphemus</i> cf. <i>inducus</i> Waagen						
No determinados.....				
Bryozoa :							
<i>Polypora</i> cf. <i>tuberculata</i> Prout.....					..		
<i>Berenicea</i> sp.....					..		
<i>Fenestella</i> sp.....					
No determinados.....		
Grinoidea (3 <i>Cyathoerinus</i>) :							
		
Coelenterata :							
<i>Michelinia transitoria</i> Knod.....					..		
<i>Lophophyllum profundum</i> Milne-Edwards y Haime.					..		
No determinados.....		
Foraminifera :							
<i>Schellwienia</i> aff. <i>vulgaris</i> Schellw.....				..			
<i>Schellwienia convoluta</i>
<i>Archaeodiscus karveri</i> Brady
<i>Endothyra parva</i> von Moeller.....							..
No determinados.....

Conforme a la opinión mantenida por muchos autores, también por Kozlowski, la fauna carbonífera de Bolivia corresponde al piso superior del Pensilvaniano. Recientemente, y principalmente sobre la base de las investigaciones de C. Dunbar, fué comprobado el hecho de que ciertas formas especiales de Fusulinas, como *Schwagerina* y *Pseudoschwagerina*, son fósiles guías del Pérmico inferior. Estas Fusulinas se encuentran juntas

con la fauna con *Spirifer condor* y *Productus cora*, en el material coleccionado por Kozlowski en Apillapampa, Yaurichambi y otros lugares de Bolivia; razón por la cual se debería considerar por lo menos el piso superior de los sedimentos marinos que contienen esta fauna, como Pérmico inferior. Para una verificación exacta de la cuestión, es decir, cuáles estratos pertenecen al subsistema del Carbonífero superior y cuáles al Pérmico, sería menester coleccionar y estudiar detalladamente los fósiles capa por capa, en una zona muy fosilífera, como por ejemplo en Apillapampa.

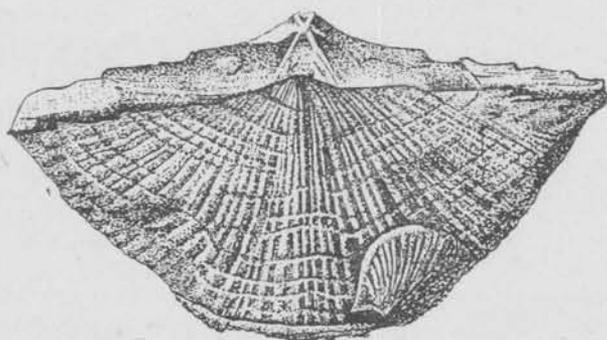
Referente a la procedencia de la transgresión marina, existen diferentes opiniones. Gerth considera una transgresión que vino desde la costa pacífica del Perú, mientras que otros investigadores admiten más bien una relación del Carbonífero superior de los Andes con los estratos correspondientes de la cuenca amazónica. En favor de la última hipótesis existe el argumento de que el Carbonífero superior del Norte de Bolivia y del Perú llega hasta el límite nororiental de los Andes y que se han encontrado además, en el Oeste del territorio del Acre, capas del Carbonífero superior que constituyen un puente al Carbonífero amazónico. Sin embargo, los fósiles carboníferos de la zona amazónica difieren en muchos aspectos de aquellos de la faja andina; por ejemplo, de las 15 especies de *Productus* que se conocen en Bolivia, solamente dos se han hallado en la cuenca amazónica.

Los perfiles arriba citados del Carbonífero varían extraordinariamente. En cambio existe una conformidad en el fenómeno de que los pisos inferiores, que contienen el horizonte de carbón en Copacabana y Ayopaya, son en parte formaciones terrestres o costaneras. El piso superior se compone de sedimentos neríticos; el horizonte carbonoso que se encuentra entre calizas marinas en Apillapampa demuestra que tales depósitos se han formado cerca de una costa.

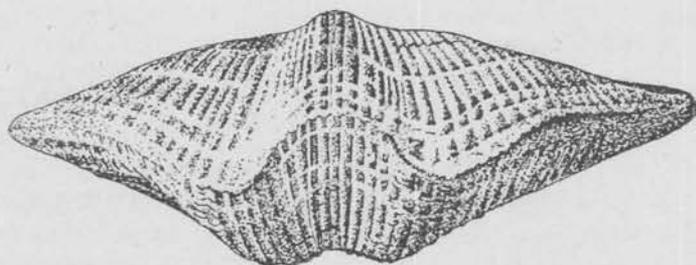
Las areniscas arcóscicas que descansan en Tiquina y Yaco encima de los estratos marinos del Pérmico inferior, indican que se ha efectuado durante este período, un retroceso del mar, probablemente junto con el primer plegamiento del geosinclinal preandino.

La actividad magmática durante el Carbonífero y Pérmico inferior, fué insignificante en Bolivia, contrariamente a la del Perú. Hemos observado en el Estrecho de Tiquina, una intrusión interestratificada de rocas melafíricas de color morado a verde oscuro, juntamente con diques de la misma roca que penetran en la base de la « Formación Tiquina »; además un pequeño dique de pórfido cuarcífero en la caliza en km 7 del camino de Tiquina a Copacabana. En el perfil de Apillapampa notamos una potente intrusión de lava melafírica vesicular y en la base del Carbonífero de Chapiojo, Ayopaya, un manto intrusivo de la misma roca en areniscas calcáreas fosilíferas.

Se trata, pues, en casi todos estos casos de un débil volcanismo geosinclinal que produjo rocas melafíricas.



1



2



3

Fósiles del Permo-Carbonífero : 1, *Spirifer condor* d'Orb., Apillapampa (según Kozlowski)
2, *Schellwienia convoluta*, Morochata (según Meyer) ; 3, *S. vulgaris*, Yaco (según Meyer)

Acercas de otros yacimientos de rocas magmáticas paleozoicas, de edad desconocida o poco segura, nos ocuparemos más adelante un descripción (pág. 158).

VI. ROCAS MAGMÁTICAS DE LA ERA PALEOZOICA

Rocas magmáticas que corresponden con seguridad o con alguna probabilidad a la era paleozoica, se hallan escasamente representadas en las cordilleras centrales y orientales de Bolivia. Podría suceder que en lo futuro se realicen nuevos hallazgos en las regiones boscosas situadas en el faldeo nororiental de estas cordilleras hasta ahora poco examinadas por los geólogos.

Hasta la fecha sólo se conocen unos pocos afloramientos de rocas alcalinas. En 1928 el autor encontró, en la vertiente oriental del cerro Sapo situado en la serranía de Palca (prov. Ayopaya del dept. de Cochabamba), dos pequeños macizos intrusivos, cuyas rocas fueron analizadas petrográficamente por Ahlfeld y Mosebach (13). Estas intrusiones penetran en las pizarras paleozoicas arenosas sin fósiles. El macizo septentrional está constituido por una sienita anfibólica, de grano fino, que se compone de ortosa, oligoclasa, barkevilita, diopsida, augita-aegirina y biotita, con minerales accesorios como titanita, apatita y magnetita. El pequeño macizo meridional, que aflora a una altura de 3400 a 3000 m dentro de la región boscosa al naciente del cerro Sapo, consiste en una sienita nefelínica hipidiomorfa, de grano grueso, maciza y no descompuesta. Sus componentes son: ortosa, un poco de plagioclasa, biotita, diopsida, augita-aegirina, nefelina, sodalita, titanita, apatita, magnetita y pirita.

La composición química de la roca (análisis por la doctora Bendig) es la siguiente:

	%		‰
SiO ₂	49.47	Cl.....	0.69
TiO ₂	0.99	CO ₂	0.53
Al ₂ O ₃	20.36	BaO.....	0.18
Fe ₂ O ₃	2.49	SrO.....	0.24
FeO.....	2.95	ZrO ₂	0.04
MnO.....	0.19	Elem. raros.....	0.03
CaO.....	3.76	H ₂ O -	0.04
MgO.....	1.63	H ₂ O.....	1.25
K ₂ O.....	5.40		<hr/> 100.36
Na ₂ O.....	9.78		- 0.13
P ₂ O ₅	0.38		Cl ₂ -O
			<hr/> 100.21

En las quebradas se hallan allí pegmatitas en forma de rodados, que contienen grandes individuos de nefelina y de sodalita de color azul celeste, además grandes cristales de ortosa.

La región ofrece especial interés por la presencia en ella de vetas potentes dentro de la roca intrusiva misma y en los sedimentos encajonantes. El mineral principal de estas vetas es ankerita; aparte de este mineral se hallan

concentraciones locales (bolsillos y ojos) de sodalita de un hermoso color azul oscuro, y de baritina blanca. Además se observan chispas de galena, esfalerita y calcopirita. La sodalita de este lugar ya fué explotada en la época pre-incaica. Adornos y trozos de sodalita labrada que provienen de allí, se hallan en casi todos los paraderos pre-incaicos, desde el Norte de la Argentina hasta Colombia, con especial frecuencia en las ruinas de Tiahuanacu ¹).

No se pudo determinar la edad de estas sienitas nefelínicas. Hemos conseguido algun indicio a este respecto, por el hallazgo realizado por Kozlowski (101), en Carpacayma (prov. de Charcas), situado al NNE de San Pedro, donde aflora una serie potente y fosilífera de Permo-Carbonífero, compuesta de calizas y margas. Este complejo constituye la prolongación sudoriental del sinclinal de Apillapampa. Una colina que representa un resto de erosión de esta formación, está coronada por una cubierta de lava fonolítica de 5 m de potencia. A pesar de que el contacto de esta efusión con el Carbonífero no está bien expuesto, Kozlowski estima a estas lavas como intracarboníferas. Me parece más probable que pertenezca al Triásico (Rético) como los macizos alcalinos del Brasil. Pero también no hay que descartar la posibilidad, como lo hizo ya Ahlfeld (13), de que aquellas erupciones alcalinas correspondan al Cretáceo, de manera que serían coetáneos con las rocas diabasa-melafíricas; pues estas últimas rocas pueden ser consideradas como las derivaciones terminales melanócratas de una provincia de rocas alcalinas. Un argumento para esta suposición constituye la ocurrencia de inclusos de rocas nefelínicas dentro de la chimenea diabásica de Ollakasa que fueron descritos por Aldag (17).

Según el análisis micrométrico, efectuado por Smulikowski, la fonolita de Carpacayma tiene la siguiente composición:

	Fenocristales %	Pastas %
Sanidina.....	12,5	64,0
Nefelina.....	6,8	
Angita.....	1,8	13,2
Anfibol.....	0,3	—
Oxidos de hierro.....	0,3	0,8
Titanita e ilmenita.....	0,3	—
Total.....	22,0	78,0

Ya anteriormente fueron descritos por Aldag (17) inclusos de rocas alcalinas en una brecha diabásica de Ollakasa. Este lugar que está situado al Oeste del río Pilcomayo, en el camino de San Lucas a Tarabuco, fué citado erróneamente en la literatura geológica bajo el nombre de « Mollecasa ». Parece que las rocas alcalinas eoleolíticas ocurren solamente en las partes orientales de la Cordillera.

¹ Véase F. AHLFELD y R. WEGENER, *Ueber die Herkunft der im Bereich altperuanischer Kulturen gefundenen Schmuckstücke aus Sodalith*. Ztschr. Ethnol., 63, 1931, págs. 288-296.

Otras rocas magmáticas que probablemente pertenecen a la era paleozoica, se hallan en el extremo Sud de la República, en la Cordillera Santa Victoria (Cordillera de Tacsara) al SSO de Tarija. En la sección argentina de esta cordillera, varios macizos graníticos fueron señalados en el mapa de Hausen (76); también sienitas biotíticas con anfíbol. Beder menciona allí diques de rocas alcalinas, como bostonita cuarcífera, bostonita andesítica, traquica y basanita. La edad de estas rocas que han penetrado dentro de la serie precámbrica, y además en las formaciones cámbricas y ordovícicas, todavía es incierta.

Las mismas rocas alcalinas afloran también en la sección boliviana de la Cordillera Santa Victoria. Así, por ejemplo, el autor encontró un gran macizo de granito alcalino en las proximidades de la frontera argentina, entre Rejara y Mecoya. Cantos rodados de estos granitos se hallan en el río Caddado (afluente del río Bermejo) y en el río Chaguaya (afluente del río Tarija). Las rocas de referencia aún no han sido examinadas petrográficamente. Son rocas alcalinas típicas, hipidiomorfas, de color gris claro a blanquecino, con abundante ortosa, además con una hornblenda de color aceituna que aparece en gran cantidad y que pertenece aparentemente a la riebeckita. Hay granitos con cuarzo y sienitas sin cuarzo visible.

Un dique compuesto de una roca ultrabásica con perowskita penetra dentro de los esquistos ordovícicos cerca de Pinos, lugar situado al SO de Tarija, al pie de la cuesta de Calderilla. Según referencias, afloraría un macizo granítico en el cerro Veladero, situado al NO de la confluencia del río Pilcomayo, con el río Pilaya. Infortunadamente no me fué posible conseguir muestras de este sitio para la debida comprobación de la noticia.

Para investigaciones geológicas futuras, pueden servir los siguientes datos acerca de rocas magmáticas, probablemente paleozoicas. Al Este de Vichacla, situado a 22 km al Norte de Cotagaita, se eleva el Cerro Negro cuya cima consiste en una roca oscura parecida al gabbro; la roca aún no ha sido examinada. La intrusión descansa encima de pizarras ordovícicas en forma de lacolito. Mediante un lente de aumento se reconocen grandes individuos de hiperstheno que constituyen la mayor parte de la roca; además se ven bastantes minerales metálicos como magnetita, ilmenita, calcopirita, piritita y pirrotina. Es digno de mención que la roca revela un pequeño contenido de níquel (0,7 % de un análisis global). En el manto mismo y en sus alrededores, se insertan vetas de loellinguita y de gersdorffita.

Por fin, un afloramiento particular, que indica la presencia de rocas magmáticas antiguas, se halla en la finca Recreo situada 6 km al SE de Yamparáez y a 3 km al Sud de la carretera de Sucre a Camiri, a una altura de 2600 m, en una región drenada por afluentes del río Pilcomayo. Aquella faja se compone de pizarras de color plumizo, cuya edad se supone ordovícica, aunque en ella no se han hallado fósiles.

Estas pizarras están ligeramente plegadas, con rumbo NS; su buzamiento es de 50 a 70° hacia al Oeste. Este grupo contiene varios bancos de

una arenisca dura cuarcítica blanquecina, de una potencia hasta de 8 metros. Algunas de estas intercalaciones contienen, por una extensión longitudinal de hasta 2 km, cantidades considerables de pepas bien redondeadas de ilmenita (hasta el 5 % del total de la roca); llevan además biotita y una plagioclasa calcosódica básica dentro de un cemento fino que consiste en biotita triturada y granos de cuarzo.

Este afloramiento puede corresponder a un depósito costanero. Los cristales tabulares de biotita, poco descompuesta, que alcanzan un diámetro hasta de 2 cm, indican que la roca ígnea, por cuya desintegración se ha formado el conglomerado descrito, no puede estar muy lejos y que los productos de la desintegración de aquella roca plutónica no han podido ser transportados por largos trechos. Pero hasta el presente no se ha logrado dar con el sitio de la intrusión misma, es decir que no se ha encontrado un afloramiento de la intrusión « en roca viva ».

C. ERA MESOZOICA

I. EL CRETÁCICO AL ESTE DEL LAGO TITIGACA

No se han hallado hasta el presente en el ámbito andino boliviano, sedimentos que correspondan a la formación triásica y jurásica (excepción hecha de los sedimentos del Gondwana en la zona subandina que contiene sedimentos triásicos terrestres). En cambio en la misma zona, los depósitos de edad cretácica ocupan territorios extensos.

Las grandes transgresiones marinas del período cretácico que se han extendido sobre el territorio andino del Perú, han sido estudiadas detalladamente en los últimos tiempos por el doctor Norman Newell, especialmente en el Sud del Perú y en la zona que colinda con Bolivia. Este autor no ha publicado todavía los resultados de sus investigaciones ni el mapa geológico correspondiente. Según comunicación verbal, Newell divide el Cretáceo del Sud del Perú, en los siguientes pisos :

	Espesor
6. Piso de <i>Muñani</i>	
Areniscas finas rojas, bastante blandas, incluyendo capas de arcilla roja.....	800 m
5. Piso de <i>Vilquechico</i>	
Pizarra de color gris verdoso y purpúreo, con algunas capas de cuarcitas grisáceas y concreciones calcáreas.....	680 m
4. Piso de <i>Cotacucho</i>	
Arenisca de color rojo a salmón, con un horizonte guía de dolomía rojiza (horizonte de Huatajani, de un espesor de 6 a 10 m) en su parte intermedia y yeso en su base.....	1090 m

3. Piso de *Moho*

Parte superior: pizarras silicificadas de color gris oliva oscuro, con cuarcitas grises. Parte inferior: pizarras multicolores. A más o menos 80 m encima de su base se encuentra el horizonte guía de la Caliza de Ayavacas de 10 a 20 m de espesor con restos de equinoideos y otros fósiles del Cretácico medio..... 800 m

2. Piso de *Huancane*

Areniscas macizas blancas, color rojo a salmón. 500 m

1. Piso de *Muni*

Pizarras de color rojo marrón oscuro..... 135 m

Según una comunicación verbal de Newell al autor, los sedimentos del piso 1 al 3 son de origen marino y los de los pisos 4 al 6 de origen conti-

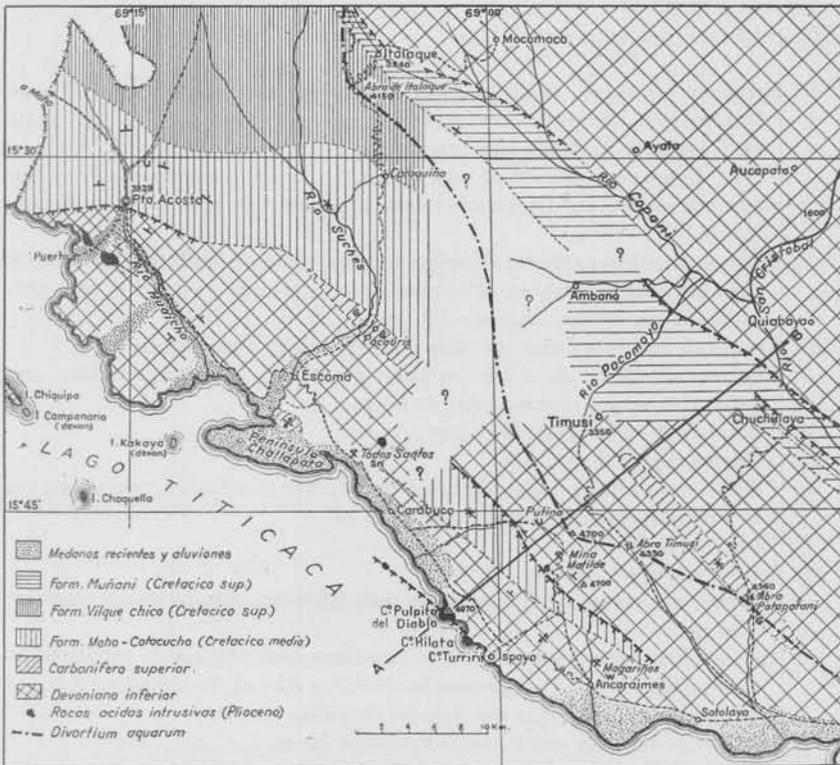


Fig. 39. — Mapa de las riberas orientales del lago Titicaca

ental. Su contenido paleontológico aún no ha sido estudiado. Newell fija provisionalmente los pisos 1 y 2 en el Cretácico inferior, el piso 3 en el Cretácico medio y los pisos 4 al 6 en el Cretácico superior.

Esta serie, cuya potencia total alcanza 3000 m, descansa en vastas regiones al Norte del Lago Titicaca, con una notable discordancia, encima de estratos devónicos, siendo recubierta a su vez, con interposición de una discordancia angular, por la muy potente formación terciaria de Puno que está desarrollada al Oeste del Lago Titicaca.

El autor junto con K. Glazewski pudo comprobar que el Cretácico se extiende al Este del Lago Titicaca, desde el Perú hasta dentro del territorio boliviano. Su extensión se desprende del mapa (fig. 39). El Cretácico, que todavía está fuertemente desarrollado en la zona limítrofe, mengua hacia el Sudeste en su potencia, desapareciendo en la latitud de Ancoraimes.

En los alrededores de Puerto Acosta observamos el siguiente perfil (de Sud al Norte):

El basamento al Sud del pueblo está formado por areniscas duras cuarcíticas del Devónico, de color amarillo claro, con rumbo N 55° O y buzamiento con 35° al NE.

El Cretácico comienza con:

- a) Areniscas de color amarillo claro que tienen un rumbo N 75° O y un buzamiento en parte subvertical y en parte con 70° al NE. Aquí el Cretácico se halla sobrecurrido encima del Devónico desde el NE, de manera que existe una discordancia muy acentuada de índole tectónica entre las dos formaciones. El espesor de las areniscas alcanza 50 m.
- b) Pizarras arcillosas oscuras de color verde-aceituna o violáceo. Estas pizarras deleznales forman el subsuelo de la cuenca en la cual está ubicado Puerto Acosta; espesor 360 m.
- c) Areniscas bastante duras de color amarillo claro; espesor 20 m.
- d) Pizarras arcillosas de color verduzco y violáceo, muy deleznales, con capas de margas claras; total de 60 m.
- e) Areniscas de color amarillo claro; 30 m.
- f) Pizarras rojas; 30 m.
- g) Calizas compactas y duras, de color gris oscuro, sin fósiles, que pasan por la parte oriental de Puerto Acosta; 6 m.
- h) Pizarras rojas; 50 m.
- i) Areniscas claras; 30 m.
- j) Pizarras con rocas arcillosas, bien estratificadas, con capas de margas; 150 m.
- k) Calizas duras compactas, de color gris claro, con vetillas de calcita blanca; rumbo N 80° O, inclinación de 60° a 85° al N; espesor 12 m.
- l) Areniscas y margas rojas con hiladas de caliza; 40 m.
- m) Areniscas duras de color amarillo claro; 50 m.
- n) Pizarras rojas; 120 m.
- o) Areniscas cuarcíticas de color amarillo claro, con intercalaciones lenticulares de conglomerados (con pequeños rodados de cuarzo blanco), rumbo N 70° O y buzamiento con 70° al N; 200 m.
- p) Margas duras de color rojo vivo; 150 m.

Esta sucesión de estratos representa solamente la parte inferior de una serie mucho más potente de sedimentos cretácicos. Posiblemente se trata de un sinclinal volcado hacia el SO cuyos estratos basales pertenecen al piso de Moho. El horizonte guía de las calizas de Ayavaca está bien desarrollado



Fig. 40. — Piso de Moho con el horizonte Calcáreo de Ayavacas, cerca de la angostura al norte de Puerto Acosta, visto hacia el oeste

(*k* del perfil) consistiendo en una caliza compacta grisácea que contiene restos fósiles mal conservados de equinoideos y lamelibranquios. La caliza es bien visible en una angostura situada a 2500 m al Norte de Puerto Acosta (fig. 40).

El piso de Vilquechico, que no fué estudiado por nosotros en sus detalles, se halla desarrollado en gran potencia más al NE.

El sinclinal cretácico dobla hacia el SE a 3 km al NE del pueblo de Puerto Acosta. El camino de Escoma a Italaque atraviesa el sinclinal que allí muestra considerable potencia. Más al Sud, hemos levantado el siguiente perfil a través del mismo horizonte, que está cruzado por el camino de Carabuco a la Mina Matilde, siendo allí su anchura relativamente escasa. Desde el SO hacia NE se observan los siguientes estratos (rumbo general N 35° O, inclinación de los estratos fuertemente dislocados y sobreescurridos : 40° a 50° al NE, a causa de pliegues isoclinales) :

- a) Areniscas cuarcíticas grisáceas bien estratificadas, alternando con hiladas de margas terrosas verdes, 80 m ;
- b) Pizarras arcillosas de color rojo violáceo, 20 m.
- c) Margas rojas, 20 m.
- d) Areniscas rojas duras, 3 m.
- e) Pizarras arcillosas rojas, 80 m.
- f) Caliza dura y compacta, de color grisáceo, sin fósiles ; en su parte superior finamente bandeada, con inclusiones de yeso, 6 m (horizonte de Ayavacas).
- g) Areniscas rojas, bastante compactas, 5 m.
- h) Pizarras rojas arcillosas y margosas, con lentes de yeso blanco y capas de arenisca roja, 150 m.
- i) Conglomerados de color verdusco y grisáceo, con capas de areniscas, 20 m ; los conglomerados contienen guijarros poco redondeados de silicatos verdes.
- k) Pizarras arcillosas rojas y margas, 50 m.
- l) Areniscas rojas y blancas, de potencia desconocida.

En el Este el Eodevónico se halla sobreescurrido encima del Cretácico, en dirección hacia SO, a lo largo de una dislocación inclinada (60° a 80°). Se infiere del perfil arriba indicado que la potencia total del Cretácico en aquella zona debe estimarse en unos 500 m. El espesor del horizonte calcáreo de Ayavacas alcanza allí solamente 6 m. En el perfil descrito son notables las margas rojas yesíferas, que a veces contienen mayores masas de yeso fino. Estas margas yesíferas que se encuentran encima del horizonte calcáreo de Ayavacas, no las hemos observado en el perfil de Puerto Acosta anteriormente descrito.

Al Este de Ancoraimes la escama del Cretácico se vuelve muy delgada, desapareciendo después de la superficie. Su parte oriental ha sido atravesada por el túnel « Santa Bárbara » de la mina Matilde, donde también se pudo observar el sobreescurrimiento de los estratos devónicos sobre las margas yesíferas del piso de Moho.

E. W. Berry (27) señaló la existencia de estratos marinos del Cretácico superior, en Peñas, 60 km al SE de Ancoraimes y al Este del Lago Chico. Esta indicación se fundamentó en el hallazgo de un equinodermo (*Echinocorys posnanski*). Pero este fósil no procede de Peñas sino seguramente fué traído de otra parte, pues el cerro de Peñas como asimismo los cerros de

Vilaque, que están situados al pie oriental de la Cordillera Real, en una línea con rumbo SE, consisten en conglomerados gruesos y areniscas coloradas separadas en bancos potentes, inclinados hacia SO. Estos depósitos, que descansan discordantemente encima del Devónico, constituyen evidentemente restos de una capa antiguamente más extendida. Los conglomerados, cuyo espesor alcanza 400 m en el cerro Peñas, están fuertemente cementados, mal separados en capas según el peso y el calibre de sus elementos y contienen rodados de calizas carboníferas. No se ha observado en ellos rodados graníticos procedentes de la Cordillera Real. Respecto a la edad de estos conglomerados, no existen indicios precisos; probablemente son de la misma edad que los conglomerados eoterciarios de Coniri.

II. LA FORMACIÓN PUCA

Mientras que la transgresión marina del Cretácico inferior y medio, según hemos explicado anteriormente, se prolonga desde el Perú, solamente por poca extensión hasta dentro del distrito situado al Este del Lago Titicaca, la formación cretácica está desarrollada más al Sud, preferentemente en una facies terrestre. Steinmann (154) llamó la atención por primera vez sobre esta formación continental bastante extendida, la que denominó « Formación Puca », según la palabra quechua « Puca » que significa rojo. Según este autor ella constituye la prolongación septentrional de la « Formación Petrolífera » de Brackebusch que está desarrollada en el Norte Argentino, y que se puede dividir en tres grupos :

- c) Las Areniscas Superiores.
- b) Un grupo de Margas Multicolores, con yeso, caliza y dolomía en su base ;
- a) Las Areniscas Inferiores.

Como existe en la bibliografía cierta confusión respecto a los sedimentos denominados « Puca », trataremos primeramente de trazar los límites de esta formación.

En tanto que en el Sud de la zona subandina, los sedimentos cretácico-terciarios forman parte de un complejo mucho más potente de sedimentos terrestres, es decir, de una serie que comienza con los depósitos permotriásicos del Gondwana y termina con los sedimentos modernos del Terciario Subandino, existen en la Cordillera Oriental, donde faltan los sedimentos gondwánicos, una serie bien definida de sedimentos continentales que corresponden a un ciclo sedimentario cerrado.

Esta serie empieza con las « Areniscas Inferiores »; arriba siguen las « Margas Multicolores » con el « Horizonte Calcáreo-dolomítico » entre ambas. Hacia su techo las Margas Multicolores pasan a las « Areniscas Superiores ». Este último grupo se puede separar fácilmente de los sedi-

mentos suprayacentes del Plioceno, que tienen poco desarrollo dentro del ámbito andino. Prefiero conservar la denominación « Puca » de Steinmann que abarca la serie cretácica-eoterciaria, formada por todos los sedimentos ubicados entre las areniscas inferiores y superiores inclusive, y que es más significativa que la denominación « Red Beds ».

Los sedimentos de la Formación Puca forman sinclinales o escamas, entre estratos paleozoicos en todo el territorio de la Cordillera Oriental, desde la frontera peruana hasta la frontera argentina, según puede observarse en el mapa geológico. Mientras que los sedimentos pucaenses se limitan en el Norte a pocos sinclinales ubicados en la zona pedemontana al Oeste de la cordillera alta (sinclinales de Muñecas y de Yaco-Luribay), aumenta su frecuencia en la latitud de Tapacari y de Oruro; así por ejemplo el ferrocarril de Oruro a Cochabamba atraviesa numerosos sinclinales y escamas de esta formación. La misma alcanza su máxima extensión en la región de Potosí y de Sucre, allí donde el sistema andino está desarrollado en mayor anchura, doblando su rumbo al Sud. Los afloramientos de la Formación Puca en el Sud de la República son más escasos, debiéndose mencionar el largo sinclinal de Camargo-Yavi.

Su estratigrafía fué estudiada principalmente por Schlagintweit en el Norte Argentino (136) y en la zona de Miraflores de Potosí (137). Las colecciones de fósiles recogidas por Steinmann fueron determinadas por Fritzsche (62), y las que reunió Berry en Miraflores y El Molino, por Pilsbry (129). Los detalles de los diversos pisos de la Formación Puca son los siguientes:

1. *Areniscas Inferiores*

Las Areniscas Inferiores recibieron su nombre por Bonarelli para diferenciarlas de las « Areniscas Superiores » situadas encima del grupo de las margas. Estas Areniscas Inferiores se han depositado con notable discordancia o con pseudoconcordancia, encima de estratos ordovícicos o devónicos. Comienzan con un conglomerado basal, de carácter torrencial, con rodados grandes y poco redondeados, mal seleccionados. El conglomerado basal está mejor desarrollado en el Norte Argentino que en Bolivia donde muchas veces falta.

Encima del conglomerado descansan areniscas macizas de grano fino, sin estratificación o con separación en capas gruesas. Su color varía mucho según los diversos afloramientos. Frecuentemente las areniscas tienen color amarillento claro, casi blanco, tal como ocurre en los alrededores de Sucre y de Potosí. Pero también se hallan areniscas rojas o se distingue un piso inferior de color blanco y un piso superior de color rojo. A menudo se observa estratificación diagonal. Capas conglomerádicas faltan completamente; pero a veces se notan rodados solitarios que indican un origen torrencial. En Ravelo (al NO de Sucre), el piso inferior contiene lentes y

rodados de hematita. En el piso superior se hallan lentes de arcillas rojas y areniscas con cemento arcilloso o calcáreo.

La potencia de las Areniscas Inferiores varía considerablemente, a veces sobre corta distancia. En ocasiones faltan completamente, de manera que el espesor según mis observaciones varía entre 0 y 1200 m. Schlagintweit



Fig. 41. — Areniscas Inferiores, en Huari-Huari al NNE. de Potosí

(136) destacó que la sedimentación de estas areniscas se efectuó sobre un relieve antiguo cuyas hoyadas fueron rellenadas mientras que en los puntos más altos se efectuó poca o ninguna sedimentación.

También es notable que en el Sud del distrito donde se depositaron las Areniscas Inferiores, los ángulos de inclinación son bastante concordantes con las del Paleozoico.

En lo que se refiere a la distribución de las Areniscas Inferiores, su desarrollo en el Norte de Bolivia es escaso. Recién a 17° latitud Sud, en el per-

fil del río Yaco (fig. 51) aparecen en forma típica y con un espesor de 1100 m.

Los mejores afloramientos se encuentran a lo largo del ferrocarril de Potosí a Sucre que atraviesa, entre Betanzos y la estación Cumbre, el ala oriental del ancho sinclinal de Betanzos. Allí las Areniscas Inferiores tienen un color amarillento claro o casi blanco. Sus capas son macizas, la estratificación generalmente es poco pronunciada y a veces llevan textura entrecruzada. Según muestra un perfil trazado a través del mismo sinclinal más al Norte (fig. 42), las Areniscas Inferiores, que allí alcanzan una potencia de 1200 m, forman al Oeste y al Este del sinclinal serranías notables que resaltan considerablemente en el paisaje. La serranía del Este la

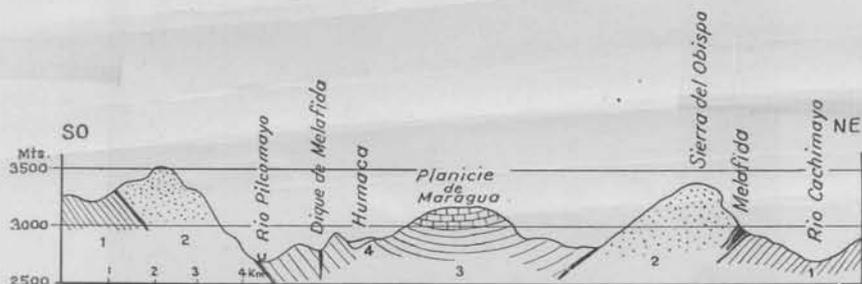


Fig. 42. — Perfil a través del sinclinal de Betanzos, entre los ríos Pilcomayo y Cachimayo : 1, Pizarras oscuras del Ordovícico ; 2, Areniscas Inferiores ; 3, margas multicolores con el « Calcáreo » en su techo ; 4, bloque deslizado de salgema de Humaca.

« serranía del Obispo », es bien visible desde Sucre. El interior del sinclinal se compone de las arcillas rojas y blandas que pertenecen al grupo de las « Margas Multicolores ».

Mayores detalles respecto a las Areniscas Inferiores se desprenden de los perfiles consignados más adelante.

Aparte de algunos ejemplares de *Lingula* en intercalaciones de arcillas rojas, por ejemplo cerca de Vila-Vila, estas areniscas no han proporcionado fósiles. Su origen es torrencial (en el piso inferior); pero generalmente fluvial.

2. « El Calcáreo »

Este horizonte guía que es muy importante en los Andes orientales de Bolivia, merece una descripción detallada.

En el Norte argentino, Bonarelli (34) lo denominó « Horizonte Calcáreo-dolomítico ». Esta designación es poco adecuada, pues veremos que este horizonte no siempre está desarrollado en una facies dolomítica. Por tal motivo conforme al ejemplo de los geólogos argentinos, preferimos llamarlo simplemente « El Calcáreo ». Corresponde a las calizas de Vitiacua de Mather de la zona subandina meridional.

El mapa (fig. 43) que se fundamenta en los estudios del autor, da una idea acerca de la extensión del Calcáreo en Bolivia. Se infiere que este horizonte importante no aflora en el Norte del país; asimismo falta en la zona altiplánica (contrariamente a las indicaciones que se hallan en la bibliografía). El punto más septentrional donde se halla el Calcáreo en su desarrollo típico, aunque con un espesor reducido, es la Angostura del río Yaco (fig. 51) situada a $17^{\circ}10'$ latitud Sud. También en la región de Cochabamba el Calcáreo está escasamente desarrollado. En lo que se refiere a la escama de calizas y margas, descrita por el autor (10) en la vertiente septentrional de la Cordillera de Cochabamba, dentro del Paleozoico cerca del Palmar y que contiene minerales de boro como danburita y boracita, no podría afirmarse que corresponda al « Calcáreo ».

El Calcáreo aumenta su desarrollo en el distrito de Colcha (a lo largo del ferrocarril entre Oruro y Cochabamba) y al SE alrededor de Torotoro; pero alcanza su máxima extensión en el triángulo comprendido entre Colquechaca, Potosí y Tarabuco. Al Sud del río Parapetí, aproximadamente en la latitud del río Cuevo, avanza hacia la zona subandina, llegando hasta el borde oriental de los Andes. De allí pasa al Norte Argentino.

Según demuestran los perfiles adjuntos (figs. 46 y 51) el « Calcáreo » descansa, allí donde faltan las Areniscas Inferiores, directamente encima del Paleozoico; en otras partes, como sucede por ejemplo en el sinclinal de Camargo, reposa en plena concordancia sobre las Areniscas Inferiores cuyo cemento aumenta hacia arriba en componentes calcáreos. A veces se observa que el Calcáreo se halla separado de las Areniscas Inferiores por estratos margosos rojos de una potencia variable, cuyo espesor asciende, en el perfil (fig. 42), a 500 m. A menudo puede ocurrir que el horizonte calcáreo falta o tiene un desarrollo rudimentario, en forma de mantos delgados de calizas silicificadas o conglomerádicas.

Vamos a considerar primeramente el perfil de Schlagintweit (137) trazado a través del sinclinal de Miraflores, yacimiento « clásico » de los fósiles coleccionados por Steinmann, situado al Norte de Potosí (figs. 44 y 45).

En el ala oriental del sinclinal de Miraflores podemos distinguir los siguientes grupos de estratos, desde abajo hacia arriba:

- Grupo 1: *Areniscas Inferiores*, de 700 m de espesor, que descansan discordantemente encima de estratos ordovícicos, con un reducido conglomerado basal y de textura entrecruzada, especialmente en los pisos inferiores.
- Grupo 2: Arcillas arenosas coloradas yesíferas, con bancos de areniscas; espesor 80 m.
- Grupo 3: *Horizonte Calcáreo*. Los 5 metros inferiores se componen de una alternación de arcillas y margas, de colores rojos, violáceos, grisáceos y verdosos, con mantos delgados de calizas. Una de estas capas está llena de gastrópodos. Más arriba siguen capas calcáreas de un espesor conjunto de 8 a 10 m, incluyendo una capa de caliza negra. Algunas capas

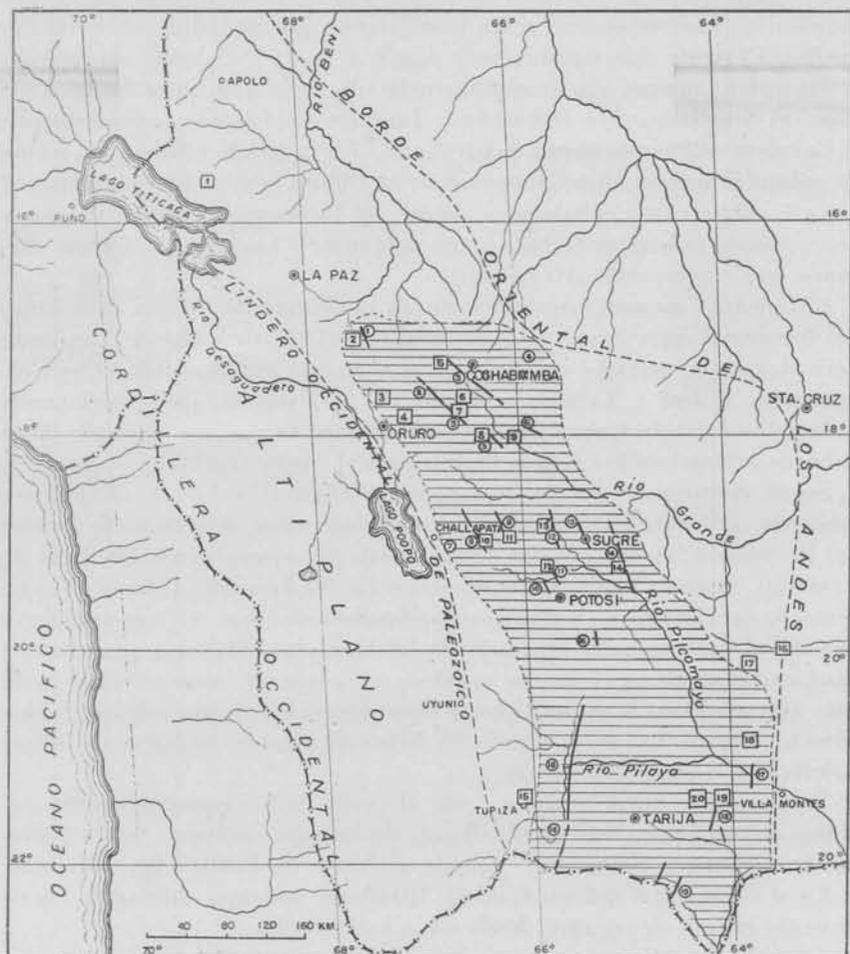


Fig. 43. — Mapa demostrativo de la ubicación de las rocas diabásicas y melafíricas y del « Calcáreo » en Bolivia. La extensión del « Calcáreo » está señalada con rayas horizontales ¹

¹ Nota del autor: Según una comunicación del señor Unterladstaetter, llegado después de haber concluido la redacción de mi manuscrito, el « Cajones Limestone » es idéntico al « Calcáreo »; este último abarca todo el espacio dejado en blanco en el mapa, al Oeste de Santa Cruz, hasta el borde de los Andes.

EXPLICACIÓN DE LA FIGURA 43

A. *Rocas diabásicas y melafíricas* (señaladas con cuadriláteros) :

1. Al O de Sorata. Tobs y aglomerados en las Margas Multicolores.
2. Angostura del río Yaco. Diques en Margas Multicolores.
3. Serranía de Condeauque. Diques en el Devónico.
4. Cuesta Colorada-Banderani. Lavas y tobas en la base de las Areniscas Inferiores.
5. Río Viloma. Lavas interestratificadas en la base de las Margas Multicolores.
6. Capinota y alrededores. Diques en el Ordovícico.
7. Cuesta de Apillapampa. Diques en el Ordovícico.
8. Torotoro. Gran intrusión de lavas entre Ordovícico y Areniscas Inferiores.
9. Entre Vila-Vila y el río Caine. Numerosos diques encajados en estratos ordovícicos.
10. Sinclinal del río Salinas de Macha. Tobs engranadas con el « Calcáreo ».
11. Colquechaca y alrededores. Diques, lavas y tobas melafíricas.
12. Sinclinal de Betanzos. Diques en las Margas Multicolores y lavas en la base de las Areniscas Inferiores.
13. Entre Ravelo y Ocuri. Lavas melafíricas.
14. Sinclinal de Tarabuco. Lavas, tobas y aglomerados en la base del « Calcáreo ».
15. Tupiza y alrededores. Lavas y conglomerados volcánicos descansando encima del Ordovícico.
16. Río Parapetí, río abajo de Camiri. Dique en las Areniscas Inferiores.
17. Al O del cordón de Itaú. Diques en Margas Multicolores.
18. Camino entre Saururo y Zapatera.
19. Entreríos y alrededores. Diques, macizos y mantos de lava en el techo de las Areniscas Inferiores y en la base de las Margas Multicolores.

B. « Calcáreo » (señalado con círculos) :

1. Angostura del río Yaco.
2. Escama de Tapacari-Colcha-San Pedro.
3. Escama del río Viloma-Suticollo-Anzaldo.
4. Cuesta de El Palmar.
5. Torotoro.
6. Vila-Vila-Tintín-Aiquile.
7. Bolsón de Vilcapujio.
8. Sinclinal del río Salinas de Macha.
9. Al E de Colquechaca.
10. Miraflores de Potosí.
11. Turicaya y Huari-Huari.
12. Planicie de Maragua (sinclinal de Betanzos).
13. Alrededores de Sucre y Río Chico.
14. Sinclinal de Tarabuco-Soroma.
15. Comon.
16. Sinclinal de Camargo-Yavi.
17. Río Pilcomayo (cruce del anticlinal de Angostura).
18. Río Serere.
19. Río Bermejo.

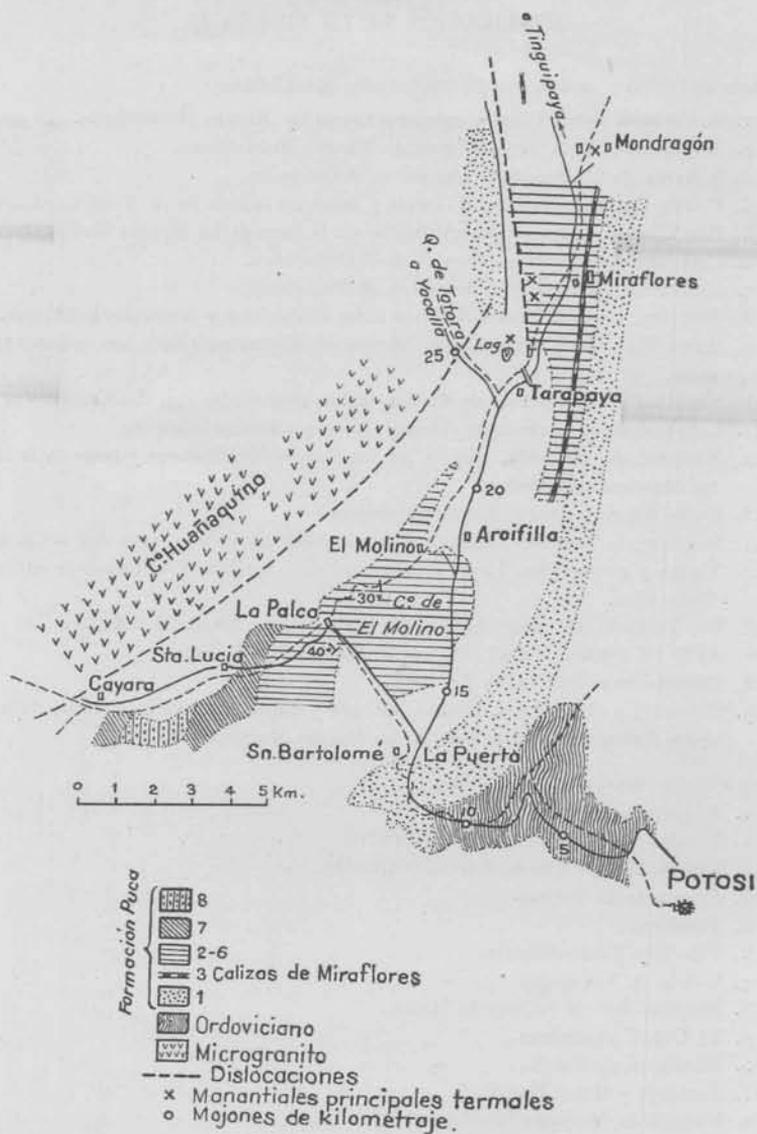


Fig. 44. — Bosquejo geológico de los alrededores de Miraflores de Potosí (según Schlagintweit)

se hallan llenas de gastrópodos piramideliformes. En otra hilada se encuentran los equinoideos que serán descritos más adelante.

Grupo 4: Arcillas coloradas y de color castaño, yesíferas.

Grupo 5: Margas y arcillas abigarradas. Predominan colores rojos, correspondientes a las Margas Coloradas Inferiores « Wi » de Hagerman (71) de Salta y Jujuy. El espesor de los dos grupos 4 y 5 juntos es de 700 m aproximadamente.

Grupo 6: Margas y arcillas alternadas con bancos de areniscas, de areniscas calcáreas y de calizas, en parte ligeramente oolíticas, de color predominante gris claro, con gastrópodos. Espesor más o menos 700 m. Este grupo corresponde a las Margas Verdes del Norte Argentino (Ws de Hagerman) conteniendo ambas formaciones el « Fósil problemático ».

Grupo 7: Arcillas coloradas de matices vivos con fajas violáceas y verdes y de areniscas blancas, tobíferas. Este grupo corresponde al V de Hagerman. Espesor, 400 m.

Grupo 8: En el núcleo del sinclinal aparece un resto de areniscas coloradas con arcillas del mismo color, tal vez correspondiendo a la parte basal de las *Areniscas Superiores*.

Se nota que la Formación Puca está desarrollada en forma bastante completa, análogamente al perfil de Santa Bárbara en el Norte Argentino que fué estudiado por Hagermann (71). La potencia total de la Formación Puca asciende a 2500 m aproximadamente.

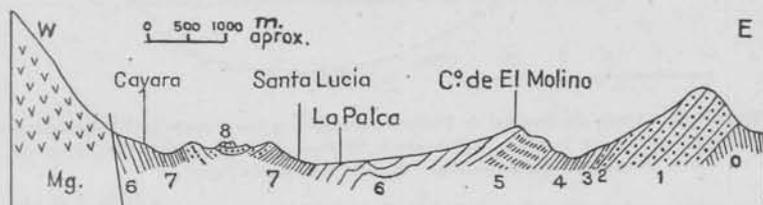


Fig. 45. — Corte esquemático a través del sinclinal de Miraflores-El Molino (según Schlagintweit): 0 = Ordovícico; 1-8, grupos de la Formación Puca, distinguidos en el texto; 3 = calizas de Miraflores; Mg = microgranito del cerro Huañequino.

Estudiaremos luego otro perfil trazado a 100 km más al ENE, a través del sinclinal de Tarabuco (fig. 46), sinclinal que muestra un desenvolvimiento mucho más regular que el de Miraflores.

Este sinclinal bastante regular tiene una longitud de 75 km desde el río Chico por el Norte hasta el río Pilcomayo (cerca de Sumala) por el Sud. Las Areniscas Inferiores se hallan escasamente desarrolladas en la zona del Norte; en cambio lavas y tobas melafíricas allí están representadas por masas potentes (pág. 188). El Horizonte Calcáreo aparece en condiciones perfectas en el ala oriental, constituyendo 2 ó 3 mantos de una caliza fina de color blanco, ceniciento o rosado. La caliza, que no contiene fósiles, fre-

cuentemente es silicificada encerrando geodas silíceas (calcedonia). En el ala occidental el Calcáreo se halla enteramente silicificado y desarrollado en facies conglomerádica; probablemente las calizas fueron destruidas por la erosión. Las Margas Multicolores están escasamente representadas en el ala oriental. Encima de una discordancia de erosión descansan conglomerados neoterciarios de Jujuy, regularmente cementados, nivelando el núcleo del sinclinal por un espesor de 200 m.

En algunos sectores el sinclinal está ligeramente volcado hacia el Este.

No podemos entrar en la descripción detallada de otros perfiles, que muestran una variabilidad sorprendente. Hemos de destacar que la potencia del Calcáreo propiamente dicho, varía extraordinariamente, entre 0 y 40 m de capas de calizas puras. La máxima potencia observé en la planicie

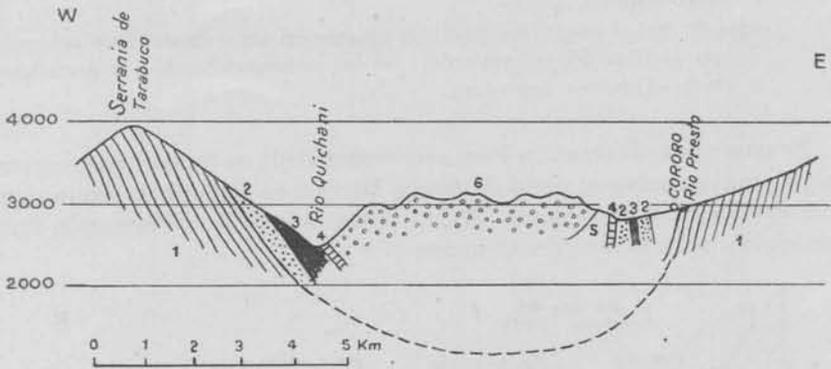
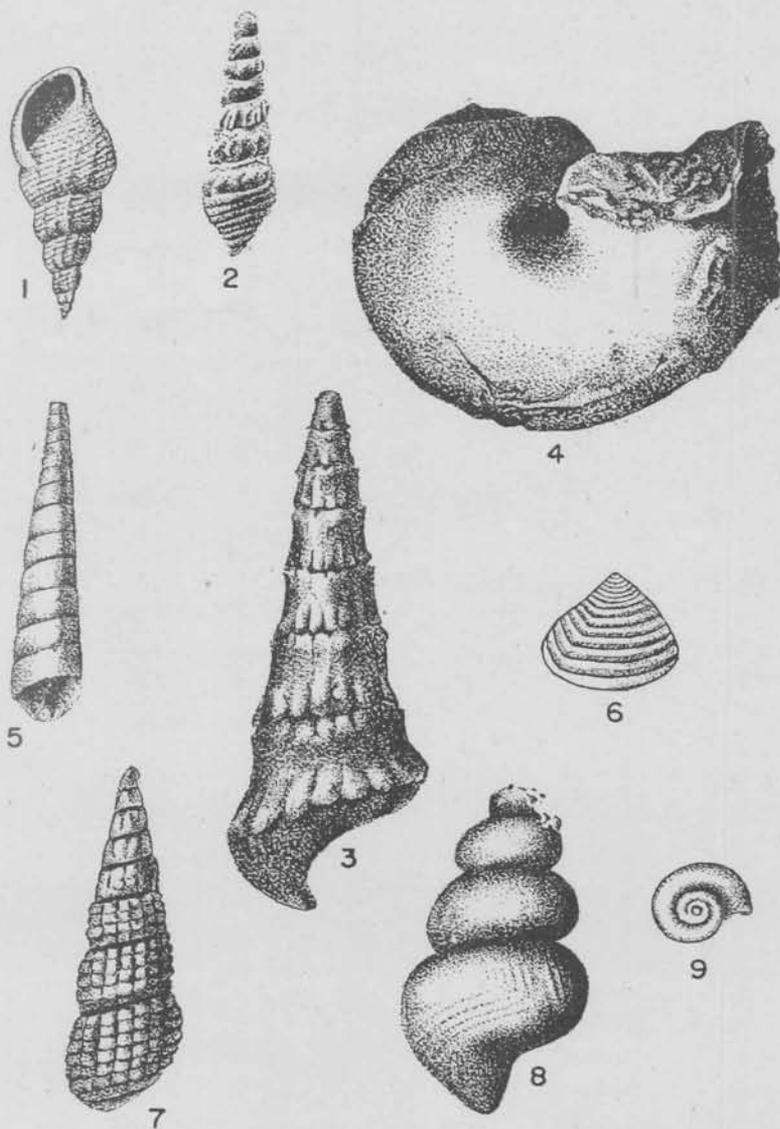


Fig. 46. — Perfil a través del sinclinal de Tarabuco, ubicado a 19 km al norte de Tarabuco: 1, devónico inferior (piso de Isla); 2, areniscas inferiores; 3, meláfiro; 4, horizonte calcáreo; 5, margas rosadas con bancos de areniscas del mismo color; 6, conglomerados de Jujuy.

de Maragua al NO de Sucre (fig. 42) donde las capas calcáreas yacen casi horizontales. Allí el Horizonte Calcáreo, con varias capas de calizas, alcanza un espesor hasta más o menos 250 m.

Tales variaciones en la potencia del Horizonte Calcáreo como asimismo su frecuente ausencia en ciertos lugares demuestran que este piso ha sido depositado en cuencas. Una de estas cuencas, tal vez la de mayor extensión, hemos de suponerla en la región entre Potosí, Sucre y Colquechaca.

La caliza, que ocurre siempre en forma de mantos intercalados entre margas, areniscas calcáreas y arcillas, tiene generalmente colores cenicientos, a veces rosados, rara vez, color gris oscuro o negro. Tales matices oscuros proceden del contenido bituminoso que para esta formación en la Argentina ha dado lugar a la denominación de la « Formación Petrolífera » por Brackebusch. Observé calizas negras bituminosas con exudaciones de asfaltita, en el terreno de la finca Huari-Huari situada al NNE de Potosí. Generalmente la caliza es fina y densa, débilmente metamorfoseada, a



Fósiles de la Formación Puca: 1, *Melania potosiensis* D'Orb., Miraflores (según D'Orbigny); 2, *Doryssa (?) ancicula* Pilsbr., El Molino (según Pilsbry); 3, *Nerinea undulatocostata*, Yaco (según Fritzsche); 4, *Natica* sp., Cuesta rupasca cerca de Tojo (según Fritzsche); 5, *Hadrazon bolivianum* Fritz., Miraflores, $\times 3$ (según Fritzsche); 6, *Cyrena* cf. *exarata* Dunker, Miraflores, $\times 2$ (según Fritzsche); 7, *Cerithium pucaense* Fritz., Miraflores, $\times 7$ (según Fritzsche); 8, *Paludina fluviatorum* Sow., Comon, $\times 5$ (según Fritzsche); 9, *Valvata humilis* Fritz., Miraflores, $\times 5$ (según Fritzsche).

menudo parcialmente silicificada o conteniendo geodas calcedónicas. Frecuentemente está atravesada por grietas rellenas por calcita blanca. También ocurren frecuentemente calizas oolíticas o margosas.

El « Calcáreo » se distingue de las calizas del Carbonífero superior, que son bastante parecidas, por su alto contenido de óxido de magnesia, según muestran los siguientes análisis:

	1	2	3	4
	%	%	%	%
SiO ₂	1,57	1,31	44,63	0,76
Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃	0,64	0,48	1,31	1,16
CaO.....	41,45	41,79	30,04	39,94
MgO.....	10,16	9,34	0,49	10,29
Na ₂ O + K ₂ O.....	3,00	4,30	—	4,60
Pérdida de peso por la calcinación	—	—	—	—
CO ₂ + H ₂ O.....	43,08	42,70	23,48	43,03
	99,90	99,92	99,95	99,78

Nº 1. Pajchapata (Sitges) entre Tarata y Anzaldo.

» 2. Pilpina (a 9 km de Vila-Vila, camino a Aiquile), caliza rosada.

» 3. Vilaque entre Parotani y Suticollo, caliza silicificada.

» 4. Cerro Sayari (camino de Oruro a Cochabamba).

El contenido de magnesia del Calcáreo generalmente es bastante elevado (9 a 10%); sin embargo, a veces este contenido se hace insignificante como lo demuestra el análisis nº 3 del Calcáreo de Vilaque. Calizas puras casi carentes de magnesia se conocen también para el sinclinal de Tarabuco.

Respecto sus caracteres paleontológicos, en estas calizas se han hallado principalmente gastrópodos con cáscaras muy delgadas. Estos fósiles en muchos lugares llenan casi enteramente ciertas capas calcáreas. En otras regiones, como por ejemplo en el Sud de la zona subandina, aparentemente faltan. Casi siempre se hallan mal conservados, y generalmente en impresiones (moldes vacíos).

La mayor parte de estos gastrópodos pertenecen, según Frenguelli (61), al género *Potamides* y a varios géneros de Melánidos; la especie más abundante de esta familia ya fué descrita por d'Orbigny como *Chemnitzia potosiensis* (Lám. VII, 1) y nuevamente por Fritzsche (62) como *Pleurotoma comonensis* n. sp., desconociendo este autor, según parece, el carácter genérico de este fósil. Esta *Melania* llena a veces capas enteras en millones de ejemplares sin estar acompañada por otros fósiles. Esto se observa por ejemplo cerca de Pajcha, a 14 km al SE de Vila-Vila en el camino a Aiquile, donde un horizonte calcáreo enteramente silicificado, situado debajo del horizonte principal del « Calcáreo » está relleno completamente de individuos de esta especie (fig. 47).

Otros hallazgos de este género en el Horizonte Calcáreo fueron efectuados por el autor en las cercanías de la finca Chacapaca (Cochabamba), y cerca de

Impora, en el ala occidental del sinclinal de Camargo. Kozłowski (101) menciona las calizas muy fosilíferas del bolsón de Vilcapujio, en el camino entre Challapata y Potosí. Igualmente las capas de calizas intercaladas entre

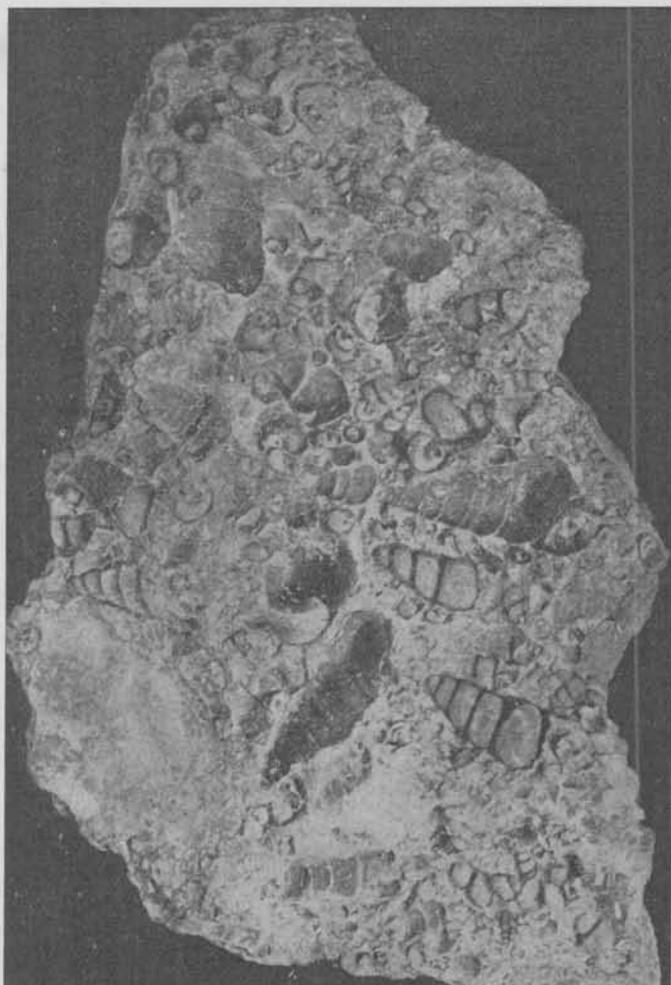


Fig. 47. — Moldes de *Melania* en calizas silicificadas, Pajcha cerca de Vila-Vila

las margas rojas de la angostura del río Yaco se hallan llenas de gastrópodos mal conservados.

Según recalcó Schlagintweit (137) siempre se deben distinguir los fósiles del « Calcáreo » propiamente dicho y aquellos que se hallan en capas calcáreas o margosas de los pisos superiores que ya pertenecen a las « Mar-

gas Multicolores». En las descripciones hechas por Fritzsche y Pilsbry la posición estratigráfica de los hallazgos no fué indicada con claridad. Fritzsche (62), describe las siguientes formas, provenientes, según la opinión de Schlagintweit, en su mayor parte del piso 6 del perfil de Miraflores:

- Hadraxon bolivianum* Miraflores (Lám. VII, 5).
- Cyrena* cf. *exarata* Dunker, Miraflores (Lám. VII, 6).
- Pleurotoma globosa* n. sp., Comon.
- Cerithium miraflorense* n. sp., Miraflores.
- Cerithium pucaense* n. sp., Miraflores (Lám. VII, 7).
- Paladina fluviatorum* Sow., Comon (Lám. VII, 8).
- Valvata humilis* n. sp., Miraflores (Lám. VII, 9).

La mayor parte de estas formas son nuevas. Por esto y por la mala conservación (las reproducciones publicadas por Fritzsche parecen ser algo retocadas) no sirven para la fijación exacta de la edad de los estratos respectivos.

Pilsbry (129) describe de El Molino, cerca de Miraflores, los siguientes fósiles de agua dulce, coleccionados por E. W. Berry, que proceden, según se desprende del texto de Berry (32), también del grupo 6 ó 5 del perfil de Schlagintweit:

- Melanidae*: *Doryssa* (?) *andicola* n. sp. (Lám. VII, 2).
- Planorbidae*: *Planorbis molinoi* n. sp.
- Corbiculidae*: *Corbicula dormitator* n. sp.
- Sphaeridae*: *Pisidium* sp. indet.
- Ostracoda*: *Cypris boliviana* n. sp.

Aparte de los gastrópodos, en las areniscas y en las calizas bituminosas oolíticas, se hallan frecuentemente escamas, trozos de mandíbulas y vértebras, dientes, etc. de peces que no sirven de ninguna manera para una determinación cronológica.

Muy propagadas son también algas calcáreas que muestran, en su desintegración, superficies esféricas y una estructura concéntrica. Ellas correspondan al « Fósil problemático » de Bonarelli o el *Pucalithus* de Steinmann. Una excelente fotografía de esta alga debo a la amabilidad del doctor Schlagintweit.

Frenguelli (61) ha explicado, por primera vez, que este fósil pertenece a varios tipos de las algas calcáreas. Ellas tienen cierta semejanza con algunas formas diluviales que se encuentran en las riberas del « Lago Minchin », crecidas allí también en agua dulce o salobre.

El *Pucalithus* se halla sobre gran extensión vertical, desde el « Calcáreo » hasta los pisos superiores de las Margas Multicolores. Parece que en Bolivia no se presenta con la misma frecuencia y en tan buena conservación, como en el Norte Argentino. Sin embargo, el autor la pudo observar en muchos lugares, desde Yaco en el Norte hasta Potosí en el Sud.

Estas algas calcáreas y los gastrópodos, como *Valvata*, *Paludina*, *Melania*, etc., son típicos para depósitos de agua dulce y salobre. Además de ellos se han encontrado en las colecciones recogidas por Steinmann en Miraflores, Yaco y Tojo, y además en Yavi, fósiles genuinos marinos, como moluscos y equinoideos. Fritzsche, entre las formas que tienen probablemente un origen marino, describe las siguientes:

Nerinea undulacostata n. sp., Yaco (Lám. VII, 3).

Natica sp., Cuesta Rupasca cerca de Tojo (Río San Juan) (Lám. VII, 4).

Lima cf. *gallo-provincialis* Math., Miraflores.

De un interés especial son los equinoideos encontrados por Steinmann en Miraflores y determinados por Fritzsche. Según este autor, la especie más común es *Pseudodiadema rotulare* Desor, var. *pucaense* (fig. 49), mientras que otra especie más rara fué determinada como *Holectypus* (fig. 50).

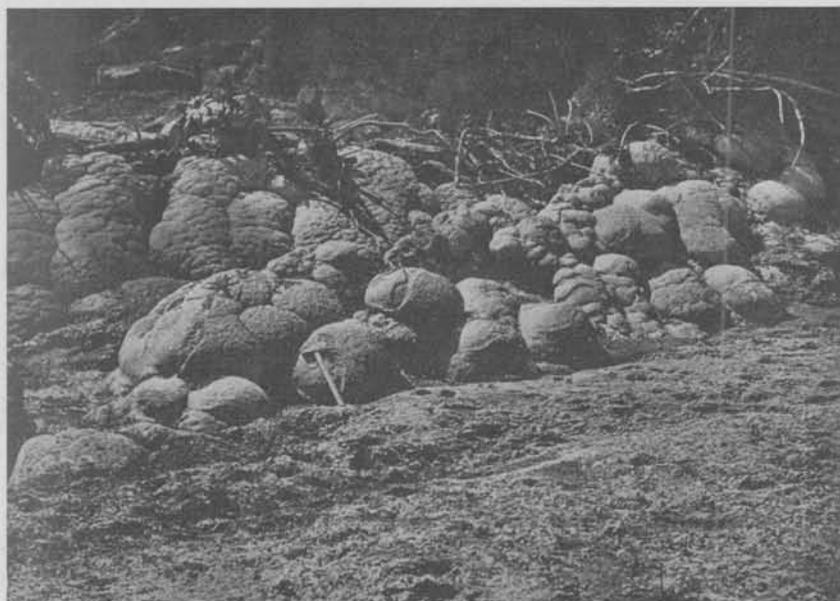


Fig. 48. — *Pucalithus*, río de las Cañas, Salta (foto Schlagintweit)

En cambio Berry (32) menciona más de cien ejemplares de equinoideos hallados por él en Miraflores, y que fueron determinados por este autor como *Cyphosoma peruana* Brueggen. Schlagintweit (137) encontró en el mismo lugar solamente dos ejemplares en conservación mediocre, probablemente correspondientes al *Holectypus* de Fritzsche. Según Schlagintweit seguramente todos estos equinoideos han sido encontrados en el « Calcáreo » propiamente dicho, es decir en el horizonte 3 de su perfil de Miraflores.

Debe notarse que la determinación de estos equinoideos sería más fácil si el grado de conservación fuese mejor. De todas maneras estos hallazgos, indicarían una edad neocretácica del Horizonte Calcáreo. Tanto en el Calcáreo de Miraflores de Potosí como en las capas calcáreas de Yavi (al Este

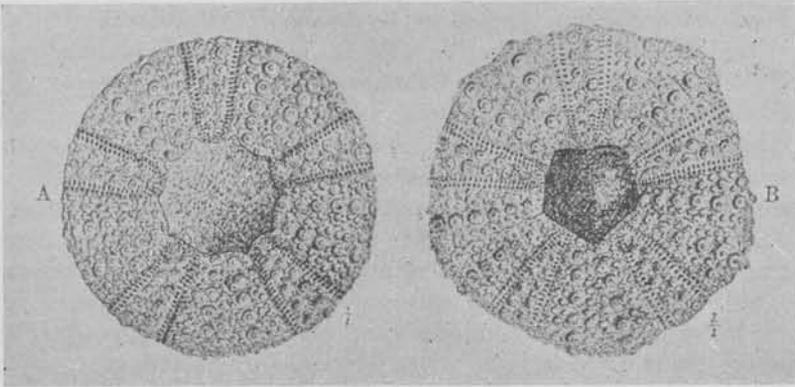
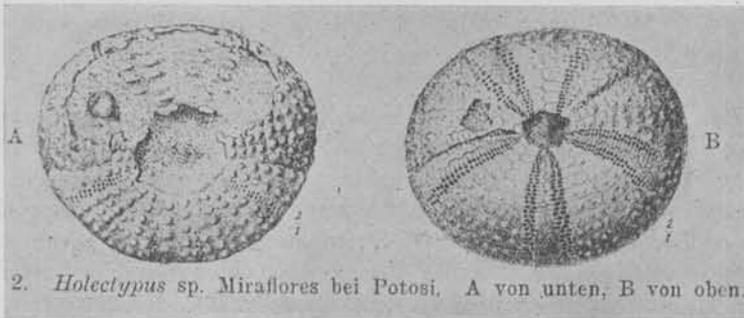


Fig. 49. — *Pseudodiadema rotulare* var. *pucanense*, Miraflores (según Fritzsche)

de La Quiaca) se ha encontrado pues, una mezcla de faunas francamente marinas con formas de agua dulce y salobre.

La cuestión de la edad del Horizonte Calcáreo es complicada y fué muy discutida. Ya en 1903 Steinmann (154) sobre la base de sus hallazgos de equinoideos en Miraflores, se pronunció, en favor de la edad cretácica del



2. *Holecypus* sp. Miraflores bei Potosi, A von unten, B von oben.

Fig. 50. — *Holecypus* sp., Miraflores (según Fritzsche)

« Calcáreo ». Una confusión en la bibliografía fué debida a la publicación de Bonarelli (34), quien, en base a un estudio efectuado por Cossmann y publicado después de la muerte del autor, creyó en una edad triásica-liásica de este horizonte. En tanto que la publicación de Fritzsche (62) que ha determinado los fósiles coleccionados por Steinmann, poco fué tomada

en cuenta, las aseveraciones de Bonarelli fueron reproducidas casi en toda la literatura respectiva ocasionando equivocaciones en la determinación de la edad del Calcáreo, lo que sucedió por ejemplo en las publicaciones de Mather y en la obra de Gerth que constituye la principal recopilación acerca de la geología de Sudamérica. A Schlagintweit se debe el mérito de haber rectificado tales equivocaciones en su correlación de las calizas de Miraflores con el horizonte calcáreo-dolomítico del Norte Argentino. Así queda establecida la edad neocretácica del « Calcáreo » y puesta fuera de dudas.

Se impone la idea de ensayar una correlación del « Calcáreo » con las transgresiones marinas del Cretácico medio del Sud del Perú. Desgraciadamente esto no fué posible hasta la fecha, por cuando las indagaciones respectivas de Newell aún no han sido publicadas, y porque falta el Horizonte Calcáreo en el Norte de Bolivia. Más adelante explicaremos que Margas Multicolores típicas llegan, en las cercanías de Italaque, hasta las proximidades de la frontera peruana, de manera que debe ser posible una comparación de la Formación Puca con los sedimentos cratácicos del Sud del Perú. Me parece que la dilucidación de estas relaciones estratigráficas constituye una tarea muy importante de la exploración geológica de Bolivia en el futuro.

Sea como fuere, de la extensión del Horizonte Calcáreo en Bolivia, se desprende que esta transgresión marina debe haber llegado desde el Norte, de suerte que ha existido, por una época relativamente corta, una comunicación angosta del mar con la cuenca de los alrededores de Potosí. Pero poco después las aguas se transformaron en salobres y dulces, y se originaron numerosas cuencas someras aisladas, donde tuvo lugar una paulatina evaporación de las aguas. De este proceso de desecación resultó el horizonte principal de yeso que se conoce en Bolivia y del cual trataremos en el siguiente párrafo.

3. *Las Margas Multicolores.* — Según hemos expuesto en el anterior párrafo, el Horizonte Calcáreo forma un piso relativamente delgado dentro de un complejo más potente que se compone en la mayor parte de arcillas rojas y de margas. Esta serie corresponde al piso B de Steinmann (margas abigarradas con yeso, caliza y dolomía). Steinmann no ha efectuado una subdivisión más detallada del conjunto. En cambio, el complejo fué estudiado prolijamente en el Norte Argentino por Hagerman (71) y Schlagintweit (136). En consideración a las publicaciones hechas por el segundo autor, denominaremos al grupo referido: « *Margas Multicolores* ».

La extensión de estas margas en Bolivia excede la extensión del horizonte calcáreo. Las Margas Multicolores se hallan desde Italaque por el Norte (cerca de la frontera peruana) por toda la Cordillera Oriental y Central hasta dentro del territorio argentino. Probablemente los « Estratos de Ramos » de Corocoro se podrán correlacionar con uno de los pisos superiores de estas margas.

En numerosos casos estos sedimentos poco consolidados y poco resistentes han sido eliminados por la denudación. Entonces la Formación Puca termina superiormente en el « Calcáreo » que es bastante resistente. Pero en otros casos las margas se han conservado con potencia considerable, según se infiere del perfil de Miraflores arriba reproducido (pág. 173) donde su espesor llega a poco más o menos 1800 m.

Hagerman (71) ha establecido la siguiente subdivisión para las Margas Multicolores en el Norte de la Argentina :

Margas Coloradas Superiores.....	V
Margas Verdes.....	Ws
Margas Coloradas Inferiores.....	Wi

En Bolivia no se puede efectuar la misma subdivisión, pues faltan los equivalentes de las Margas Verdes. Por lo demás son raros los perfiles completos como el de Miraflores. Generalmente las margas se hallan muy comprimidas y una gran parte del grupo ha sido eliminado por la erosión. Una característica de la facies boliviana de este grupo, está constituida por un horizonte con intercalaciones lenticulares de yeso en el piso inferior, que a veces es bastante potente. Igualmente en el mismo horizonte de algunos lugares, ocurren yacimientos de salgema.

El perfil a través del sinclinal del río Salinas de Macha, que está cruzado por el camino de Challapata a Colquechaca, muestra buenos afloramientos de los pisos mencionados. Allí las Margas Multicolores se han conservado por haber sido protegidas por mantos pliocenos de lavas.

Este perfil comprende en los siguientes estratos :

7. Mantos lávicos efusivos pliocenos en posición horizontal ;

Discordancia

6. Areniscas oscuras, de colores rojos o violáceos, con conglomerados gruesos del Terciario Superior ?, conservados en bloques inclinados, aislados; espesor más o menos 150 m;

Discordancia

5. Areniscas de color rojo vivo, con lentes de anhidrita y yeso, también con bancos de margas yesíferas claras; potencia 200 m;
4. Arcillas rosadas con yeso, localmente con lentes potentes de sal de roca, 70 m;
3. Horizonte Calcáreo, ligeramente plegado, con mantos delgados de una toba melafírica, 20 a 45 m;
2. Arcillas de color rojo oscuro y pizarras arcillosas, poco consolidadas, con mantos de arenisca dura, 50 m;
1. Pizarras arcillosas de color gris-azulado y rojo-violáceo, algo alteradas; 100 m.

Discordancia

Basamento : Pizarras arcillosas de color gris-azulado, del Devónico inferior ;
Areniscas cuarcíticas de color gris-oscuro, con las vetas de estibina en
Churiña.

Los lentes de salgema que en este perfil ocurren en el mismo horizonte y en forma análoga que en el Sud de la zona subandina de los alrededores de Entreríos, muestran fuertes pliegues y los efectos de presiones laterales que han dado lugar a elevaciones de la sal a modo de domos o de cúpulas. La sal es de color blanco, grisáceo o rojo. Su espesor asciende en Salinas de Macha a 30 m. Se conocen yacimientos salíferos parecidos en Salinas de Yocalla (en las cabeceras del río Pilcomayo) y en Humaca en las proximidades del mismo río, dentro del sinclinal de Betanzos. Pero en aquella faja, según indica el perfil (fig. 42), las Margas Multicolores que se encontraban en el techo del Horizonte Calcáreo, han sido desgastadas. Bloques desprendidos de salgema se hallan en quebradas, protegidas por una capa de arcilla que impide su disolución.

Es de suponer que tales yacimientos de sal se hallaban reducidos en depresiones profundas donde por largos tiempos se conservaron extensas lagunas saladas. La sal siempre se halla vinculada con yeso. El horizonte yesífero del piso inferior de las Margas Multicolores desempeñó después un papel importante en los plegamientos andinos. Con preferencia sobreescurrecimientos y planos trasquilados se hallan en este horizonte, a causa de su plasticidad. Es así que a menudo observamos capas delgadas de yeso, de gran extensión, a lo largo del rumbo de los estratos, concordantes e interpuestos dentro de estratos paleozoicos antiguos. Como un ejemplo describiremos el yacimiento de yeso cerca de Orcoma, estación del ferrocarril Oruro-Cochabamba. Una escama de yeso fino cristalino, de color blanco o rosado, alternando con margas rojas yesíferas, con un espesor total de 15 a 60 m, muestra allí un rumbo N 45° O y un buzamiento muy tendido hacia el SO. Tanto en su yacente como en su techo se observan esquistos ordovícicos del mismo rumbo y buzamiento. Esta escama se puede seguir desde Orcoma hasta más allá de Sicaya, en dirección al SE, sobre una extensión de 30 km. Durante los procesos tectónicos el yeso, fácilmente deformable, ha servido como lubricante en un plano de sobreescurrecimiento, a lo largo del cual una escama de esquistos ordovícicos se superpuso a otro complejo compuesto de la misma serie ordovícica.

Otro ejemplo se observa en la zona pedemontana al Oeste de la Cordillera Real, al NE de La Paz. Allí una faja de margas rosadas yesíferas con intercalaciones de yeso puro, se halla intercalada dentro de los terrenos devónicos. Esta faja tectónica se extiende desde Tuni al NO por Milluni, atravesando el curso superior del río Choqueyapu, hasta Palca, en un largo de 43 km. Cerca del Lago Milluni los estratos de yeso puro alcanzan una potencia de 300 m.

Tales enormes yacimientos de yeso, de los cuales se conocen otros más en posición análoga, abastecen al país de estuco.

Por último, cabe mencionar que las Margas Multicolores también se hallan bien desarrolladas en el extremo Norte de los Andes bolivianos, constituyendo el núcleo sedimentario del sinclinal de Muñecas que se extiende desde Italaque (cerca de la frontera peruana) rumbo SE hacia Sorata, por 60 km de longitud y cruza la zona pedemontana al Oeste de la Cordillera de Muñecas.

Cerca de la terminación septentrional del sinclinal, que tiene aquí un ancho máximo de 1500 m, próximo a Italaque observé el siguiente perfil (de SO a NE):

- Basamento: Esquistos y cuarcitas devónicas de rumbo N 50° O y buzamiento de 70° hacia NE;
- a) Bancos de brechas duras de 1 a 8 m de espesor, alternados con capas de areniscas y margas de color rojo oscuro, con fajas de silicatos verdes, descansando en concordancia sobre el Devónico, espesor 100 m;
 - b) Areniscas duras de color amarillo claro o rosado, y de textura cruzada, 300 m;
 - c) Margas de color rojo ladrillo vivo, con lentes de yeso blanco y rosado, 400 m.

En la banda oriental del río de Italaque estas margas colindan, en discordancia notable, con esquistos negros devónicos que tienen rumbo E-O y buzamiento hacia el Sud. Allí el Devónico ha sobreescorrido encima del Cretácico, a causa de presiones dirigidas hacia el SSO (véase el mapa, fig. 39).

A más o menos 40 km más al SE de Italaque, en las faldas orientales de la « Serranía de Matilde », en la quebrada del río Pocomayo (Timusi), la faja neocretácica toma más cuerpo, alcanzando una anchura en aquel distrito de 10 km y más. Los afloramientos existentes nos enseñan que la tectónica es muy complicada. Algunos horizontes del Neocretácico se hallan en forma de escamas dentro de los terrenos devónicos, y las rocas son metamorizadas de tal manera que resulta difícil identificarlas. Se observa una brecha basal que tal vez es de índole milonítica. Areniscas blanquecinas macizas con estratificación diagonal, constituyen escamas cuya potencia asciende a 400 m. En su techo siguen margas rojas con bancos delgados de una caliza de color ceniciento sin fósiles y con yeso y anhidrita. Estas últimas capas forman, a veces por sí solas, escamas separadas e intercaladas en el Devónico. En una de estas escamas está situada la gruta de yeso de San Pedro en la orilla del río San Cristóbal, a 10 km río abajo de Sorata.

Las areniscas blanquecinas que hemos mencionado se parecen en aquella zona a las « Areniscas Inferiores ». Las margas vivamente coloradas que ocupan gran extensión al SE de Italaque, ya no se observan casi en la zona de Timusi, ya sea por haber sido eliminadas por las presiones tectónicas o por efecto de la erosión.

En los perfiles de los cuales hemos hecho mención, no fué posible identificar ciertos horizontes con los pisos superiores del perfil establecido por Newell en el Perú meridional.

Pocos fósiles han sido encontrados en las Margas Multicolores de Bolivia. Ya se ha hecho alusión de los horizontes calcáreos y margosos del perfil de Miraflores (pág. 173) que contienen gastrópodos de agua dulce. El « Fósil problemático » fué observado por Schlagintweit hacia arriba hasta el piso 6 inclusive, que corresponde a las Margas Verdes en el Norte Argentino. Quiere decir que cuencas locales con agua dulce o salobre eran frecuentes en la época en que se depositaban los pisos superiores de las Margas Multicolores.

En el Norte de la Argentina, restos fósiles de insectos, especialmente coleópteros, se hallan esparcido abundantemente en las Margas Multicolores y sobre todo en las Margas Verdes y en la Faja Verde de las Margas Coloradas Superiores, donde aparecen junto con escamas y otros restos de peces (véase Schlagintweit, 135). En Bolivia hasta hoy no se han observado restos de insectos en los horizontes citados. Cockerell¹, quien para el Norte Argentino ha descrito tales insectos y un pez bien conservado, con toda reserva coloca estos sedimentos en el Oligoceno o Mioceno. Sin embargo, la edad exacta de las Margas Multicolores todavía no es bien segura.

Schlagintweit (comunicación verbal al autor) encontró en margas rojas a 7 km al Sud de Vila-Vila, sobre la planicie situada al Oeste del camino a Aiquile, varias tortugas fósiles de agua dulce, bien conservadas. Infortunadamente estos hallazgos aún no han sido objeto de un estudio detallado.

4. *Las Areniscas Superiores.* — En el Norte Argentino y en el Sud de Bolivia, las Margas Coloradas Superiores pasan progresivamente a areniscas macizas, por disminución de las capas margosas intercaladas. En otros casos, conforme a las observaciones hechas por Schlagintweit (136), existe un hiato marcado entre ambas formaciones y una brusca diferencia litológica. En el techo de las margas, las « Areniscas Superiores » son de grano fino, de color ladrillo vivo rojo y muestran una disyunción en bancos gruesos; su estratificación a veces no es visible. En cambio se nota en ellas una textura entrecruzada característica, que indica su origen eólico.

Mientras que las Areniscas Superiores (la Formación Tacurú de Mather, se hallan bien desarrolladas en el espacio subandino donde adquieren potencias hasta de 1000 m y más, el mismo grupo se halla raras veces en la zona andina constituyendo los sedimentos más modernos de los sinclinales. Generalmente han sido barridas por la denudación.

¹ COCKERELL, T. D. A., *Tertiary insects from Argentina*, en *U. S. National Museum Proceedings*, vol. 68, n° 2602, Washington, 1925. *A fossil fish of the family Callichthyidae*. *Science*, vol. 62, 1925, II. *The fauna of the Sanchal (or Margas Verdes) Formation, northern Argentina*. *American Museum Novitates. The Am. Mus. of Natural History*, n° 886, Oct. 1936, New York.

En Bolivia no disponemos de estudios detallados acerca de las Areniscas superiores. Ellas están bien representadas en el sinclinal de Camargo, en el Sud de la República. Este sinclinal, que es el más largo entre estas fajas tectónicas, comienza a 6 km al Norte de Camargo, extendiéndose hacia el SSO hacia la confluencia del río de Cinti con el río San Juan; de allí se prolonga con rumbo SSO a la frontera argentina cerca de Yavi; en la Argentina la misma faja continúa hasta Tres Cruces. En territorio boliviano la longitud del sinclinal asciende a 180 km. Los valles de Cinti y del río San Juan son valles isoclinales típicos en este sinclinal que alcanza su máxima anchura en las proximidades de Camataquí con 10 km aproximadamente.

Los sedimentos del núcleo del sinclinal descansan con notable concordancia sobre de estratos ordovícicos. En el sector del Norte, el sinclinal no muestra complicaciones tectónicas; su ala occidental se halla en posición mucho más parada que el ala oriental, cuya inclinación es menor. Al Sud del ángulo del río San Juan cerca de Tojo, la estructura tectónica se vuelve más complicada. Cerca de Tojo, por ejemplo, solamente se ha conservado un resto del ala oriental, con un espesor de apenas 100 m. El ala occidental se halla sobreescurrecida encima del ala oriental eliminada en gran parte por la erosión.

En Chaupiuno, situado en la orilla del río San Juan, observé el siguiente perfil (del Este al Oeste):

Encima de pizarras ordovícicas, descansan:

- a) Areniscas Inferiores, en bancos macizos y de color rojo, pasando hacia el techo a areniscas calcáreas blanquecinas. Espesor total 30 m;
- b) Encima yace el Horizonte Calcáreo constituido por una sola capa de caliza maciza, con una potencia de 8 m;
- c) En el núcleo del sinclinal siguen en gran potencia (de 1700 m de espesor aproximadamente) margas rojas yesíferas, hasta el Oeste del pueblo de Impora.

Entre Impora y Torata, en el ala occidental del sinclinal, la caliza, de unos 80 m de potencia, contiene según Dereims (50), abundante *Melania potosiensis* d'Orb. Forma allí un pequeño anticlinal secundario.

Las Areniscas Inferiores, que siguen debajo del Calcáreo en posición subvertical, yacen con ligera discordancia encima de las pizarras ordovícicas también verticales. Observamos pues en este perfil el fenómeno de que, a causa de la presión que vino del Oeste, el ala occidental del sinclinal se encuentra en una posición muy enderezada, mostrando varias complicaciones tectónicas, en tanto que el ala oriental es sólo poco inclinada.

Al Norte de Camataquí hasta Camargo donde el sinclinal adquiere mayor profundidad y anchura, en su parte central se han conservado bloques de Areniscas Superiores en posición subhorizontal, con un espesor de más o menos 500 m. Las areniscas muestran una estratificación en bancos gruesos y tienen un color ladrillo vivo. Entre las capas de areniscas se

notan, en la parte inferior, intercalaciones de margas de color rojo oscuro. También en las inmediaciones de Camargo aparecen tales areniscas, como por ejemplo al Norte del pueblo. Allí constituyen protuberancias a causa de presiones provenientes desde Oeste.

En la gran escama fuertemente comprimida, ubicada al Oeste de la Cordillera del Tunari, entre las cuencas de Cochabamba y de Morochata (véase el mapa, fig. 106), encima de las Margas Multicolores típicamente desarrolladas descansan bancos de areniscas con color rojo oscuro, alternando con capas margosas del mismo color. Hacia su techo este grupo pasa a conglomerados cuya potencia asciende a 500 m. Estos conglomerados contienen rodados mal seleccionados de rocas paleozoicas y del « Calcáreo », dentro de un cemento arenoso. Los conglomerados colindan, mediante fuerte discordancia tectónica, con los estratos ordovícicos de la Cordillera del Tunari. Es dudoso si los conglomerados en cuestión constituyen una facies de las Areniscas Superiores; pero su posición stratigráfica hace pensar que corresponden al grupo de referencia.

En la zona subandina las Areniscas Superiores pasan hacia arriba, al « Terciario Subandino » que probablemente es de edad pliocena. En el capítulo que trata del Terciario, demostraremos que los equivalentes de este grupo neoterciario se hallan muy débilmente desarrollados en los Andes Orientales y Centrales.

3. *El volcanismo básico del Cretácico.* — Hace ya tiempo que se conocen rocas eruptivas de un tipo generalmente diabásico o basáltico, en las cordilleras centrales de Bolivia. A Steinmann debemos atribuir el mérito de haber llamado por primera vez la atención sobre tales rocas. Las muestras coleccionadas por él fueron examinadas petrográficamente por Aldag (17). Steinmann propuso para estas rocas la denominación de *Formación andina de diabasas-melafiros*. Fueron estudiadas en detalle por R. Kozlowski y K. Smulikowski (105).

Distribución: La extensión de las rocas en cuestión es muy amplia, abarcando desde Colombia en el Norte hasta el territorio de Orán en el Sud. Su distribución dentro de Bolivia está marcada en el mapa (fig. 43). El autor vió tales rocas eruptivas básicas en centenares de sitios. El distrito donde se hallan más propagadas, es la parte central del geosinclinal andino, allí donde los sedimentos fueron más intensamente plegados durante el período terciario. En la sección septentrional de la zona subandina estas rocas eruptivas básicas faltan completamente; en la sección meridional de la misma zona están desarrolladas fuertemente en los alrededores de Entreríos.

Yacimientos individuales: El afloramiento más septentrional se encuentra en un cerro frente a Sorata, al Oeste del río San Cristóbal. El camino de Illabaya a Sorata pasa por esta elevación. Dentro de arcillas rojas se halla interestratificado una colada de rocas eruptivas verdinegras, fuertemente descompuestas. Las mismas rocas reaparecen en la garganta del río

San Cristóbal abajo de Sorata y al pie del cerro Iminapi, dentro de areniscas coloradas brechosas que pertenecen al grupo de las « Areniscas Inferiores ».

En la faja sinclinal de las Areniscas Puca que acompaña el pie occidental de la Cordillera Tres Cruces, se observa el siguiente perfil :

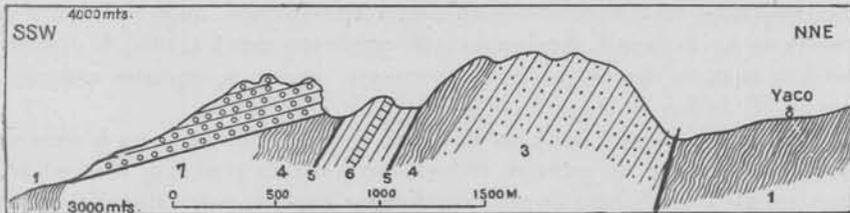


Fig. 51. — Perfil de Yaco a Challcoma : 1, Esquistos oscuros hojosos del Devoniano inferior, rumbo N 40°O ; 2, Areniscas rojas macizas con rumbo N 60°O, de 500 m de potencia. En su base areniscas micáceas amarillentas y rojas en bancos delgados de 30 m de espesor ; 3, Areniscas macizas amarillentas (Areniscas Inferiores), 600 m ; 4, Margas rojas de ladrillo con capas de areniscas rojas arcillosas, con dos mantos de lava melafídica (5) de 3 respectivamente 8 m de espesor ; 6, Horizonte Calcáreo, 2 a 3 capas separadas fosilíferas, de 8 m de espesor en conjunto ; 7, Conglomerados de Luribay, con rumbo 30° SE, inclinados con 30° al Sudoeste, 200 a 300 m de espesor (Terciario).

Un kilómetro abajo de Yaco, el río Yaco entra en una angostura. Allí descansan « Areniscas Inferiores » de color amarillento claro, en forma discordante, sobre esquistos devónicos. El techo de las areniscas está constituido por Margas Multicolores de color rojo vivo, con desarrollo típico y con un buzamiento parado. Las margas en aquel sitio encierran el « Calcáreo » fosilífero, de 2 m de espesor solamente ; aproximadamente 80 m más arriba hacia su techo se encuentra una intercalación de 20 m de potencia constituida por una lava diabásica muy bien conservada, de color casi negro, que contiene en algunas partes amígdalas de calcita.

En la serranía de Condeauque al NE de Oruro yacen, en forma concordante dentro de pizarras devónicas, filones-capas negruzcos de 10 a 15 m de potencia, bien visibles en el distrito de los yacimientos de scheelita de las minas « Juliana » y « Ascensión ». Kozłowski para estos lugares menciona también brechas, que evidentemente se han formado bajo la influencia de efusiones volcánicas.

El ferrocarril de Oruro a Cochabamba entre la Cuesta Colorada y la estación Banderani atraviesa una escama compuesta por areniscas rojas, margas y arcillas, que contienen en su base intercalaciones de lavas melafíricas.

En la serranía de Mazo Cruz al NO de Cochabamba en los terrenos devónicos observé la intrusión de una diabasa negra bien conservada, que forma una de las cumbres de la serranía mencionada, al NO del cerro Viloma. En el ala occidental de la gran escama, constituida por sedimentos carboníferos, cretácicos y terciarios que afloran en la ladera Oeste de la Cordillera del Tunari, observé lavas de color violáceo y verdoso, intercaladas entre las capas de margas coloradas cerca de la finca Uchu-Uchu, en las

cabeceras del río Viloma. En este lugar las lavas se encuentran en el yacente del Horizonte Calcáreo, aproximadamente a 50 m debajo de este horizonte guía.

En el cerro Pocotaica al NO de Capinota, Steinmann (153) observó diques doleríticos dentro de esquistos ordovícicos; otro dique aflora dentro los mismos esquistos, en el camino de Capinota a Apillapampa, antes de llegar a la cuesta de Apillapampa. Kozłowski (105) menciona mantos (*sills*) de dolerita verdosa bastante descompuesta que penetran dentro de esquistos ordovícicos al NE de San Pedro, entre Chijipampa y Churitaca.

En el ala occidental del gran sinclinal de areniscas Puca, en la zona de Torotoro, encima de estratos ordovícicos yace en posición discordante una intrusión de diabasa de color verdinegro oscuro, poco alterada, de 80 m de potencia, sobre cuyo techo siguen margas coloradas que incluyen el « Calcáreo ». Numerosos diques diabásicos afloran en los terrenos ordovícicos entre Vilavila y el río Grande (Caine) cerca de Quioma. Su potencia llega a 15 m.

Las rocas eruptivas básicas alcanzan su máximo desarrollo en el triángulo formado por los lugares de Colquechaca, Potosí y Tarabuco. En este distrito se presentan particularmente en forma de diques dentro de sedimentos paleozoicos; forman, además, mantos tobáceos, en la base de las « Areniscas Inferiores », descansando directamente sobre el Paleozoico. En la mayoría de los casos se presentan como masas intrusivas o diques cerca de la base de las Margas Multicolores. Raras veces llegan hasta las capas basales del Calcáreo. Con frecuencia los mantos efusivos están acompañados por aglomerados formados por el mismo material eruptivo. Los cantos que componen tales aglomerados están ligados por un cemento de arcillas rojas.

El yacimiento más extenso de rocas básicas, descrito por Kozłowski (101), se halla en el sinclinal de Tarabuco. Según el perfil (fig. 46) que está trazado a través de este sinclinal, pasando por Cororo, a 20 km al Norte de Tarabuco, vemos la siguiente sucesión de estratos desde el poniente al naciente:

Al Oeste sedimentos devónicos de la serranía de Tarabuco, buzando con 50° hacia el Este; más arriba arcillas rojas de 5 m de potencia, sobre los anteriores sin discordancia visible; encima yacen 100 m de lavas meláficicas de color verde negruzco en sus partes inferiores y de grano fino hasta denso; en las partes superiores el color de las lavas porosas se torna rojizo y por su carácter las rocas se van acercando a tobas. En sus partes inferiores la lava contiene geodas rellenas por ágatas y cuarzo, a veces de un color violáceo claro.

Encima de esta capa potente de lavas descansan tobas bien estratificadas y brechas volcánicas con inclusiones redondeadas de jaspe, calcedonia y cuarzo. Entre las rocas efusivas y las tobas se encuentran capas lenticulares de margas rojas de textura cruzada, formando lentes de 25 m de potencia. Encima de este complejo de rocas eruptivas yace el « Calcáreo », allí

desarrollado en forma muy pobre y enteramente silificado. El techo está constituido por conglomerados de los Estratos de Jujuy que yacen en discordancia evidente encima del Calcáreo, rellenando el interior del sinclinal, con una potencia de por lo menos 200 m.

El ala oriental del sinclinal mencionados muestra condiciones similares; pero los meláfiroson menos desarrollados (10 a 15 m) y el Calcáreo consiste en 2 ó 3 bancos de caliza de una potencia de 1,50 a 3 m.

Siguiendo al mismo sinclinal más allá de Tarabuco hacia el SSE, la faja se estrecha llegando a tener sólo unos pocos centenares de metros de anchó. Encima de los estratos devónicos se notan unos 40 m de areniscas rojas y 20 m de margas rojas; más arriba aparecen lavas que ocupan el interior del sinclinal. Las lavas están zeolitizadas esporádicamente, conteniendo ojos de cobre nativo, pequeñas cantidades de bornita y óxidos de cobre. Esta zona cuprífera se puede seguir por un trecho de 40 km de largo hasta el río Pilcomayo.

Más al Sud afloran meláfiroson abundancia en la región de Tupiza (mapa, fig. 111). Allí las rocas eruptivas en forma discordante, formando mantos bastante inclinados, descansan encima de estratos ordovícicos, siendo cubiertas a su vez por margas rojas. Las «Areniscas Inferiores» están escasamente desarrolladas allí.

En la sección septentrional de la zona subandina estas rocas faltan completamente y en las cadenas subandinas del Sud alcanzan muy poco desarrollo. En la orilla septentrional del río Parapetí, 15 km abajo de Camiri, penetra en las Areniscas Inferiores un dique de una roca melafírica fuertemente descompuesta. En los alrededores de Entre Ríos macizos y diques de meláfiroson muy frecuentes; se encuentran allí en forma intrusiva, en parte dentro de las Areniscas Inferiores y en parte en la zona basal de las margas rojas. El camino de Tarija a Villamontes ofrece buenos afloramientos de estas rocas básicas entre Narváez y Entre Ríos; así como, además, al Este de la misma localidad, cerca de Serere. Desde Narváez una cadena de rocas eruptivas se extiende hacia al NNE llegando hasta cerca de la confluencia del río Pilcomayo con el río Pilaya. Los meláfiroson contienen allí, análogamente a los de Tarabuco, cobre nativo en forma esporádica.

A 5 km al Sud de Entre Ríos el autor observó un dique melafírico en el camino a Salinas. Vió sus afloramientos más australes aproximadamente, 10 km al Sud de Salinas, cerca de la mina de salgema situada en esa región. En las cercanías del conocido yacimiento salífero de San Simón, situado al NNE de Entre Ríos, está ubicada una intrusión melafírica de mayor extensión, al pie oriental de la serranía de San Simón, que se compone de Areniscas Inferiores. En un socavón se encontró un meláfiro en estado de disgregación, intercalado en la base de un macizo de salgema.

Agradezco al señor A. Unterladstaeter las siguientes indicaciones acerca de un nuevo hallazgo de meláfiro hecho por él últimamente:

La serranía de Mandeyapecua, continuación septentrional del cordón de

Carandaiti, es la última elevación en la faja subandina hacia el Oriente y está ubicada unos 30 kms al Este de Boyuibe. Entre la quebrada de Cuevo y la de Ibamirante, la serranía alcanza una altura de 900 m; el punto más elevado (cerro Mandeyapecua) ha sido medido en 1010 m de altura. La bóveda de la estructura anticlinal de Mandeyapecua está cubierta por un manto de « basalto ». Su extensión, visible en dirección Norte-Sud, es de 7 kms, su anchura es de 2 Kms, su espesor, casi invariable, es de 4 m. Su longitud Norte-Sud, probablemente alcanza 15 a 20 kms. Es la mayor efusión conocida en la zona subandina pedemontana.

La serranía de Mandeyapecua no está indicada en el Mapa Geológico de Bolivia.

En resumen: las rocas eruptivas básicas se presentan en las siguientes formas:

a) Diques y mantos dentro de la serie paleozoica; erupciones que probablemente nunca llegaron hasta la superficie.

b) coladas de lavas y mantos de tobas situados en la base de las « Areniscas Inferiores »; erupciones que yacen en forma discordante encima de los estratos paleozoicos.

c) Lavas, tobas, brechas, aglomerados y también diques que llegan hasta los pisos inferiores de las Margas Multicolores. Estas erupciones y productos volcánicos quedan generalmente debajo del Horizonte Calcáreo; a veces alternan con las calizas, y raras veces, como en Yaco, alcanzan hasta los pisos situados encima del Calcáreo.

Edad geológica de las erupciones: Por el desarrollo terrestre de las areniscas rojas cretácicas en Bolivia, en que penetran los meláfiro, la edad de estas intrusiones en Bolivia no se puede fijar con suficiente exactitud. Pero según Steinmann (152, pág. 191) en el Perú, las mismas intrusiones entran en contacto con capas marinas cretácicas. Como hemos supuesto que la edad de las « Areniscas Inferiores » corresponde al Cretácico superior, y puesto que, según hemos visto, las erupciones melafíricas en su mayoría quedan debajo del Horizonte Calcáreo, que corresponde al Cretácico superior, alcanzando las erupciones solamente en casos excepcionales hasta horizontes situados en el techo de las calizas dolomíticas, puede afirmarse en general que en Bolivia las rocas básicas se limitan a la formación cretácica. Esto quiere decir que en Bolivia, de igual manera que en el Perú y en el NO de la Argentina, los meláfiro son más recientes que en la cuenca del Paraná (Sud del Brasil, Uruguay y Paraguay) ¹ donde las erupciones se efectuaron en el Triásico superior, y en Chile donde por ejemplo las porfiritas intrusivas del Morro de Arica, según las observaciones hechas por Douglas (54), pertenecen al Liásico. Todos estos diques y coladas son productos

¹ En mi trabajo *Sobre la posición y la edad de los basaltos del río Uruguay*, en *Gaea*, II, 403-424, Buenos Aires, 1927, sostuve que aquí estas rocas básicas son del Eoceno o a lo sumo del Cretácico superior. — Joaquín Frenguelli.

de un volcanismo del tipo geosinclinal que precede al plegamiento principal de los Andes acaecido más tarde, o sea durante el periodo terciario. Tales conclusiones se desprenden ya por el hecho de que las erupciones se manifestaron con mayor frecuencia en aquella faja andina que más intensamente fué plegada.

A pesar de que las erupciones melafíricas no constituyen un horizonte continuo, su propagación es tal que sirven como un importante horizonte guía.

Índole petrográfica: Con referencia a la contextura de las erupciones volcánicas, estas rocas son muy variadas, generalmente compactas, de colores gris verdoso, verde negruzco o morado, con estructura pronunciadamente porfírica en que saltan a la vista inclusiones idiomorfas de feldespato, o la textura es densa, fina y casi granulosa. Las rocas contienen una cantidad casi doble de calcio y de magnesia frente a los elementos alcalinos y su contenido en sílice es inferior a 50%. Los diques diabásicos que penetran dentro de los estratos paleozoicos, en su aspecto se parecen a los basaltos. Ya hemos mencionado las estructuras vesiculares de las diabasas amigdaloides con rellenos geódicos de calcita, raras veces de zeolitas (Tarabuco). Entre las rocas de los diques y mantos de la serie paleozoica Smulikowski (105) distingue entre doleritas (Capinota) y picritas; entre las lavas cita el mismo autor variedades de la serie absaroquita-shoshonita-banaquita (entre Ravelo y Ocuri); además hace mención de picritas del río Turga entre Colquechaca y Senajo.

Smulikowski da los siguientes análisis de las rocas eruptivas:

	1	2	3
Sanidina.....	—	28,0	—
Plagioclasa.....	44,9	21,0	9,4
Piróxeno (seudomorfo).....	31,0	—	—
Augita.....	—	23,9	37,3
Anfibol.....	—	—	2,1
Olivina.....	—	8,0	37,2
Biotita.....	10,6	2,9	1,8
Oxidos de hierro.....	5,2	3,5	1,3
Apatita.....	1,8	0,6	0,8
Carbonatos mesostásicos.....	6,1	—	—
Cuarzo secundario.....	0,4	—	—
Cemento turbio.....	—	8,6	2,5
Analcíma.....	—	2,2	3,5
Clorita.....	—	1,3	—
Celadonita.....	—	—	1,4
Agregados fibrosos.....	—	—	2,7

1. Dolerita carbonatizada de un dique de Capinota.
2. Shoshonita, lava entre Ravelo y Ocuri.
3. Picrita del río Turga.

Las muestras del grupo de estas rocas eruptivas, que el autor ha recogido hasta la fecha no se pudieron examinar siguiendo métodos modernos petrográficos.

6. *Resumen.* — Haciendo un breve resumen de las características de la Formación Puca, salta a la vista, de inmediato, la ausencia de hiatos mayores en su sedimentación. Toda la potente sucesión de estratos hasta el techo de las Margas Multicolores inclusive, pertenece al mismo ciclo sedimentario.

Este ciclo empezó con la formación de las Areniscas Inferiores que descansan en la zona subandina encima de los estratos del sistema de Gondwana, en tanto que los equivalentes del mismo ciclo se depositaron en el espacio andino encima de diversos pisos del Paleozoico antiguo, en forma de un manto potente y continuo. El espesor muy variable de las Areniscas Inferiores indica que una fuerte denudación precedió a su sedimentación, la que se efectuó sobre un antiguo relieve de erosión pronunciado. Estas areniscas se han formado en condiciones tranquilas cerca de una costa, según prueba la ausencia casi completa de conglomerados (con excepción del conglomerado basal). Los materiales clásticos, conforme indica la ausencia de granitos rojos, no procedieron del Este, como la mayor parte de los depósitos gondwánicos, sino que fueron acarreados sin un largo transporte, desde remanentes continentales cercanos. Inclusiones arcillosas con Llingulas indican una génesis marina. Respecto a la edad de las Areniscas Inferiores, se supone que ellas corresponden al Cretácico medio o superior, porque los mantos melafíricos que aparecen en el Perú por primera vez en el Barremiano, se presentan con frecuencia ya en la base de las areniscas en cuestión; por otra parte las mismas areniscas pasan hacia arriba, sin hiato, al Horizonte Calcáreo que corresponde sin duda al Cretácico superior.

La transgresión de un mar somero que se realizó en la época del Calcáreo, probablemente vino del Norte, penetrando en canales entre zonas de tierra firme, en forma de una lengua ancha, hasta el Norte Argentino, alcanzando al Sud del paralelo 17° las actuales cadenas frontales de la zona subandina. Este mar de poca profundidad fué cerrado y transformado rápidamente por afluentes de agua dulce. Tal hecho se halla comprobado por el hallazgo de fósiles marinos y de agua salobre que aparecen juntos en los mismos estratos y en una sola muestra rócica (Fritzsche). Influencias marinas se han observado únicamente en el Horizonte Calcáreo propiamente dicho (en Yaco, Miraflores, Sucre, Tojo y Yavi), pero no en las Margas Multicolores. En el Calcáreo mismo la facies marina se manifiesta solamente en algunos lugares, y con preferencia en una cuenca ancha que se extendía alrededor de Potosí y hacia el Sud, hasta la frontera Argentina, donde el Calcáreo muestra su máximo desarrollo. La facie de este piso fué designado acertadamente por Frenguelli (61) como « litoral-marina ».

El Horizonte Calcáreo constituye solamente una intercalación dentro del

piso inferior de las Margas Multicolores que representan depósitos de aguas someras de una época donde hubo muchas cuencas temporarias con lagunas de agua dulce o salobre, entre áreas de tierra firme de poca altitud. En cuencas de mayor profundidad se evaporó el agua bajo clima desértico y caluroso, formándose, en las zonas áridas y bajas, depósitos de yeso y de sal. En las zonas situadas a mayor altura no se depositaron las Margas Rojas. El Horizonte Calcáreo fué silicificado superficialmente en estos yerros, después destruído y en parte redepositado en forma brechoide.

Hacia oriente se adelgaza el Horizonte Calcáreo, y las Margas Multicolores no llegan hasta el borde oriental de la Cordillera.

Hallazgos de insectos y de otros fósiles indican una edad eoterciaria de las Margas Multicolores. Probablemente éstas comprenden una parte de los depósitos oligocenos; sin embargo no es posible una determinación exacta de la edad de los estratos respectivos hasta el presente.

Es de importancia hacer notar que las Margas Multicolores siempre se hallan en los mismos lugares donde aflora el Horizonte Calcáreo, el cual no obstante tiene mayor extensión hacia el SE.

El volcanismo geosinclinal, que había comenzado ya antes de la formación de las Areniscas Inferiores, se extinguió dentro de los Andes, poco más o menos en la época del Horizonte Calcáreo; en cambio, en el sector meridional de la zona subandina, se prolongaron considerablemente las erupciones melanócratas hasta durante la época de las Margas Multicolores.

Las Margas Multicolores hacia arriba pasan paulatinamente a las Areniscas Superiores, cuya difusión de ninguna manera es idéntica con la extensión del Calcáreo y de las Margas Multicolores. Con las Areniscas Superiores empieza un nuevo ciclo de sedimentación. En la zona subandina, por ejemplo en las serranías de Charagua y de Camiri, las Areniscas Superiores descansan directamente encima de las Areniscas Inferiores. Nuestros conocimientos acerca de este grupo son incompletos. Parece que su propagación se limita al Sud de Bolivia y al Norte de la Argentina. Las Areniscas Superiores representan, por lo menos en parte, depósitos eólicos al pie de las masas de tierra firme de mayor altura, situadas al Oeste y tal vez también al Este del actual distrito subandino. Conglomerados desarrollados localmente indican la existencia de ríos con una fuerte gradiente en aquella época.

Al final de la formación de las Areniscas Superiores, la actual zona andina de Bolivia constituía una tierra firme de poca altura, denudada casi hasta el nivel básico. El Horizonte Petacas con piedra córnea, que hemos conocido en la zona subandina como un piso difundido situado en el límite entre las Areniscas Superiores y el Terciario Subandino, debe su origen probablemente a la existencia de lagunas someras de agua dulce que se secaron después de corta duración. Los depósitos calcáreos de estos lagos fueron silicificados, desintegrados por los movimientos orogénicos incipientes, y redepositados en forma de un conglomerado endógeno. Con suma

probabilidad, podemos explicar la ausencia de este horizonte en los Andes, debido a que allí los pisos superiores de las Areniscas Superiores, han sido eliminados en todas partes.

Consideremos por fin los depósitos correspondientes a la Formación Pucá, en el espacio de sedimentación de la altiplanicie, de la cual trataremos más adelante. En todo este campo faltan completamente las Areniscas Inferiores, el Calcáreo y las rocas melafíricas que se introducen en estos grupos.

Con referencia a la zona del Norte creemos reconocer en las Margas Rojas yesíferas y salíferas del piso II del sistema de Corocoro, un grupo que corresponde a los horizontes superiores de las Margas Multicolores (margas coloradas superiores, V de Hagerman). Encima de este piso reposan directamente los equivalentes del Terciario Subandino, en forma del piso III del sistema de Corocoro. Quiere decir que las Areniscas Superiores faltan en el Norte de la altiplanicie.

En el Sud del Altiplano, en las orillas del río Esmoraca, encontramos también margas yesíferas como equivalentes de las Margas Multicolores. Los estratos contienen allí gastrópodos de agua dulce. Corresponden tal vez a los pisos 5 y 6 del perfil de Miraflores. En su techo yacen areniscas rojas macizas, en parte conglomerádicas, que constituyen posiblemente los equivalentes de las Areniscas Superiores, cuya extensión entonces debe haber llegado muy lejos hacia el poniente.

C. EL PERIODO TERCIARIO

I. SEDIMENTOS

En el párrafo anterior hemos visto en la descripción de la Formación Pucá, que estos sedimentos terrestres, con sus pisos de las « Margas Multicolores » y de las « Areniscas Superiores » se extienden hasta el Eoterciario. Es cierto que la edad exacta de los grupos mencionados, hasta el presente no pudo determinarse. Sin embargo es probable que las series en cuestión sean más antiguas que el plegamiento principal de los Andes.

Quedan por enumerar en el presente capítulo, otros sedimentos terciarios y especialmente neoterciarios, que se han conservado en escala reducida, ya sea protegidos por mantos volcánicos o sea en cuencas donde no los alcanzó la denudación pliocénica y post-pliocénica. En primer lugar consideraremos los sedimentos del Cerro de Potosí, que deben ocuparnos repetidas veces, a causa de su flora. Según muestra el perfil (fig. 58), afloran en la ladera Sudoccidental del cerro, a una altura de 4400 hasta 4500 m. Allí descansan en posición casi horizontal, encima de estratos ordovícicos plegados en la pequeña estribación denominada San Antonio. En los socavones de las minas, los mismos sedimentos han sido observados en

mayor extensión, como yacente de la dacita, en posición muy perturbada.

Los sedimentos que contienen plantas fósiles han sido reconocidos por Berry (32), Steinmann (150) y Kozłowski (103). Según el último autor se trata de tufitas sumamente finas, pelíticas, con elevado contenido de sustancias carbonosas. Estos sedimentos probablemente se han depositado por aguas en una cuenca cerrada. Después fueron levantados por la intrusión y metamorfozados por la influencia del contacto. Las tufitas tienen color ceniciento y muestran una foliación en láminas delgadas.

Los restos de plantas fueron descritos la primera vez brevemente por Engelhart (55) en 1887, sobre la base del material que le había sido proporcionado por Ochsenius, Stelzner e ingenieros de la «Royal Silver Mines of Potosí». Otros datos fueron publicados por este mismo autor en 1894 (56) y por Britton (*Trans. Am. Inst. Min. Eng.*, 21, 1892, págs. 250-259). Las plantas fueron descritas en 1917 por Berry (23) quien publicó una monografía detallada acerca de la flora del Cerro de Potosí, en 1939 (32). Berry mencionó casi cien especies, es decir una flora extraordinariamente rica, lo que constituye un fenómeno singular para el terciario de Sudamérica. En el siguiente cuadro están citadas algunas de las especies de Potosí junto con las especies de Corocoro, descritas por Berry y Singewald, para demostrar y probar el parentesco cercano de ambas floras.

Según Berry la flora de Potosí se originó en un clima menos húmedo que el de Pisipampa en la Cordillera de Cochabamba. Pero es seguro que no se trata de una flora xerófila de arbustos. Respecto a la altura supuesta en que se desarrollaron estas plantas, Berry en su monografía reciente no consigna detalles. Es imposible, para un especialista mismo, expresarse al respecto con acierto, por no conocerse las condiciones climáticas durante el período terciario en Bolivia.

Según Berry (1917), la flora sería con seguridad de edad pliocena. No obstante Steinmann y Kozłowski han formulado críticas respecto a esta determinación de la edad. Según Steinmann la flora bien podría corresponder también al Mioceno al Oligoceno superior. Más adelante (pág. 332) discutiré esta cuestión. Me parece lo más probable que las plantas de Potosí sean del Mioceno inferior.

Por lo demás resulta incierto determinar si las tufitas fueron alcanzadas o no por el plegamiento andino principal. Las dislocaciones fuertes que se observan en ellas, son fenómenos locales, causados por la intrusión del macizo volcánico. A mayor distancia de este macizo, las tufitas yacen casi horizontalmente. Esta es la razón por la cual debe suponerse, conforme a la opinión de Kozłowski, que las tufitas son posteriores a la orogénesis principal de la época miocena, pero más antiguas que el macizo dacítico que ha penetrado a través de ésta formación, transformándola por influencia del contacto ígneo.

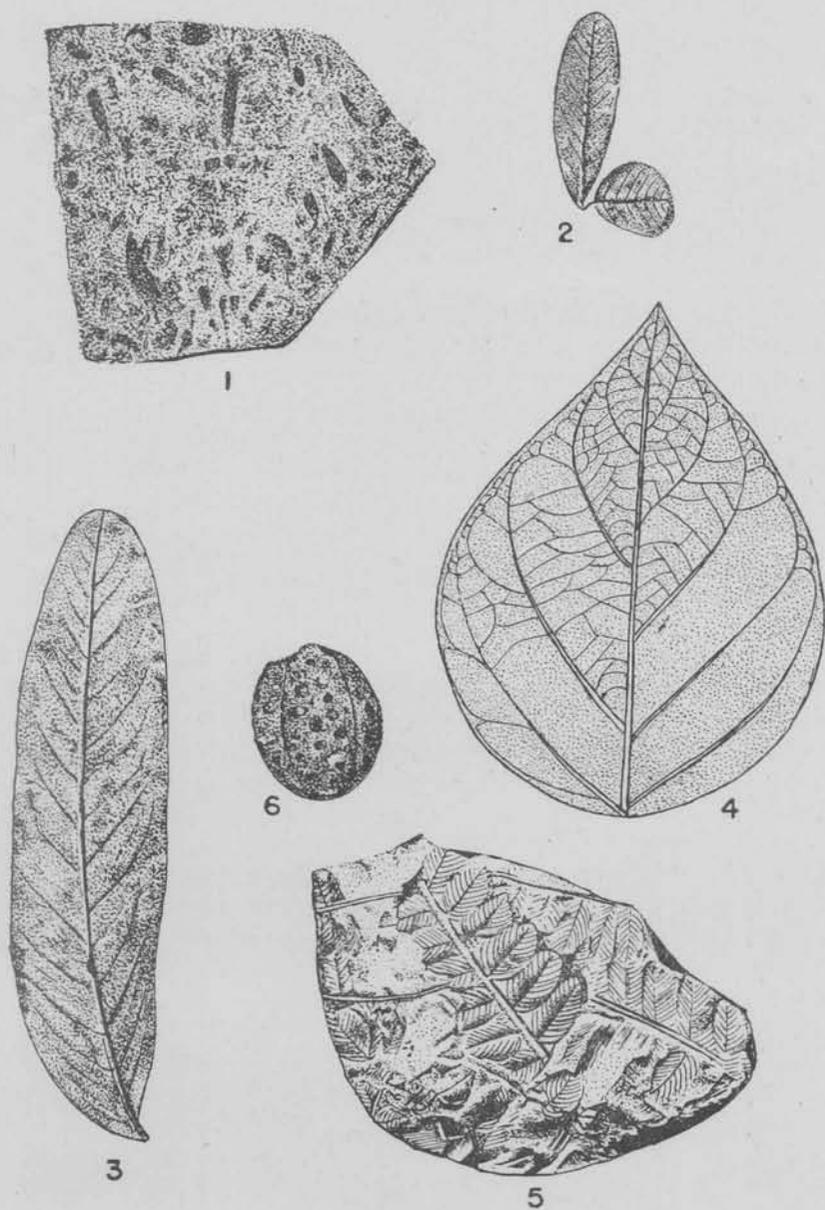
LISTA DE PLANTAS TERCIARIAS QUE SE HAN HALLADO TANTO EN POTOSÍ COMO
EN COROCORO (SEGÚN E. H. BERRY)

- Polystichum bolivianum* Berry
- Podocarpus fossilis* Engelhardt
- Ruprechtia braunii* Engelhardt
- Osteomeles pliocenica* Berry
- Acacia uninervifolia* Engelhardt
- Mimosa arcuatifolia* Engelhardt
- Mimosites engelhardti* Berry
- Calliandria obliqua* Engelhardt
- Enterolobium grandifolium* Engelhardt
- Cassia singewaldi* Berry
- Cassia ligustrinoides* Britton
- Copaifera corocoriana* Berry
- Amicia antiqua* Britton
- Machaerium eriocarpoides* Engelhardt
- Dalbergia (?) antiqua* Engelhardt
- Drepanocarpus franckei* Engelhardt
- Dodonaea viscosaformis* Berry
- Terminalia singewaldi* Berry
- Vaccinium pontzaelum* Berry
- Rubiocites nummularioides* Berry

Sedimentos terciarios que contienen plantas, según una comunicación de H. Block, afloran en Tatasi, cerca del cabo oriental del macizo volcánico que allí existe.

Hablando del macizo de Chocaya (pág. 216) ya hemos destacado el hecho de que los mantos de lava en este distrito descansan encima de sedimentos horizontales y que consisten en arenas amarillentas, y en parte en arcillas yesíferas con intercalaciones de mantos de tobas blancas, a veces silíceas. Encima de estos depósitos yacen en concordancia conglomerados volcánicos, y sobre éstos el manto volcánico del cerro Cumullani. Toda esta serie, que alcanza según Kozłowski (89) 400 m de potencia, descansa, con notable disconformidad, encima de los estratos plegados del Ordovícico (fig. 5g). En este caso queda comprobado el hecho de que los sedimentos relativamente modernos no han sido alcanzados por ningún plegamiento, y que los mantos volcánicos son más recientes que los sedimentos mencionados. Probablemente también el macizo de Chocaya es de menor edad que los sedimentos neoterciarios; sin embargo no existen pruebas directas por no haberse observado el contacto de las dos formaciones.

Sedimentos neoterciarios en cuencas se hallan con frecuencia como rellenos de hondonadas tectónicas encajonadas en las cordilleras centrales y orientales. Tales cuencas están diseminadas en la ancha peneplanicie de la Cordillera de Cochabamba. Por el lado Norte de esta sierra están ubicadas las



Plantas del Neoterciario : 1, Tufita con restos de plantas del Cerro de Potosí (según Singewald y Berry); 2, *Plantipodium potosinum*, Potosí (según Berry); 3, *Piperites potosiensis*, Potosí (según Berry); 4, *Cassia singewaldi*, Potosí (según Berry); 5, *Goniopteris cochabambina*, Pisslipampa (según Berry); 6, *Saccoglotis pliocenica*, fruto, Pisslipampa (según Berry).

cuenca menores de Pajcheli y de Pislipampa y las cuencas mayores en las proximidades de Colomi; por el lado Sud existe el hondón de Patati cerca de Sacaba. Todas estas cuencas contienen sedimentos arcilloso-arenosos de relleno, con mantos delgados de lignito, con ligera inclinación de sus depósitos. El lignito es poco consolidado y se parece a turba. En las arcillas se hallan restos de plantas fósiles, mal conservadas, habiendo descrito Berry (25) las de Pislipampa. Esta pequeña cuenca está situada casi exactamente al Norte de Cochabamba, sobre la ancha ladera septentrional de la Cordillera Oriental, al Este del río Palca y a 3600 m de altura. El yacente del terciario está constituido por areniscas amarillentas, probablemente de edad silúrica. Los sedimentos terciarios tienen un espesor visible de 9 m; están inclinados con 18 a 25°, y cubiertos por ripios morrénicos. Los depósitos terciarios se componen de arcillas, arenas, tufitas y tobas con capas ligníticas delgadas. El manto tobáceo que se encuentra en el techo del grupo, contiene los restos de plantas. La flora comprende veinte especies, y con especial frecuencia una *Goniopteris* (lám. VIII, 5) y frutas de *Saccoglottis* (lám. VIII, 6). Esta flora indica un clima cálido y húmedo, como en la actualidad rige en la zona de los Yungas, en la vertiente nor-oriental de la cordillera de Cochabamba, a alturas hasta de 2000 m. De las veinte especies que fueron determinadas en Pislipampa, doce persisten hasta hoy en aquella misma región. Berry estima la edad de la flora como pliocena, avaluando el levantamiento post-pliocénico en 6500 pies como máximo.

Cuenca análogas fueron observadas por el autor en el faldeo oriental de la Cordillera de Tacsara, al Oeste de Tarija. Allí existe la pequeña cuenca, profundamente encajonada, de Calderilla, cuyo fondo está a 3200 m de altura. Esta cuenca contiene depósitos arcilloso-arenosos, bien estratificados, con capas ligníticas intercaladas y con troncos carbonizados de árboles incluidos dentro de una arcilla azulada. Estos sedimentos se hallan cubiertos por una capa detrítica potente que corresponde a una morrena terminal.

Una amplia cuenca rellena por sedimentos terciarios se encuentra dentro de la serranía de Sicasica, a una altura de 4000 m, cruzada por la carretera de Sicasica a Luribay. Según un informe inédito de Schlagintweit, se observa allí la siguiente sucesión de estratos:

El zócalo está formado por esquistos devónicos en posición parada; Encima de ellos se halla un piso cuya parte inferior se compone de arcillas color rojo oscuro, con bancos conglomerádicos e intercalaciones de yeso; mientras la superior consiste en arcillas arenosas de colores más claros, pardo y bayo, con mantos tobáceos de colores cenicientos y blancos, bien estratificados y muy parecidos a los sedimentos del Terciario Subandino. La potencia del complejo terciario en total alcanza aproximadamente 500 m.

En aquella zona el Terciario se halla fuertemente plegado, mostrando una tectónica complicada. En algunos puntos se notan fajas del Terciario im-

bricadas dentro del Devónico. Restos de plantas fósiles no se han encontrado allí, pero tampoco se han buscado suficientemente.

En esta oportunidad daremos a conocer que en esta región, en el fondo de una quebradita de Cajani cerca de Saya, surge un pequeño manantial petrolífero desde esquistos devónicos parados, cubiertos por depósitos terciarios.

Capas de caliza y margas depositadas en la hoya de antiguas lagunas están esparcidas por toda la Cordillera Central. Como ejemplo mencionaremos aquella de la hacienda Untuta, ubicada a 3800 m de altura s. n. m. en el cantón Caracollo, 60 kms. al Norte de Oruro. Aquí encima de areniscas poco consolidadas descansa una capa de margas blancas con intercalaciones de caliza dura llena de gastrópodos de agua dulce. La posición ondulada y ligeramente inclinada de esta capa me induce a asignarla al Plioceno superior. Tales depósitos de caliza de agua dulce se encuentran con más frecuencia en la altiplanicie.

A veces se han conservado conglomerados de los « Estratos de Jujuy » como rellenos modernos de sinclinales de la Formación Puca dentro de las cordilleras centrales y orientales. Ya hemos considerado este grupo en el capítulo que trata de la zona subandina (pág. 79). Como ejemplo vamos a mencionar el sinclinal de Tarabuco (fig. 46), en cuya parte septentrional estos conglomerados, de más o menos 200 m de espesor, yacen discordantemente encima de las « Margas Multicolores »; allí los Estratos de Jujuy, débilmente plegados, constituyen el centro del sinclinal en gran extensión.

Al pie occidental de la Cordillera Quimsa Cruz, se halla, en posición discordante, encima de margas multicolores paradas, un grupo de conglomerados bastante consolidados, de 200 m de potencia como minimum. Estos conglomerados gruesos muestran poca estratificación; su inclinación es de 30° hacia el Oeste (fig. 51). La faja conglomerádica se halla cortada por el río Yaco y por los ríos Malla y Atoroma que bajan de la Cordillera. Al Este de Luribay, los conglomerados constituyen una serranía con torres pintorescas, y con cumbres hasta de 4000 m de altura s. n. m. Tal vez se trata allí de una formación pedemontana coetánea con los « Conglomerados de Taraco » que se han mencionado de para zona al pie occidental de la Cordillera Real (pág. 250). Pero al pie de la serranía de Quimsa Cruz los conglomerados se hallan en mayor grado consolidados por un cemento duro, formando por esta circunstancia farallones y paredones a pique. Entre los rodados no se hallan granitos. La edad exacta de los conglomerados pedemontanos de Quimsa Cruz queda aún por determinarse. Por fin mencionaremos en este párrafo los « Conglomerados de Tupiza » cuya descripción detallada se encontrará más adelante (pág. 330).

II. ROCAS MAGMÁTICAS MIOCENAS

En la época neoterciaria tuvo lugar, en los Andes Centrales, una actividad eruptiva muy intensa. Las rocas magmáticas se hallan allí en una faja bien delineada. Esta zona comienza por el Norte, al Este del lago Titicaca, extendiéndose rumbo SE hasta la latitud de Oruro. Allí tuerce poco a poco al rumbo S. En la parte septentrional, la zona magmática es delgada, comprendiendo la Cordillera Real y la faja pedemontana al Oeste de las cordilleras altas del Norte, con una anchura de 70 a 80 km. Al Sud de Oruro, allí donde se efectúa la desviación del sistema andino, la zona magmática se ensancha hasta 130 km, disminuyendo luego su anchura, en la latitud de Tupiza, a 100 km. La región de máxima actividad magmática coincide con la zona de los plegamientos más fuertes del geosinclinal andino y con la provincia metalífera de los yacimientos de la « Faja Estañífera ».

En los distritos más bajos y menos plegados de las cordilleras orientales que colindan por el naciente con la zona mencionada las rocas magmáticas faltan. Observé únicamente un pequeño macizo al Este de Vila-Vila, actual estación terminal del ferrocarril de Cochabamba a Santa Cruz. Estratos ordovícicos azulados, débilmente plegados, se hallan allí atravesados por un pórfido granítico con grandes fenocristales de feldspatos alcalinos. Desde este macizo se extienden diques y mantos intrusivos de una roca porfírica, en parte carbonatizada y silificada, hasta dentro de los sedimentos. Estas rocas han sido bien puestas a la vista por el tramo del ferrocarril entre Vila-Vila y Tintin (actualmente en construcción).

1. Batolitos granodioríticos

Existencias : Plutones grandes del tipo granodiorítico están limitados a la Cordillera alta del Norte del país. Las Cordilleras de Apolobamba, de Muñecas etc., constituyen orográfica y tectónicamente la continuación de las cordilleras orientales del Sud del Perú (cordilleras del Vilcabamba, Cuzco y Carabaya). El núcleo de las cordilleras que comienzan en la región de Abancay, está constituido principalmente por granitos. En territorio boliviano continúan en la parte meridional de la Cordillera de Apolobamba, también en la Cordillera de Muñecas, en la Cordillera Real y en la de Quimsa Cruz con rumbo SE, terminando a 17°10' latitud S en la pequeña Cordillera de Vera Cruz.

Los plutones forman una fila batolítica, dentro de un anticlinal formado por « Esquistos de la Cordillera Real », de edad eodévonica. Según se observa en la facies de estos esquistos, se trata allí de la parte central del geosinclinal andino. Los esquistos de la Cordillera Real se depositaron en un mar más profundo que los esquistos de Icla.



Fig. 52. — Macizo granítico del Cerro Caes Aes, intrusión dentro de esquistos negros.



Fig. 53. — Cerro Tiquimani. Esquistos en posición casi horizontal, descansando encima de granito

La sección boliviana de la Cordillera de Apolobamba se compone de esquistos oscuros metamorfoseados. Solamente en su terminación meridional encontramos un macizo granítico que forma los cerros Sunchuli y Acamani. No se conocen detalles del batolito granítico.

En la Cordillera de Muñecas, que tiene menor altura y que está fuertemente incisa por valles, constituyendo la zona intermedia entre la Cordillera de Apolobamba y la Cordillera Real, no afloran granitos. En cambio la Cordillera Real que tiene una longitud de 170 km, entre Sorata por el Norte y el desfiladero del río de La Paz por el Sud, contiene una zona granítica central, casi ininterrumpida. Entre las cumbres de mayor altura, el Illampu (6400 m), Casiri (5870 m), Chearoco (6200 m), Chachacomani (6100 m), Vinohuara, Caca Aca (6150 m) y la cima septentrional del Illimani, están formadas por rocas graníticas. En cambio el Jancohuma (6440 m) y la cima meridional del Illimani (6460 m) se componen de restos de la envoltura de esquistos que recubre las rocas plutónicas. Entre las cumbres principales de la Cordillera, solamente los macizos del Condoriri (\pm 5700 m) y del Mururata (5775 m) consisten en esquistos metamorfoseados.

Respecto a la extensión de las rocas granodioríticas dentro de la Cordillera Real, nos informan a grandes rasgos los estudios de C. Troll (162) y de Ahlfeld (8), realizados en ocasión de la expedición de la Sociedad Alpina alemana-austríaca que fué llevada a cabo en 1928. Pueden distinguirse cuatro grandes batolitos. Estos plutones, enumerados del Norte al Sud, son los siguientes :

a) *El macizo de Sorata*, que se extiende por 50 km desde el Illampu hasta las cabeceras del río Challana. La superficie ocupada por granitos, mide aproximadamente 230 km². Este macizo en su sección septentrional y central constituye el *divortium aquarum* entre el Altiplano y la cuenca amazónica. No obstante la mayor parte del plutón aflora en la ladera oriental de la Cordillera. Separado de este macizo por una escama ancha de esquistos metaforseados, está ubicado más al Este el macizo granítico de Yani. Este batolito comienza por el Norte con el cerro Sarampiuni, a 10 km al SE de Yani, extendiéndose hasta el curso superior del río Challana. En los cortes de los valles intermedios (Tipuani, Chapaca) los afloramientos graníticos y pegmatíticos bajan hasta la zona de bosques. Es posible que este macizo forme la parte oriental, fuertemente denudada, del batolito de Sorata.

b) *El macizo de Chucura* compone el cerro Caca Aca (Huaina Potosí, fig. 52) y Aillaico en la cadena principal, extendiéndose en la zona de las cabeceras del río Chucura, y del río Zongo, hasta la región boscosa del faldeo oriental, a 2700 m de altura. Como una parte conservada de la envoltura de esquistos se levanta la capa sedimentaria del cerro Tiquimani (5450 m, fig. 53), en posición casi horizontal encima del granito erosionado. Otro afloramiento muy reducido, que probablemente está relacionado

con el granito de Chucura, es visible cerca del km 51 del ferrocarril a los Yuncas. La roca de Unduavi descrita por Douglas (54) consiste en un granito descompuesto con biotita y notables cantidades de muscovita secundaria.

c) Al Sud de Unduavi, localidad situada en la orilla del río Pongo, comienza el *macizo del Taquesi*, que forma la serranía larga del mismo nombre ubicada en la cadena principal. Este plutón se extiende hacia el Este hasta cerca de la Apacheta de Taquesi, terminando, en forma de una faja de 1 a 2 km de anchura, en la vertiente oriental del cerro Mururata.

d) El pequeño *macizo del Illimani*, que sale de la cadena hacia el Oeste, aflora en las laderas inferiores del cerro, especialmente en las excavaciones glaciales. Por el color oscuro de los costados escarpados del Illimani, en el faldeo que mira hacia La Paz, se advierte que estos flancos del Illimani están compuestos principalmente por esquistos.

El gran batolito que constituye el núcleo de la Cordillera *Quimsa Cruz*, se extiende desde el río de La Paz, en los alrededores de Saya por el Norte, sobre 45 km de largo, hasta el río Pongo situado arriba de Quime. Su superficie ocupa aproximadamente 300 kms². Un gran trozo de esquistos intercalados dentro de los granitos, se encuentra en la zona oriental del macizo, es decir en la Cordillera de Choquetanga.

La Cordillera Vera Cruz (5580 m; mencionada en la literatura geológica también bajo el nombre de « Cordillera Santa Vela Cruz) forma la prolongación meridional de la Cordillera Quimsa Cruz. Esta serranía alta se extiende desde la Apacheta Tres Cruces hasta Ichoca. Los « Esquitos de la Cordillera Real » forman allí un anticlinal levantado a modo de pilar (horst), en cuya ala occidental aflora un pequeño macizo granítico en el Cerro Torpedo. Por todos lados el bloque levantado está rodeado por diques de granito porfírico que alcanzan en parte un ancho de 60 m.

En Ichoca termina abruptamente la cordillera alta ocupada por heleros. En cambio se ensancha la cordillera notablemente, asumiendo el carácter de altiplanicie. Rocas graníticas ya no se observan a flor de tierra en grandes extensiones. Un pequeño macizo compuesto por una granodiorita porfírica, fué encontrado por el autor entre Condo y la mina María Teresa, en la Cordillera de Azanaques. La roca contiene grandes cristales idiomorfos de feldespatos potásicos, en forma análoga a las granodioritas que se conocen en la parte septentrional de la Cordillera Quimsa Cruz y del Illimani.

Granitos de grano mediano, que constituyen una transición a las rocas porfíricas de los macizos volcánicos, están diseminados en las zonas intermedias y meridionales de la Cordillera Central. Como un ejemplo mencionaremos los microgranitos del Cerro Chualla cerca de Pazña. Tales rocas micrograníticas forman también el cerro Huañaquino en la zona de Miraflores de Potosí.

De un interés especial es el gran macizo magmático de la Cordillera de Kari-Kari y de Andacaba. Esta intrusión es la de mayor tamaño en la parte

meridional de los Andes Centrales, y por lo tanto, será considerado más detalladamente. El plutón comienza al Este de Potosí, extendiéndose, con rumbo Sud, por una longitud de 40 km hasta Puno. Su anchura asciende a 10 y 15 km. La serranía accidentada, entrecortada por la erosión y por la influencia de la glaciación, rodeada por todas partes de enormes acumulaciones morrénicas, tiene sus cumbres máximas en su parte Sud, en algunas cimas acantiladas que alcanzan una altura de más de 5000 m. Las morrenas hacia el poniente se extienden hasta las cercanías de Potosí. La roca encajonante de la intrusión está constituida por esquistos y areniscas del Ordovícico.

En el batolito mismo y en los esquistos de la faja del contacto occidental afloran vetas estañíferas, wolframíferas, argentíferas, plumbíferas y zínquíferas. Este fenómeno indica que el macizo es aproximadamente de la misma edad que los volcanitos estañíferos miocenos.

Las rocas muy singulares que constituyen el núcleo de esta Cordillera han sido estudiadas por Aldag (17). Según este autor, la parte septentrional del macizo, que forma la Cordillera Kari-Kari, consiste en una riodacita biotítica de color gris claro y de colores más oscuros (verde oscuro y verde negruzco) en las zonas marginales, que contiene inclusiones de la roca encajonante como asimismo de granate y de cordierita. La parte meridional o sea la Cordillera de Andacaba, se compone en sus zonas superiores de la misma roca, mientras que en los niveles inferiores de su sección Sudoccidental, según Steinmann la estructura de la roca es más hipidiomorfa, acercándose a una diorita cuarcífera. Parece que se trata aquí de una roca magmática cuyas partes marginales muestran una textura porfírica (facies marginal). Dos análisis micrométricos de la riodacita de Kari-Kari, según Smulikowski (105), dieron como resultado la siguiente composición mineralógica:

Minerales	Análisis 1 %	Análisis 2 %
Cuarzo	1,2	2,1
Sanidina.....	6,3	7,3
Plagioclasa.....	30,4	31,9
Biotita	8,4	11,9
Granate	0,2	2,3
Cordierita.....	Ind.	0,7
Apatita.....	0,5	0,2
Óxidos de hierro.....	Ind.	Ind.
Clorita	1,2	—
Pasta.....	44,8	37,8
Zircón.....	0,1	Ind.
Inclusiones.....	6,9	5,8

Llama la atención el reducido porcentaje de cuarzo libre en los inclusiones; así como también la textura fluidal de su pasta matriz. Mientras que según Aldag, el granate almandino y la cordierita representarían los pro-

ductos de la asimilación de esquistos por el magma, Smulikowski opina que estos minerales constituyen restos de rocas filíticas o metamórficas que han sido llevadas por el magma desde zonas muy profundas y que han participado como consecuencia de su refundición, en la composición del magma.

Rocas filonianas: Pegmatitas y apilitas se hallan fuertemente desarrolladas en las zonas del contacto oriental de los macizos de Sorata y de Quimsa Cruz, allí donde la erosión ha descubierto las zonas profundas. Especialmente en la terminación meridional del batolito de Sorata, en la zona de las cabeceras del río Challana, las pegmatitas son muy frecuentes y son estañíferas. El estaño se explota en la mina Fabulosa. Las pegmatitas de aquella región contienen además molibdenita, columbita, minerales de litio, como espodúmeno y trifilina, y en cantidades escasas scheelita, wolframita y berilo. Pegmatitas que contienen rutilo e ilmenita se hallan en la zona del contacto occidental del Cerro Jancohuma.

Diques de granito porfirico son muy difundidos, especialmente en el techo sedimentario de los batolitos que no han sido alcanzados por la denudación. Así allora por ejemplo un dique de granito porfirico, fuertemente silicificado, turmalinizado y metalífero, de 200 m de espesor, dentro de esquistos arenosos eodevónicos, en el extremo meridional de la serranía de Chacaltaya situada al Norte de La Paz. En la prolongación del eje de la Cordillera Vera Cruz, a 40 km al SE de Ichoca, se introduce un dique de granito porfirico de varios kilómetros de largo que tiene un rumbo paralelo al de los esquistos devónicos. Cerca de la mina Paragui se ensancha el dique hasta 60 m, mostrando allí una textura hipidiomorfa y casi granítica.

En la parte intermedia y meridional de la Cordillera Central, diques de granito porfirico, indican la ubicación de cúpulas de macizos graníticos no aflorantes. Como ejemplo mencionaremos los diques del ala oriental del anticlinal del Devónico de Huanuni, que atraviesan al río Huanuni cerca de Pata Huanuni; además, los diques en las proximidades del conocido Cerro Tasna, que es bastante metalífero, situado cerca de Atocha. En aquella región no afloran otras rocas intrusivas, sino únicamente cornubianita turmalinizada del techo metamorfoseado por una intrusión que queda en la profundidad, no habiendo sido alcanzada por la denudación.

Tectónica y textura de las rocas plutónicas. Es una característica de los plutones graníticos de la Cordillera alta del Norte, que están situados en forma asimétrica respecto a la cresta actual de esta cordillera. Fisiográficamente se explica tal asimetría por el hecho de que los afluentes del Beni que tienen una gradiente considerable hacia al Este, han cortado el núcleo granítico, trasladándose su cabecera mediante erosión retrógrada, en parte hasta la zona pedemontana occidental, lo que sucede por ejemplo en los distritos de Sorata, de La Paz y de Caracato. No obstante existe también una asimetría tectónica. Mientras que el contacto occidental de los granitos se encuentra en una posición muy enderezada, siendo por consiguiente las zonas de metamorfismo en el contacto muy delgadas, el contacto oriental

buza hacia el Este con pequeñas inclinaciones, de manera que en el fondo de las quebradas profundas, a menudo reaparece el granito a flor de tierra. Aquí las zonas de metamorfismo de contacto están bien desarrolladas y son muy anchas. En la zona de las cabeceras del río Challana encontramos, en un ancho de 15 km, esquistos quiaistolíticos atravesados por apósisis de pegmatitas y de aplitas.



Fig. 54. — Esquistos devónicos retorcidos cerca de Yani

Tal fenómeno indica que el magma ha surgido por caminos situados al naciente de la cordillera, buzando los ejes de los batolitos con pequeños ángulos de inclinación hacia el Este. El hecho es interesante, pues generalmente el rumbo del plegamiento principal terciario está dirigido hacia al Este. Los fenómenos citados requieren estudios más detallados.

Las rocas graníticas de la Cordillera Real son bastante frescas y bien conservadas, no mostrando por lo general ningún indicio de deformación cataclástica. Este hecho indica que los granitos irrumpieron recién a con-

secuencia del último plegamiento andino de consideración. En cambio los granitos de los flancos orientales, que se hallan profundamente desnudados y erosionados, muestran texturas muy diferentes, como ser texturas aplíticas y gneísicas. Con frecuencia se nota una esquistosidad marcada en estos granitos que contienen notables cantidades de microclina y de moscovita y que componen todo el « macizo de Yani » acompañando por gran extensión al macizo de Sorata por el lado del naciente. Las mismas rocas se hallan en la parte oriental del macizo de Chucura a alturas relativamente reducidas, y en el faldeo oriental del Mururata; pero no afloran en el macizo de Quimsa Cruz. En los macizos del Taquesi y de Chucura, observé que los granitos gneísicos hacia el Oeste pasan, a granitos normales. Los sedimentos que se encuentran en las aureolas de contacto con los granitos gneísicos están fuertemente plegados y dislocados. En la prolongación de la zona granítica de Yani hacia el NO, afloran esquistos devónicos, atravesados por filones concordantes de cuarzo. Estas vetas contienen oro y scheelita, mostrando una tectónica muy complicada en pequeña escala (fig. 54).

Me inclino a creer que estos granitos gneísicos constituyen las raíces desnudadas de los grandes batolitos. Su composición es un argumento en favor de tal hipótesis. El « Granito de Yani » según indica el análisis (n° 4 del cuadro en pág. 219), pertenece a la misma familia de los granitos calcoalcalinos a la cual deben atribuirse también los otros granitos, no influenciados por la tectónica.

Más adelante nos ocuparemos de la composición mineralógica y química de las plutonitas, dando un resumen.

2. Rocas porfíricas

A causa de su asociación con yacimientos metalíferos, muchos de estos macizos han sido reconocidos detalladamente, como por ejemplo los de Oruro, Llallagua, Potosí y Chocaya. Por lo tanto, estamos bien informados acerca de su composición. En este capítulo solamente podemos dar un breve resumen de los fenómenos más interesantes que se han observado al respecto. Por lo demás, para mayores detalles, recomiendo la lectura de la obra del autor, titulada *Yacimientos Minerales de Bolivia* (1941). Como no existe en la bibliografía un resumen de las rocas eruptivas, en la lista siguiente daremos una enumeración de algunos de los macizos eruptivos. En total se conocen unos ochenta macizos. En la lista, la letra « K » después del número significa que los datos respectivos han sido sacados de la publicación de Kozłowski y Smulikowski (105). Además creo que es importante destacar la asociación íntima de los macizos volcánicos con muchos yacimientos metalíferos. La ubicación de los volcanitos se desprende del mapa geológico.

Antes de dar la lista, diremos algunas palabras sobre la diseminación de estas rocas eruptivas. Pequeños macizos de rocas porfíricas y porfíricas se hallan esparcidos sobre toda la parte occidental de las cordilleras orientales, desde la frontera peruana hasta la frontera argentina. También existen macizos dentro de la depresión interandina. Estos últimos, en tanto que hayan penetrado a través de los sedimentos terrestres del Terciario, serán mencionados en el capítulo que trata del Altiplano.

Los macizos que penetran en el zócalo paleozoico de las cordilleras centrales y orientales, se sitúan en dos fajas principales: una zona occidental, muy larga, donde los volcanitos están ubicados en líneas longitudinales de dislocación. Estas fallas se hallan en el límite entre la Cordillera Oriental y la cuenca interandina. En el Norte, las dislocaciones ocupadas por volcanitos se hallan en la zona pedemontana al Oeste de las cordilleras altas, en el borde de la depresión ocupada por el lago Titicaca y en la continuación sudoriental de la misma depresión, es decir en la cuenca interandina. Los macizos volcánicos se levantan en esta zona relativamente baja a modo de islas. Los macizos más meridionales de aquella zona son los de la Joya y de Oruro. Desde Oruro, la línea de los volcanitos está situada en la pendiente occidental de la Cordillera Central, cerca del borde del Altiplano, hasta Uyuni. Más al Sud se encuentran los macizos dentro de la «Cordillera de Lipez». En el extremo Sud de la República, es decir en la provincia de Sud Lipez, los volcanitos de referencia se acercan a los volcanes cuaternarios de los Andes occidentales, hasta una distancia de pocas decenas de kilómetros.

La segunda faja principal coincide más o menos con la línea del máximo plegamiento cordillerano. Comienza con el macizo volcánico de Yungachuro, al NO de San Pedro, extendiéndose por Colquechaca y Colavi hacia el Sud, terminando en el gran macizo de Andacaba.

Al Sud de Potosí empieza una faja ancha donde las rocas magmáticas faltan. Recién más al Sud, en los alrededores de Tupiza, se hallan algunos tifones.

Entre estas dos fajas principales en algunos sitios aislados asoman macizos volcánicos de menor importancia.

LISTA DE LOS MACIZOS ERUPTIVOS DE EDAD PROBABLEMENTE MIOCENA
EN LAS CORDILLERAS CENTRALES DE BOLIVIA

a) *Zona Occidental:*

1. *Isla Choquilla*, situada en el Lago Titicaca, frente a la ensenada de Escoma. Pequeño macizo dacítico. La roca encajonante no aflora.
2. *Carabuco*. Pequeño macizo dacítico en el Devónico, 7 km al Norte del pueblo. Más al Oeste existen vetas estanníferas dentro de esquistos.
3. *Achacachi*. Pequeña intrusión dacítica en esquistos devónicos, sobre una dislocación situada al Este del pueblo.

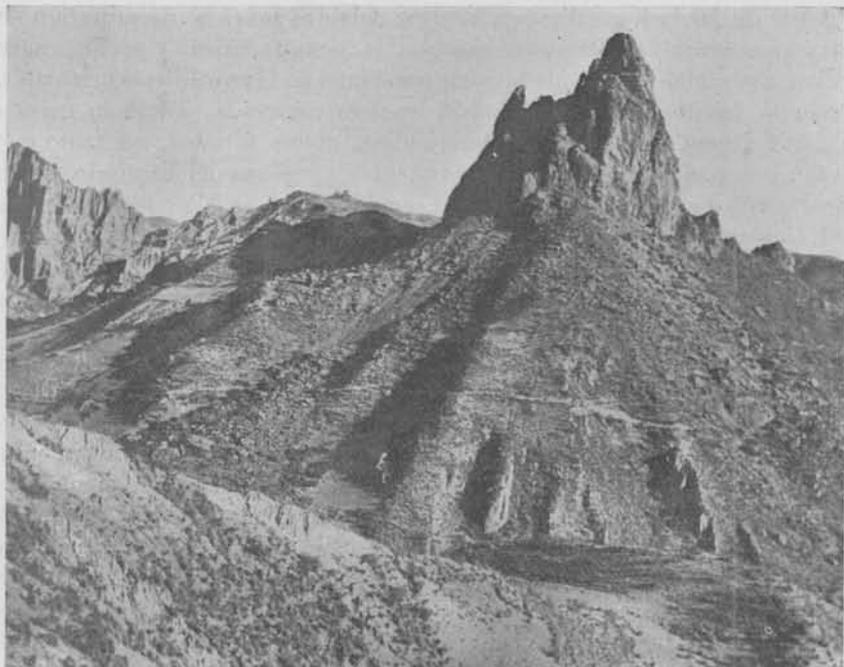


Fig. 55. — Tifón andesítico del Cerro Chiarjaque



Fig. 56. — Altiplanicie de Oruro, con el río Desaguadero, vista desde la cumbre del Cerro La Joya en primer término se ven los macizos dacíticos de los cerros Llallagua y Chuquiña

4. *Avichaca*. Cerro andesítico (4028 m) que emerge de la pampa, al NE de Achacachi.
5. Cerro *Chiarjaque*. Pequeño tefón constituido por brecha andesítica dentro del Devónico. Este cerro domina la cuenca de Calacoto situada más abajo de La Paz (fig. 55). La roca, que forma un farallón dentado y sobresaliente, es bien visible desde la capital, distinguiéndose por su color morado y por su forma, de los terrenos rojizos adyacentes.
6. *Cerro Letanías*, cerca de Viacha. Manto de lava andesítica que descansa encima de esquistos devónicos.
7. *Cerro Pan de Azúcar*. Cerro aislado que sobresale a la pampa, situado a 15 km al SE de Viacha. La roca es una andesita rojiza, que se puede romper con facilidad en ciertas direcciones prefijadas y es bastante resistente, razón por la cual se utiliza en mayor escala para construcciones en La Paz (adoquines, etc.).
8. Los Cerros de *Enequillas* son dos pequeños macizos constituidos por dacita (?) que se levantan entre terrenos devonianos al Este de Topohoco. Allí existen también vetas cupríferas y auríferas.
9. Serranía de *Tariacagua*. Gran macizo eruptivo situada al Oeste de Viscachani que se extiende hasta Patacamaya. La parte meridional y occidental está constituida por lavas andesíticas; la parte septentrional se compone de mantos dacíticos. En las efusiones volcánicas penetran vetas plumbíferas, argentíferas y zinquíferas.
10. Serranía de *Pacuani*. Grupo de cerros altos (hasta 4800 m) al Este de Patacamaya. Mantos dacíticos y andesíticos cuya erupción se verificó a través de estratos devónicos. Contienen vetas plumbíferas y antimoniíferas.
11. Serranía de *Laurani*. Es una sucesión de colinas de 15 km de largo que separa la cuenca del « lago Minchin » de la depresión de Sicasica que tiene mayor altura. En la base de los mantos de lava dacítica afloran estratos devónicos, además arcillas rojas y areniscas arcillosas, de edad desconocida. En el Norte de la serranía se observa un dique potente de dacita que ha penetrado en forma de intrusión, a través de las lavas. Debemos mencionar las vetas metalíferas de Laurani que contienen piritita y enargita, además las impregnaciones de mimetesita de Lomitas.
12. *La Joya*. Es un grupo de cuatro macizos dacíticos que emergen a modo de cerros aislados sobre la pampa que colinda con el río Desaguadero, a 60 km al NO de Oruro. El cerro de mayor altura que es el cerro La Joya, tiene una altura de 4150 m y consiste en lava dacítica. La dacita en parte contiene epidota. En la región de la cumbre, la roca está turmalinizada. El zócalo de las rocas eruptivas está constituido por estratos devónicos atravesados por vetas cupríferas que contienen pirititas auríferas. En la cumbre existen vetas delgadas constituidas por cuarzo y wolframita, en el Devónico al pie del cerro, vetas de piritita y enargita aurífera.

Entre las colinas meridionales del grupo, la intrusión del cerro Llagua forma un sill, de 500 m de potencia, dentro de los esquistos devónicos que buzan hacia el NE. En el cerro Llagua (fig. 56), se hallan vetas que se componen de pirititas auríferas y otras vetas plumbíferas y zinquíferas.

A 15 km al OSO del cerro La Joya, se levanta desde los aluviones de la pampa la cadena de colinas de las Quimsachatas que constituyen la parte superior de un manto riódacítico.

13. *Oruro*. Véase el texto más adelante.
14. *Cerro San Pablo* (4850 m) cerca de Negro Pabellón, situado encima de la meseta de Morocacala. Intrusión dacítica dentro del Devónico, con vetas estañíferas.
15. *Poopo*. En aquella región perforan el Devónico, tres pequeños macizos volcánicos que consisten en pórfido cuarcífero. El macizo septentrional es el Cerro Coriviri, el intermedio es el Cóndor Iquiña al Oeste de Poopó y el tercero el Cerro « Pan de Azúcar » situado al NE del Cóndor Iquiña. El macizo de Coriviri se halla rodeado por vetas bismutíferas, wolframíferas y estañíferas. Los otros dos macizos contienen vetas de estaño.
16. *Mina María Teresa* (Cordillera de Azanaques). Al Este de la mina, hacia la cuenca alta de Vilcapujio, existen tres pequeños macizos dacíticos dentro del Devónico.
17. *Cerro Tihua*. Cerca de Carguaicollo, al NO de Río Mulato, aparece debajo de lavas pliocenas, un macizo dacítico que tiene una superficie de 7 km². En la dacita penetran vetas estañíferas y argentíferas. La base de las rocas eruptivas está constituido por esquistos silúricos. Carguaicollo está situado en la Cordillera de los Frailes.
18. *Pulacayo*. Véase el texto.
19. *Cerro Ubina* (5130 m). Extenso macizo montañoso que consiste en estratos ordovícicos con una pequeña intrusión dacítica, en la zona de la cumbre. Existen allí vetas estañíferas, wolframíferas y argentíferas.
20. *Cerro Chorolque*. Véase el texto.
21. *Chocaya*. Véase el texto.
22. Al Oeste de la depresión de La Quiaca-Tupiza, en muchos mapas figura una « Cordillera de Lipez », que no existe en tal forma. Se trata de una parte elevada de la meseta paleozoica, con volcanitos sobresalientes y con zonas resistentes sedimentarias (monadnocks). La serranía de *Sorocaya*, situada al SE de San Vicente, pertenece a los volcanitos. Es una extensa intrusión dacítica en estratos ordovícicos, en relación con vetas argentíferas.

En el extremo Sud de la misma faja, ubicados en el límite oriental de la provincia de Sud Lipez, macizos intrusivos abarcan una gran extensión, formando verdaderas serranías elevadas. Se encuentran a poca distancia de los macizos volcánicos pliocenos y cuaternarios de la Cordillera Occidental. Los macizos principales son los siguientes:

23. *Sierra de Esmoraca*. Gran macizo de 15 km de largo y con rumbo ONO, cuya cima es el cerro Galán (5200 m). La erupción volcánica penetró a través de areniscas rojas del Terciario. El macizo consiste en dacitas de color verde claro que en parte contienen poco cuarzo; en la dacita se introducen diques de pórfido cuarcífero que constituyen el núcleo o esqueleto de la serranía, en la cual existen vetas bismutíferas, wolframíferas y auríferas.

24. Cerro de *Santa Isabel* (5225 m). Macizo de dacita dentro de areniscas terciarias, conteniendo vetas argentíferas y estañíferas.
25. Cerro *Bonete* (5630 m). Macizo dacítico muy extenso, con un diámetro de más o menos 12 km al SE de San Pablo dentro de areniscas terciarias; todavía no investigado. En su parte meridional, cerca de la quebrada de Aceroduyoc, en diques de pórfido cuarífero que atraviesan a la dacita, se encuentran vetas bismuto-argentíferas.
26. Cerro *Moroco* (\pm 5400 m). Macizo elevado al SE del Bonete y al Oeste de Guadalupe; todavía no estudiado. Según referencias y muestras se compone de dacita. Contiene vetas plumbo-argentíferas y estañíferas.
Con este macizo las intrusiones ácidas de la faja mencionada, alcanzan su límite meridional. Más al Sud dominan rocas andesíticas.

b) *Zona Oriental* :

27. Cerro *Yungachuro*. Este macizo aislado está situado dentro de un sinclinal de estratos terrestres del Cretáceo, situado al SE de Colcha. El ferrocarril de Oruro a Cochabamba atraviesa al sinclinal de referencia. Según Kozłowski (105), se trata de una intrusión riodacítica, rodeada por mantos efusivos de mayor extensión. El mismo autor encontró allí bloques sueltos de un granito turmalinífero con dos micas. Estas inclusiones tal vez han sido llevadas por el magma desde zonas profundas.
Con esta intrusión se hallan en conexión las vetas bismutíferas, wolframíferas y estañíferas que se conocen más al SE, en el cerro *Vilacoya*.
28. *Colchecaca*. Macizo dacítico, de 4 km de diámetro, dentro del Devónico, rodeado por tobas que se han conservado en forma de remanentes. Las vetas argentíferas y estañíferas fueron descritas por Ahlfeld (6).
29. Cerca de *Ocuri* y de *Maragua*, al SE de Colchecaca, existen varios pequeños macizos dacíticos que han atravesado los estratos devónicos y en parte también a la Formación Puca. Penetran en aquella región vetas estañíferas y argentíferas.
30. *Colavi*. Este es el punto más oriental, situado a 60 km al NE de Potosí, en que asoman rocas eruptivas de la índole descrita. Según Bandy (20) a quien debemos un estudio interesante sobre este yacimiento y según las observaciones del autor, se extiende al Este de la zona estañífera entre Colavi y Machacamarca, sobre una longitud de 15 km, un sill riodacítico que se introduce dentro de esquistos ordovícicos. Al Oeste de estas rocas eruptivas, es decir, en el distrito de las minas estañíferas conocidas, afloran numerosos diques y pequeños macizos dacíticos atravesados por « pórfidos cuarzo-dioríticos » (Bandy). Frecuentemente se hallan en ellos fenocristales de feldespatos sódicos, hasta 2 cm de largo y excepcionalmente hasta 16 cm. El color de la roca por lo general es verdoso.
31. Cerro *Yanaorco*. Pequeño tifón dacítico en el Devónico del anticlinal de Huarí-Huarí.
32. Cerro de *Potosí*. Véase el texto más adelante.
33. Cerro *Huañaquino*. Es un macizo de mayores proporciones que consiste de « dellenita », situado al Oeste de Aroyfilla en el camino que conduce de Potosí a Miraflores. Este macizo atraviesa los pisos superiores de

- las Margas Multicolores (véase Schlagintweit (137)). Este macizo ya fué mencionado por d'Orbigny bajo el nombre: «Granito de Santa Lucía».
34. Cerro *Tollojsi*, situado al Oeste de Potosí. Allí existían minas antiguas de plata y bismuto. El macizo de dacita aflora debajo de lavas y tobas pliocenas.
35. Macizo de *Porco*. Macizo de mayor tamaño, constituido por dacitas que penetran dentro del Ordovícico. En el Apo Porco alcanza 5100 m de altura. En aquella región existen vetas estañíferas, argentíferas y plumbíferas.
- c) *Volcanitos aislados situados en la zona intermedia entre las dos fajas principales.*
36. Cerro *Salvadora* situado cerca de Uncía, famoso por sus minas de estaño. Véase el texto más adelante.
- d) *Volcanitos de la región de Tupiza:*
37. Cerro *Iscaica* (4300 m). Intrusión dentro de terrenos ordovícicos. El carácter de la roca intrusiva no se conoce. Es un distrito minero con vetas estañíferas, wolframíferas y plumbíferas.
- 38-40. *Tupiza*. La depresión de Tupiza se halla acompañada, por el lado del naciente, por los macizos de *San Miguel*, *Choroma* y por el dique de granito porfírico del Cerro *Caraorco*. Allí se encuentra la terminación meridional de las intrusiones. El Cerro *Choroma* está constituido por una intrusión dacítica que se introduce dentro de estratos ordovícicos. Esta intrusión se halla rodeada por mantos de toba. Existen allí vetas argentíferas.

Descripción detallada: La mayor parte de los volcanitos ha penetrado en estratos del Paleozoico antiguo (Ordovícico o Devónico); otras erupciones de Sud Lípez se efectuaron a través del basamento precámbrico. Algunas pocas erupciones (cerro Yungachuro; cerro Huañaquino) aparecen dentro de sinclinales del Cretáceo terrestre; los macizos de Esmoraca y del cerro Bonete se hallan dentro de las areniscas terciarias.

Lugares preferidos para las intrusiones son los ejes de los anticlinales del Paleozoico; en esos casos los macizos con frecuencia se extienden según el rumbo de los sedimentos (compárese el mapa de Bandy (20)). También son frecuentes los cuerpos interestratificados eruptivos (sills). Los sedimentos subhorizontales a veces están atravesados en forma rectangular o perpendicular.

Los volcanitos casi siempre tienen un tamaño reducido. Su diámetro alcanza desde unos pocos centenares de metros hasta tres o cuatro kilómetros. Los mayores macizos como el «stock» de Chocaya, alcanzan un diámetro hasta 6 km, el del cerro Bonete 12 km.

Hacia la superficie las rocas intrusivas pasan a menudo a lavas y tobas, que se extienden con pequeños ángulos de inclinación y a veces en posición horizontal, encima de los sedimentos antiguos. Pero casi siempre estos mantos se han conservado solamente en escasa proporción. Muchas veces resulta difícil la comprobación del lugar donde están ubicadas las chime-

neas. A veces no se puede afirmar, si una intrusión ha llegado hasta la superficie o si las rocas ígneas se han consolidado debajo de un manto delgado de sedimentos. Los conos de tobas que pertenecían a los cráteres, han desaparecido en todos los casos citados. El monto de la denudación que ha tenido lugar, es variable según los distintos casos, oscilando entre 300 (Cerro de Potosí según Lindgren) y 1000 m.

La historia de la formación de los volcanitos es muy variable. Existen casos en que los macizos se originaron por una sola intrusión, y otros casos en que podemos comprobar dos hasta cuatro erupciones distintas y separadas, que se efectuaron en épocas diferentes. Respecto a los detalles remitimos a la bibliografía especial, limitándonos en reproducir la historia de la génesis de algunos volcanitos mejor estudiados y conocidos.

El cerro *Salvadora* situado cerca de Llallagua (fig. 57), que encierra el yacimiento estañífero más importante del mundo, constituye un macizo elíptico de más o menos 1100 m de diámetro, que ha penetrado dentro de cuarcitas paleozoicas (según Schlaginweit, de edad probablemente gottlándica). La erupción se efectuó en las cercanías del eje de un anticlinal. Es dudoso si las rocas ígneas llegaron a flor de tierra. La roca intrusiva está en tal grado alterada, turmalinizada y propilitizada, que su determinación genérica no es segura. La zona del contacto aumenta en intensidad en las zonas profundas. Llamen la atención las numerosas dislocaciones transversales que han alcanzado las rocas encajonantes; tales fallas cruceras se observan en el mapa. También dentro del macizo, las vetas metalíferas han sufrido fuertes desplazamientos (consúltese la descripción detallada publicada por Turneaure, 165a).

El cerro *Chorolque* (véase el mapa en Ahlfeld, 8) cuya imponente pirámide constituye un rasgo sobresaliente en el Sud de Bolivia, se compone de una chimenea de 1600 m de diámetro, que aparece en forma casi circular en un corte horizontal. El relleno de esta chimenea está formado por una roca oscura, fuertemente silicificada y turmalinizada, que está desarrollada en facies brechosa (brecha intrusiva) a lo largo de los bordes del canal. La intrusión, que tal vez se efectuó en forma explosiva, penetró dentro de tobas y lavas dacíticas. Según Smulikowski (105), se trataría de una riolita; pero según el mismo autor, la existencia de riolitas genuinas no puede ser comprobada en ningún caso en la faja estañífera. Como en Llallagua, también allí es más probable que la roca eruptiva corresponda a una riodacita muy alterada. Por lo demás, en el caso del Chorolque es objeto de controversia la cuestión de si se trata verdaderamente del relleno de un volcán o no. Del centro del Chorolque salen en forma radial, en casi todas las direcciones, vetas estañíferas, wolframíferas y bismutíferas.

El famoso *Cerro Rico de Potosí* (fig. 58), el productor más importante de plata en el Alto Perú durante el coloniaje, actualmente productor considerable de estaño, es un macizo muy pequeño que se ensancha cerca de la superficie a manera de un hongo. La intrusión se efectuó dentro de esquistos

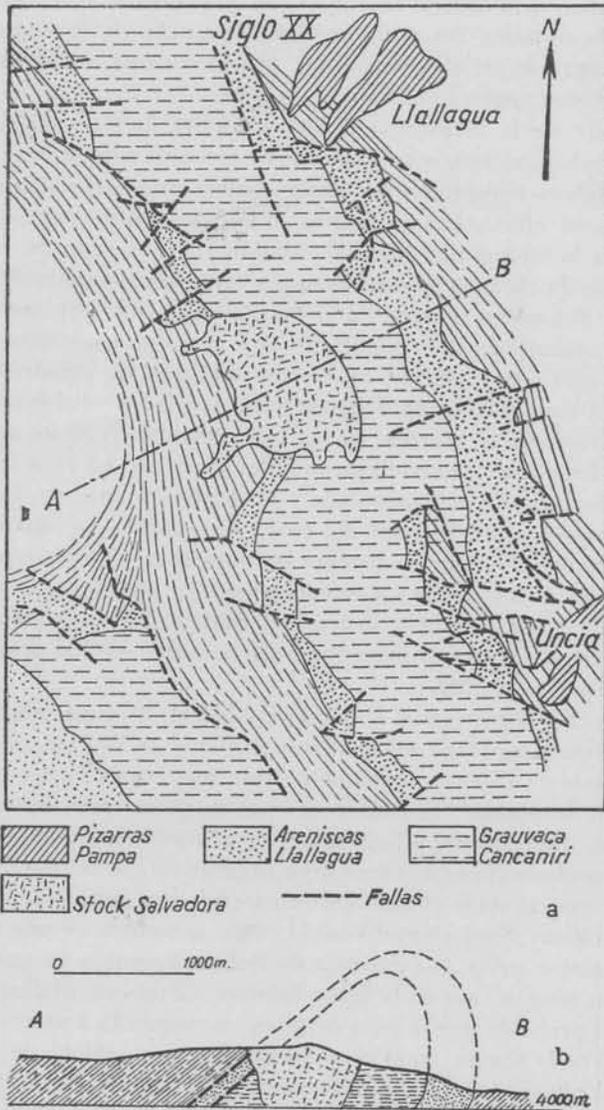


Fig. 57. — Plan del Cerro Salvador (según Deringer y Payne, 52)

arenosos del Ordovícico. Por el lado del Oeste, un retazo de tufitas neoterciarias está en contacto con las rocas eruptivas. Las areniscas esquistosas ordovicianas, cerca del contacto con el macizo volcánico han sido fuertemente dislocadas y fracturadas. Se observan brechas que contienen inclusiones angulosas de las mismas rocas ígneas. De esto resulta que el perfil reproducido por Evans en su publicación titulada *Structure and mineral zoning of the Pailaviri section, Potosí (Econ. Geol., 1940)* está equivocado. Evans menciona una serie muy potente de conglomerados que existirían debajo de las tufitas neoterciarias, afirmando que las tobas pasan paulatinamente a los conglomerados subyacentes. Pero estos conglomerados no

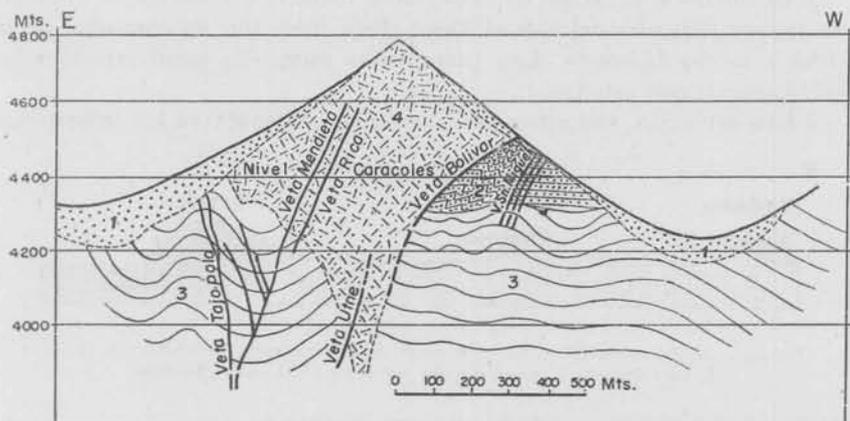


Fig. 58. — Perfil a través del Cerro de Potosí: 1, Ripios en las faldas del cerro y conglomerado fluvio-glacial al pie del cerro; 2, Tufitas neoterciarias con restos de plantas; 3, Areniscas ordovícicas; 4, Macizo dacítico.

existen; se trata de brechas en el contacto eruptivo, cuya potencia no excede de 50 m.

El conducto volcánico en las zonas profundas tiene la forma de un dique de pocas decenas de metros de anchura.

También allí la roca eruptiva se halla fuertemente propilitizada. En la cumbre del cerro prevalece una silicificación intensa de la roca eruptiva. Los análisis de Jaskolski (90) no permiten sacar conclusiones exactas respecto a la determinación petrográfica de la roca; probablemente se trata también en este caso de una dacita. Las tobas que afloran en la pendiente meridional del cerro, indican que el magma ha llegado hasta la superficie.

El macizo de *Pulacayo* (véase el perfil de Ahlfeld, 8), que tiene una extensión de 4 km de largo (del Este hacia el Oeste) y un ancho de 2 km, ha perforado esquistos paleozoicos grisáceos, probablemente devónicos, que contienen plantas indeterminables. Cerca de Pulacayo, en el margen meridional del macizo, encima del paleozoico, afloran arcillas arenosas,

arcosas, conglomerados y areniscas conglomerádicas de color marrón, es decir, una formación de edad desconocida en la cual penetra la veta principal « Tajo ». En los esquistos arcillosos se hallan geodas de yeso. Los sedimentos muestran un plegamiento débil, formando « sillas » y sinclinales rumbo NS. Debemos distinguir las siguientes fases eruptivas que se efectuaron durante épocas diferentes :

a) Una fase explosiva antigua, comprobada por capas conglomerádicas que se han encontrado en los socavones que penetraban en las areniscas de la base de la intrusión. Los fragmentos eruptivos tienen forma redondeada y muestran una fuerte descomposición ;

b) La intrusión principal dacítica, cuya chimenea tiene forma elíptica, con mayor diámetro del Este al Oeste. Esta intrusión se ensancha hacia arriba a modo de hongo. Los yacimientos minerales están relacionados genéticamente con esta fase ;

c) Una intrusión andesítica más moderna, contenida en los intersticios

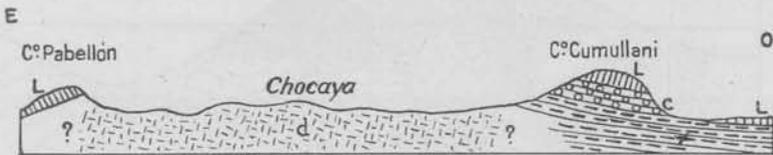


Fig. 59. — Corte esquemático a través del macizo de Chocaya (según Kozłowski) : d, Dacita
L, Lava dacítica ; C, Conglomerados volcánicos ; T, Arcillas pliocénicas

entre la intrusión « b » y los sedimentos, componiendo el cerro Irpa situado al Este del macizo.

La gran intrusión de *Chocaya*, analizada detalladamente por Jaskolski (89), muestra condiciones muy complicadas. En el cerro se encuentra una intrusión dacítica cuyo diámetro mide entre 3 y 4 km. La dacita descansa, con un contacto subhorizontal, encima de estratos ordovícicos. La potencia de la dacita aumenta hacia el Sud, alcanzando un espesor de 400 m en la mina Ánimas. No se conoce la ubicación de la chimenea ; pero se supone que la erupción se haya efectuado en la sección Ánimas. Al Este y al Oeste del macizo dacítico se han conservado residuos de mantos volcánicos dacíticos. Las lavas del cerro Cumullani (4700 m) están inclinadas ligeramente hacia el Oeste, y las del cerro Pabellón, situado en el Este, muestran una inclinación de pocos grados hacia el nacimiento.

El manto de lavas que constituye el cerro Cumullani, descansa encima de conglomerados volcánicos, y éstos reposan sobre arcillas subhorizontales, de edad neoterciaria. Kozłowski y Jaskolski interpretan estos fenómenos en la siguiente forma : el macizo dacítico central representa un recipiente de magma que se formó cerca de la superficie y que está en comunicación con el magma profundo mediante una chimenea. En los niveles superiores se habría edificado anteriormente un volcán típico con un

cráter que se encontraba a 400 hasta 500 m encima del nivel actual de la superficie. Todos estos niveles superiores habrían sido eliminados por la denudación; únicamente los mantos de lava se habrían conservado. Con el macizo de Chocaya están relacionados los yacimientos argentíferos y estañíferos que pertenecen a las zonas mineras más importantes de Bolivia.

También se encuentran condiciones muy complicadas en el macizo de Oruro, que en sus entrañas contiene los famosos depósitos argentíferos y estañíferos. Este macizo ha sido reconocido muy detalladamente, principalmente en una excelente monografía publicada por Kozłowski y Jaskolski (106) y últimamente por Campbell (44). Respecto a la morfología, la erupción volcánica constituye una serranía aislada que se extiende por 6 km de largo rumbo NNO-SSE. Las rocas ígneas han perforado esquistos devónicos, probablemente en el asiento de un anticlinal. Según Kozłowski se trata de una sola intrusión. Este autor determinó la roca respectiva, a causa de su textura holocristalina y también a base de los análisis efectuados por Jaskolski, como « microgranodiorita ».

Por el contrario, Campbell distingue varias fases intrusivas y efusivas que formarían un engranaje complicado :

a) La intrusión más antigua está formada por un « pórfido riolítico » que constituye diques que se ensanchan hacia arriba y que están en conexión con mantos de lava.

b) La próxima fase intrusiva suministró un « pórfido monzonítico cuarífero » que corresponde a la microgranodiorita de Kozłowski. Esta roca compone pequeños macizos y diques largos que han atravesado a las intrusiones « a »; con esta fase se hallan relacionados genéticamente los yacimientos metalíferos.

c) Muy propagada es una brecha explosiva que aparece en forma de « pipes » diques y macizos irregulares que contienen inclusiones de pórfido riolítico, es decir de la intrusión « a ».

d) Lavas dacíticas y latíticas representan en parte equivalentes de la intrusión « b », y en parte son antiguas.

Estas fases pueden reducirse sin dificultades a dos procesos eruptivos (« a » y « b ») que produjeron ambos también rocas efusivas.

El levantamiento de las montañas de Oruro, según Campbell, es una consecuencia de las intrusiones magmáticas.

3. Composición de las rocas magmáticas

Respecto a la composición mineralógica y química de las rocas magmáticas existen investigaciones especiales efectuadas por Ahlfeld (3) y análisis detallados realizados por Kozłowski y Smulikowski (105). En este párrafo nos referiremos a las publicaciones citadas, resumiendo en breves rasgos los resultados más importantes, utilizando especialmente la monografía de

Smulikowski. Este autor hizo resaltar el hecho de que todas las rocas descritas en el presente capítulo, y también las rocas pliocenas de las cuales trataremos en otro capítulo (pág. 223), pertenecen a la misma provincia petrográfica. Propiamente dicho, se trata en todos estos casos de rocas calcoalcalinas.

Las rocas graníticas de las cordilleras altas generalmente son uniformes, holocristalinas y equigranulares, de grano mediano y de color gris claro. A veces muestran textura porfírica, apareciendo fenocristales grandes de ortosa, como sucede en el Illimani, en la parte septentrional del batolito de Quimsa Cruz y en el macizo de Condo situado en la Cordillera de Azanaques.

Considerando la relación de las plagioclasas con la cantidad existente de ortosa, pueden distinguirse tres tipos petrográficos: tonalitas (dioritas cuarcíferas) sin ortosa; granodioritas con reducidas cantidades de ortosas, y adamellitas (monzonitas cuarcíferas) que contienen mayores cantidades de ortosas, además de las plagioclasas. El siguiente cuadro de Smulikowski da una idea de la composición mineralógica de las rocas graníticas:

Minerales	1	2	3	4	5	6	7	8
	%	%	%	%	%	%	%	%
Cuarzo.....	21,2	28,7	25,8	24,1	28,9	25,3	34,2	39,8
Ortosa.....	ind.	—	5,2	10,5	18,8	—	—	—
Microclina.....	—	—	—	—	—	22,6	22,5	32,4
Plagioclasa.....	64,8	55,9	44,4	48,2	39,4	37,2	25,0	21,7
Moscovita.....	—	—	—	—	—	2,8	6,6	1,6
Biotita.....	13,2	14,4	21,8	14,2	9,0	6,0	11,1	Ind.
Clorita.....	0,2	—	—	0,8	3,6	5,1	—	4,2
Titanita.....	—	—	—	—	—	—	—	0,3
Hornblenda.....	—	—	2,2	—	—	—	—	—
Oxidos de hierro.....	0,2	0,4	Ind.	0,7	Ind.	0,2	Ind.	—
Apatita.....	0,3	0,6	0,5	Ind.	Ind.	0,3	0,5	Ind.
Zircón.....	0,1	Ind.	0,1	Ind.	0,1	Ind.	Ind.	Ind.
Epidoto.....	—	—	—	—	0,2	0,5	—	—
Pirrotina.....	—	—	—	1,5	—	—	—	—

Nº 1. Tonalita, Hucumarini (rodado) ¹.

» 2. Tonalita, Millipaya (rodado) ¹.

» 3. Tonalita, Millipaya (rodado) ¹.

» 4. Granodiorita, Illimani.

» 5. Granodiorita, Millipaya (rodado) ¹.

» 6. Adamellita (en el límite con las granodioritas), río Chuquiaguillo) ².

» 7. Adamellita, Cerro Cunatincuta (macizo de Chucura).

» 8. Adamellita (en el límite con los granitos), Cerro Caca Aca.

¹ Estos rodados proceden del faldeo occidental del Jancohumá.

² Estos rodados provienen de la región del Caca Aca.

No ha sido comprobada la existencia de granitos genuinos, es decir de rocas magmáticas con abundante cuarzo, en las cuales dominen los feldespatos potásicos en relación con las plagioclasas.

En general debe considerarse el magna en el Norte de Bolivia, como adamellítico (monzonítico cuarcífero) hasta granodiorítico. Las partes centrales de los batolitos corresponden a tales tipos, y solamente en las fajas marginales se nota la presencia de tonalitas. Como adamellita deben ser determinadas, según los análisis, las rocas de los macizos de Chucura y del Taquesi; igualmente los rodados que se hallan en el río de La Paz y en sus afluentes, los que proceden del macizo del Caca Aca, se componen de adamellita, como asimismo el granito gneísico, muy cuarcífero, de Yani.

En el siguiente cuadro presentamos cuatro análisis de rocas graníticas junto con el cálculo de su composición mineralógica, según Smulikowski:

	1	2	3	4
	%	%	%	%
SiO ₂	65,51	70,98	63,85	72,73
Al ₂ O ₃	16,15	12,69	16,58	14,96
Fe ₂ O ₃	1,06	2,99	1,11	0,40
FeO.....	3,29	1,45	2,84	0,98
MgO.....	1,92	1,04	2,35	0,02
CaO.....	2,54	2,56	2,32	1,02
Na ₂ O.....	2,22	3,03	3,05	3,06
K ₂ O.....	5,42	4,59	4,79	5,22
H ₂ O +.....	1,22	0,57	1,58	0,78
H ₂ O -.....	0,10	0,13	0,09	0,12
TiO ₂	0,48	0,19	0,55	0,12
P ₂ O ₅	0,40	—	0,46	0,12
MnO.....	—	—	0,03	0,02
BaO.....	—	—	0,20	0,02
ZrO ₂	—	—	0,03	0,01
Cl.....	—	—	0,10	0,03
S.....	—	—	0,17	Ind.
SrO.....	—	—	0,05	—
Cr ₂ O ₃	—	—	0,01	—
Suma.....	100,31	100,22	100,14	100,00

1. Monzonita cuarcífera de Caracoles (Lindgren 109).
2. « Granodiorita », Illampu (Ahlfeld, 3).
3. « Granodiorita », Illampu (Ahlfeld).
4. Granito aplítico, Yani (Ahlfeld).

	%	%	%	%
Cuarzo.....	23,2	30,1	19,5	33,7
Ortosa.....	31,7	27,2	28,4	30,6
Albita.....	18,3	25,1	25,7	26,2
Anortita.....	10,0	7,8	8,1	4,2
Corindón.....	3,1	—	3,4	2,8
Diopsida.....	—	3,9	—	—
Hipersteno.....	9,1	0,7	8,5	1,3
Magnetita.....	1,6	3,9	1,6	0,7
Ilmenita.....	0,9	0,5	1,1	0,2
Hematites.....	—	0,3	—	—
Apatita.....	1,0	—	1,1	0,3

En lo que se refiere a las rocas porfíricas o porfiroides, casi todas ellas contienen cuarzo libre. Son de tipo leucocrático. Rocas melanócratas se hallan únicamente en el Oeste, en la zona que linda con la depresión interandina; excepción hecha de unos pocos macizos, como por ejemplo el de Pulacayo o de Cohoni cerca del Illimani. Entre los macizos enumerados en la lista (pág. 207), solamente los números 4, 5, 6, 7, 9 y 10 se componen de andesitas. Todos estos macizos están situados en la orilla oriental del lago Titicaca y en la continuación sudoriental de la misma línea, entre La Paz y Patacamaya. Al Oeste de esta línea importante, entre las rocas, prevalecen los tipos melanocráticos, retrocediendo y desapareciendo los tipos leucocráticos. Tal hecho significa que en la zona del plegamiento máximo, prevalecen rocas cuarcíferas; en cambio en la zona pedemontana occidental, que colinda con esta faja fuertemente plegada, prevalecen las rocas oscuras o melanócratas, en terrenos débilmente plegados.

En lo que respecta al quimismo de las rocas porfiroides, ya Smulikowski hizo resaltar el parentesco cercano de ellas con las plutonitas. Especialmente llama la atención, por ejemplo, la analogía entre la « microgranodiorita » de Oruro y la granodiorita de Caracoles. Así es que encontramos también allí una sucesión continua de los tipos petrográficos: dacita-riodacita-dellenita, que corresponden a la serie plutónica: tonalita-granodiorita-adamellita. Hasta la fecha, no ha sido comprobada con certeza en aquella provincia petrográfica, la existencia de rocas alcalinas en esta serie, es decir, la existencia de rocas como la riolita en las cuales prevalecen decididamente los feldespatos alcalinos en relación con las plagioclasas. A continuación reproducimos una serie de análisis de rocas porfíricas, junto con el cálculo micrométrico de la composición mineralógica según Smulikowski, añadiendo un análisis de la dacita de Colquechaca.

	a	b	c	d	e	f
	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	72,18	60,18	67,20	69,90	66,05	63,99
Al ₂ O ₃	14,38	12,95	14,40	12,03	13,55	15,65
Fe ₂ O ₃	0,29	0,12	0,39	3,78	2,74	0,88
FeO.....	2,14	7,21	3,82	1,26	1,63	2,31
MgO.....	0,65	2,81	1,55	1,10	1,50	1,47
CaO.....	1,35	6,03	2,46	2,64	2,96	2,37
Na ₂ O.....	3,36	3,31	3,72	3,72	3,17	3,43
K ₂ O.....	2,81	2,86	4,80	4,62	4,73	5,52
H ₂ O +.....	1,82	1,83	0,34	0,27	2,11	1,93
H ₂ O -.....	0,22	0,29	0,67	0,52	0,53	0,15
CO.....	—	1,22	S=0,03	—	—	1,26
TiO ₂	0,68	1,48	0,67	0,75	0,95	0,44
P ₂ O ₅	—	—	0,45	0,21	0,33	0,33
MnO.....	0,03	0,16	Ind.	0,15	0,17	0,04 ¹
Suma.....	99,91	100,45	100,50	100,95	100,42	99,98

- a) « Pórfido cuarífero », dique de Sayaquira (Kittl, 94).
 b) « Porfírita andesítica » (Dacita según Smulikowski), de la misma procedencia (Kittl).
 c) « Microgranodiorita », Oruro (Jaskolski, 106).
 d) Dacita enrojecida con biotita, lava de Oruro (Jaskolski).
 e) Dacita negra vitrofírica con biotita, lava de Oruro (Jaskolski).
 f) Dacita propilitizada, mina Gallofa en Colquechaca (Ahlfeld, 3).

	%	%	%	%	%
Cuarzo.....	36,7	13,5	18,6	26,0	22,4
Ortosa.....	16,7	17,2	28,4	27,2	27,8
Albita.....	28,8	27,8	31,4	31,4	27,3
Anortita.....	6,7	11,7	8,3	2,5	8,3
Corindón.....	3,3	—	—	—	—
Diopsida.....	—	8,9	1,4	5,8	3,9
Wollastonita.....	—	—	—	0,7	—
Hipersteno.....	4,0	13,3	8,7	—	1,9
Magnetita.....	0,5	0,2	0,7	2,3	3,3
Hematita.....	—	—	—	2,2	0,5
Ilmenita.....	1,4	2,9	1,4	1,4	1,7
Apatita.....	—	—	1,0	0,5	0,7
Calcita.....	—	2,7	—	—	—

¹ Además 0,01 % Cr₂O₃; 0,10 % Cl; 0,08 % BaO; 0,03 % ZrO₂.

4. *Resumen.* — De nuestra descripción se desprende que existe una analogía notable, tanto mineralógica como química, entre la serie del plutonismo, caracterizada por los tipos petrográficos de la tonalita-granodiorita-adamellita, y la serie de las rocas porfíroides representada por los tipos de la dacita-riodacita y dellanita. Como resultado debemos sacar la conclusión, de que todas estas rocas pertenecen a una misma provincia petrográfica (calcoalcalina) y que las rocas ígneas proceden de una misma fuente magmática. Esta suposición se halla apoyada por el hecho de que los filones metalíferos son comunes a ambas zonas.

Además hemos de presumir que ambas sucesiones de rocas sean aproximadamente de la misma edad. Trataremos acerca de la edad geológica de las rocas magmáticas del Terciario, en el párrafo que se ocupa de los movimientos tectónicos andinos terciarios (pág. 323). Resultará que las erupciones se efectuaron junto con los plegamientos principales y poco después, es decir que se trata de intrusiones co- y post-orogénicas y de efusiones post-orogénicas; de tal manera, es probable que las rocas magmáticas productoras de yacimientos metalíferos, tengan una edad miocena. A este respecto un asunto aún debe ser dilucidado; a saber, el motivo por el que afloran las plutonitas únicamente en la parte septentrional de Bolivia, mientras que en la parte central y meridional aparecen en la superficie solamente los pequeños macizos volcánicos. Las causas de estos fenómenos deben ser de índole tectónica.

Así hemos de suponer que la parte septentrional, más delgada, del bloque andino, fué levantada en mayor escala y por consiguiente afectada por la denudación en mayores proporciones que los sectores centrales y meridionales. En efecto, podemos observar varias dislocaciones transversales en el sector del Norte. Una de estas perturbaciones pasa por Illabaya y al Norte de Sorata, separando estratos devónicos de la Formación Puca y coincidiendo con el declive septentrional del batolito de Sorata. Otras fallas transversales de consideración, como la dislocación de Pucarani, limitan este batolito por el Sud. Las demás dislocaciones deben ser buscadas en el distrito de Ichoca, en la terminación meridional de las cordilleras altas.

La distribución de los diques de pórfido cuarífero en el sector central y meridional de la « Faja Estañífera », como asimismo la disposición de los yacimientos metalíferos, indican que existen también allí intrusiones en profundidad que no han sido descubiertas por la erosión. Estos plutones, hemos de suponer, forman varias cadenas subterráneas paralelas al rumbo de la cordillera. La serie occidental de criptobatolitos se extiende en la prolongación del eje de las cordilleras altas por Colquiri y Condeauqui, siguiendo después cerca del faldeo occidental de las cordilleras centrales a lo largo del límite con la depresión interandina, hasta las cercanías de Uyuni. En esta línea está situado el pequeño macizo granodiorítico al Este de Condo, en la cordillera de Azanaques.

Otra serie de intrusiones ocultas en profundidad, hemos de buscarla a lo

largo del curso superior del río Ayopaya, en la línea formada por los cerros Amutara-Chicote-Kami. En aquella zona no afloran rocas eruptivas de ninguna clase, sino solamente los sedimentos del techo de aquéllas, sedimentos influenciados fuertemente por metamorfismo de contacto, y que contienen yacimientos de wolframita.

La prolongación sudoriental de esta zona existe probablemente a lo largo del declive del bloque de Puna, en la línea de Colcha-Colquechaca-Maragua-Cerro Malmisa-Colavi. Esta línea termina por el Sud en el gran macizo eruptivo de la cordillera de Andacaba (Dept. de Potosí).

En el Sud de Bolivia, la serie de volcanitos señalada por los cerros Ubina-Tasna-Chorolque-Iscaisca, que tiene un rumbo SE y que dobla hacia el Sud en los alrededores de Tupiza, corresponde tal vez a una línea de intrusiones profundas, no alcanzadas por la denudación.

III. EL VOLCANISMO EN LA ÉPOCA PLIOCENA

Del volcanismo mioceno deben distinguirse bien las enormes capas de tobas y derrames de lavas, que en la época pliocena cubrieron gran parte de las Cordilleras centrales y de la sección centro-meridional de Bolivia.

La circunscripción de los diferentes mantos se desprende aproximadamente del mapa geológico. Se distinguen cuatro regiones de mayor extensión y además un gran número de depósitos volcánicos que constituyen afloramientos más reducidos.

á) El manto septentrional está situado al Este de Oruro. Hacia el Norte se extiende un poco más allá del ferrocarril de Oruro a Cochabamba. En el Sud, llega en forma de residuos aislados, hasta el ferrocarril de Oruro a Uncía. En el Este, termina al Oeste de Sacaca. El extremo sudoriental del manto se extiende hasta el centro minero estañífero de Llallagua. La capa de referencia que denominamos «capa de Morococala», constituye una altiplanicie poco incisa, suavemente ondulada, con una superficie de aproximadamente 1100 km². La altura de esta planicie que demuestra formas de erosión a modo de «karst», asciende, por término medio, a 4400 m.

El manto volcánico se ha extendido encima de una base devónica, desgastada, denudada y entrecortada por valles no muy hondos. Los depósitos volcánicos rellenaron estas honduras y desigualdades de la antigua superficie, de modo que la potencia de los mantos volcánicos es muy variable, oscilando entre unos pocos metros y más de cien metros. En el valle del río Condorquinoca, que sale de la cordillera al Norte de Oruro llegando a la zona altiplánica cerca de Paria, tales capas de tobas descienden hasta debajo del nivel del río. Tal hecho prueba que el río mencionado es pre-existente y además debe sacarse la conclusión de que la superficie del Alti-

plano estaba terraplenada antiguamente tan sólo hasta un nivel inferior a la planicie actual.

En la mina de estaño « Santa Fe », encima de los estratos devónicos, en la base de la capa tobácea, se observa un conglomerado de poco espesor que contiene rodados de casiterita. Este es un argumento que indica una época de denudación comprendida entre la formación de los yacimientos estañíferos y la acumulación de las tobas.

Como centros de erupción de donde procedían estos productos volcánicos, se conocen primero el cono chato del cerro Tancatanca (aproximadamente 4800 m) situado en la parte central de la altiplanicie. Este volcán produjo lavas y tobas dacíticas y riódacíticas. Según la descripción hecha por Geier (64) y conforme a las observaciones del autor puede reconocerse la situación del cráter, actualmente destruido, por la inclinación de las lavas que muestran una textura porfírica gruesa y que contienen grandes cristales de sanidina. Un segundo centro eruptivo lo constituye el cerro Pichagas (4930 m) situado a 20 km al SE de Oruro que produjo lavas andesíticas en menores cantidades.

Las rocas de este manto han sido investigadas por Smulikowski (105), quien publicó los siguientes análisis mecánicos :

	1	2	3
	%	%	%
Plagioclasa.....	19,3	18,2	10,2
Anfibol.....	0,5	—	—
Biotita.....	11,7	5,2	8,2
Cuarzo.....	—	7,4	15,5
Sanidina.....	—	5,1	12,4
Óxidos férricos.....	indic.	0,3	0,3
Apatita.....	0,6	0,4	0,5
Seudomorfofosis ?.....	—	2,6	—
Pasta vítrea.....	—	60,8	44,4
Cemento.....	67,9	—	—
Fragmentos de piedra pómez.....	—	—	8,2
Fragmentos de sedimentos.....	—	—	0,3

1. Lava vitrofírica de andesita biotítica, cerro Pichagas.

2. Lava riódacítica vitrofírica del cerro Chuallani situado al NO de Huanuni.

3. Toba dacítica, río Condorchinoca.

Una toba riódacítica conservada en forma de restos en el cerro Posoconi cerca de Huanuni, fué analizada por Kittl (94). A continuación reproducimos el resultado :

Peso específico.....	2,467
SiO ₂	73,02 %
TiO ₂	1,29 »
Al ₂ O ₃	14,20 »
Fe ₂ O ₃	0,28 »
FeO.....	1,11 »
MnO	0,07 »
MgO.....	0,42 »
CaO.....	0,87 »
Na ₂ O	3,18 »
K ₂ O	3,33 »
— H ₂ O.....	0,72 »
+ H ₂ O.....	1,21 »
P ₂ O ₅	0,18 »
Suma.....	99,88 %

Con reserva atribuimos a este grupo de erupciones pliocenas, el macizo volcánico del cerro Sillota (4373 m), cerro aislado situado en el Altiplano al NO de Oruro. La buena conservación de las efusiones dacíticas constituye un argumento en favor de su edad moderna.

b) Un distrito de efusiones volcánicas mucho más extendidas, está situado al borde occidental de la Cordillera Central entre Challapata (19°50' latitud Sud) y Huanchaca (20°20' latitud Sud). La región está atravesada en toda su anchura por el ferrocarril de Río Mulato a Potosí. Orográficamente forma una altiplanicie de 4400 a 5000 m de altura, con una superficie de 9800 km cuadrados, aproximadamente. La planicie está cortada por la erosión retrógrada de las cabeceras del río Pilcomayo. De este páramo inhospitalario y poco habitado, nunca se hizo un relevamiento topográfico ni se ha efectuado ningún reconocimiento geológico. En el Oeste, la altiplanicie tiene un declive abrupto hacia la depresión altioplánica, a lo largo de la línea de Challapata a Uyuni, donde existen fallas modernas. Algunos residuos de mantos volcánicos coronan algunos cerros aislados y avanzados dentro del Altiplano (« Cerros testigos » ; véase fig. 6o) como restos de erosión.

En el Este, el manto volcánico se extiende hasta el río Salinas de Macha, y al SE llega hasta las inmediaciones de Potosí donde se han conservado restos cerca de la ciudad.

La base del manto se compone de estratos paleozoicos cuya superficie se halla entrecortada por valles, de excavación reciente. En el río Salinas de Macha y cerca de Yocalla (pueblo situado a la orilla del Pilcomayo superior) debajo de los mantos, se han conservado sedimentos de la Formación Puca, los que sin esta protección lávica, habrían sido fácilmente destruidos por la erosión, a causa de su contenido de sal y de yeso. Cerca de Yocalla, descansan encima de estratos ordovicianos, conglomerados estañíferos situados en la base de una colada de lava. En la periferia de



Fig. 60. — Cerros testigos con cubiertas de lavas, cerca de río Márquez en el Altiplano

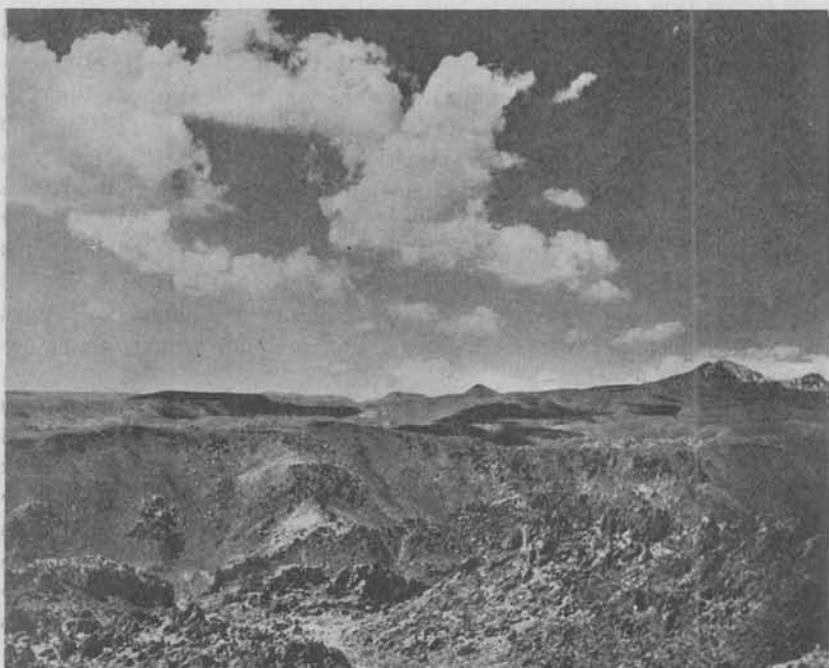


Fig. 61 — Altiplanic de la Cordillera de los Frailes cerca de Carguaicollo, constituida por lavas y tobas

estas capas han sido expuestas por la erosión, debajo de las lavas, los troncos de algunos macizos dacíticos como por ejemplo, el cerro Tihua cerca de Carguacollo al NE de Río Mulato; igualmente el cerro Tollojsi situado al Oeste de Potosí, y otros. La mineralización que muestran estos macizos, nunca asciende hasta dentro de los mantos superiores. Estos mantos de la cubierta carecen de filones metalíferos, excepción hecha de impregnaciones leves de « estaño madera » y de vetillas de antimonita, que deben ser consideradas como exponentes de la última fase de la actividad volcánica, atestiguada asimismo por la presencia de numerosas termas (véase Ahlfeld, 12).

La altiplanicie ancha y amplia, estaba cubierta antiguamente por depósitos volcánicos continuos que ocupaban extensión mucha mayor que en la actualidad. Por la erosión activa de los ríos durante la época cuaternaria, la capa volcánica ha sido dividida en sectores separados como lo son: La Cordillera de Azanaques (5133 m) al SE de Challapata; la Cordillera de Livichuco situada entre Challapata y Macha; la Cordillera de los Frailes, altiplanicie extensísima situada al Sud de la última que acaba en el Sud cerca de Huanchaca, llegando hasta los cerros Cuzco y Cosuño (fig. 61). Los menores residuos de capas volcánicas, situadas al Sud de Macha y en las vecindades de Ocuri, se hallaban entonces en relación con el macizo principal.

La potencia visible de los depósitos estrato-volcánicos que afloran en las cabeceras del río Pilcomayo, alcanza 500 m. Siempre se observa una alternación y un engranaje de mantos de tobas con coladas lávicas de diferente composición, lo que hace suponer que existían varios centros eruptivos. Como tales centros eruptivos, cuyas contrucciones sobresalen aún actualmente de la altiplanicie entre 500 a 1000 m, ascendiendo en múltiples casos a más de 5000 m s. n. m., se conocen los siguientes: La Cordillera de Azanaques; el cerro Toro y los cerros de Livichuco en la misma cordillera, elevándose ambos hasta casi 5300 m; los cerros Michaga y Nuevo Mundo (5400 m) situados en la Cordillera de los Frailes. (Este último cerro es interesante, porque revela la ruina de un cráter aún reconocible, que tiene, según referencias, un diámetro de 2000 m); los cerros Cuzco (5450 m) y Cosuño (5200 m aproximadamente) situados en la prolongación meridional de la Cordillera de los Frailes.

No existen análisis petrográficos de las rocas bastante variadas que componen estos depósitos volcánicos. Son muy difundidas las lavas y tobas dacíticas, muy ricas en biotita. Aparte de éstas, aparecen lavas andesíticas verdosas oscuras, que componen, por ejemplo, las coladas de Azanaques. También son frecuentes las lavas basálticas vesiculares y « lapilli » constituidos por piedra pómez, que son guijarros arrojados por explosiones volcánicas.

c) En la « puerta de Atocha » tobas dacíticas amarillentas con estratificación gruesa, ocupan gran parte del triángulo entre el Chorolque, Chocaya y Tatasi. Allí descansan encima de los pliegues denudados del ordovícico.

A menudo forman riscos pintorescos que tienen la apariencia de ruinas de castillos y que alcanzan alturas hasta de 100 m. Desde el ferrocarril que corre de Uyuni a Villazón, se los puede observar fácilmente, entre Atocha y Escoriani. En el cerro Galeras, situado cerca de Escoriani, las tobas están cubiertas por bloques y escombros dispersos que provienen de la desintegración de un manto de lava andesítica cavernosa.

No se sabe nada acerca de la procedencia de estas tobas y lavas.

d) En el SE de la provincia de Sud Lípez capas dacíticas ocupan grandes extensiones a lo largo de la frontera argentina. En territorio boliviano no han sido reconocidas. El mapa geológico de Sgrosso (144) da una idea de su propagación. Descansan encima de sedimentos precámbricos, cámbricos y ordovicianos, o también encima de estratos cretácicos terrestres y del Terciario. Como existen además, en aquella región, numerosos macizos dacíticos de edad miocena (como por ejemplo los macizos de Esmoraca, cerros Bonete, cerro Moroco, etc.), sería menester la fijación exacta de la edad de los mantos, para saber si pertenecen a la época miocena o pliocena. También allí las capas más modernas carecen de mineralización, mientras que intrusiones miocenas se hallan acompañadas por filones metalíferos.

Según nuevas investigaciones del autor, aparte de los mantos volcánicos muy extendidos, existen también macizos y sills de menor tamaño que son más recientes que el volcanismo mioceno. Hemos de citar principalmente algunos diques y coladas liparíticas que afectan áreas dislocadas en el distrito del Lago Titicaca. Estas rocas volcánicas se distinguen de las erupciones más antiguas de la misma región (por ejemplo del macizo de Carabuco) por la buena conservación de sus mantos, por la ausencia de descomposición en sus elementos y por carecer de vetas metalíferas. Generalmente se trata de rocas leucócratas, liparíticas, que están asociadas con rocas andesíticas. Citaremos a continuación algunas de estas ocurrencias:

1. *Puerto Acosta*. Intrusiones dacíticas filonianas que penetraron por una dislocación, cerca de un anticlinal rumbo NO, dentro del Devónico. Existen afloramientos por ambos lados del camino del pueblo al puerto.
2. Intrusión filiforme de dacita o liparita, en una fractura de 10 km de largo, situada entre *Carabuco* y *Ispaya*, en la orilla del Lago Titicaca. La dislocación que tiene rumbo NO, marca el límite entre la depresión del Altiplano y el borde de la zona precordillerana. La máxima elevación de estas rocas eruptivas constituye el *Púlpito de Diablo* (4080 m, fig. 90). Respecto a la situación de los macizos 1 y 2, véase el mapa, fig. 39.
3. *Serranía de Siquimpata*. Macizo liparítico y andesítico que ocupa una gran parte de la península de Santiago de Huata; la cima de mayor elevación es el cerro *Jipi* (4450 m). Intercalados dentro de los mantos volcánicos, se hallan también basaltos.
4. *Copacabana* (véase el mapa, fig. 35). Mantos liparíticos constituyen los cerros *Calvario*, *Chini* y un extenso macizo al Sud y SE del pueblo, con alturas hasta de 4400 m. Las rocas volcánicas yacen encima de are-

niscas rojas arcillosas de edad terciaria; al Este descansan sobre esquistos devónicos. Las erupciones se abrieron camino probablemente por una falla que separa el Devónico de los sedimentos continentales terciarios.

En lo que respecta a la edad de las rocas volcánicas arriba descritas (*a-d*), ellas están separadas de los volcanitos miocenos, por un período de levantamiento y de denudación. Por otra parte muestran por todos lados las señales de una glaciación intensa. Los derrames de lavas pliocenas y los mantos de tobas se han conservado mucho mejor que los productos del volcanismo mioceno que ya están más descompuestos. La situación de muchos cráteres pliocenos es reconocible aún y en parte también son evidentes los mantos de tobas que rodean a los conos volcánicos, como por ejemplo en el caso del cráter «Nuevo Mundo». Por eso me inclino a considerar las referidas erupciones como de edad pliocena.

CAPÍTULO VI

La Altiplanicie y los Andes Occidentales

Como «Altiplano» se indica la depresión que se encuentra entre las dos cordilleras divisorias. Esta comarca que es la parte esencial de Bolivia, se extiende sobre 8 grados de latitud y no tiene desagüe, excepción hecha de las zonas de Sorata, de La Paz y de Luribay, que han sido ganadas por los afluentes del Beni, los que se han abierto paso a través de la Cordillera Real, invadiendo parte de la zona altiplánica. La parte septentrional del Altiplano, desde el Lago Titicaca hasta el Abra de la Raya, se halla en territorio peruano. En el extremo Sud, el Altiplano sube poco a poco a la Puna de Atacama, un paraje con bolsones sin desagüe, y ocupado y por lagos aislados o por salares, rodeados por volcanes. Bolivia participa en la Puna de Atacama únicamente mediante una pequeña porción en la parte meridional en la Provincia Sud Lípez.

El Altiplano boliviano de ninguna manera se presenta como una sola altiplanicie llana, sino constituye más bien una sucesión de cuencas anchas reunidas entre sí por comunicaciones; entre estas cuencas se intercalan grupos de montañas y cerros aislados, por una parte de índole sedimentaria, por otra de génesis volcánica. Especialmente la parte septentrional del Altiplano, aproximadamente hasta 18°20' latitud Sud, constituye un paisaje de montañas, mientras que en la sección meridional predomina las grandes cuencas.

La superficie del Altiplano baja desde el Lago Titicaca en el Norte (3807 m) hacia el Sud, al Lago Poopó (3690 m). Esta inclinación es muy suave, pues el río Desaguadero que une a los dos lagos, tiene un desnivel de 117 m por 325 km de largo. La región más baja del Altiplano se encuentra en el

Salar de Uyuni (3660 m). Más al Sud, la altiplanicie empieza a subir otra vez muy suavemente.

Respecto a su estructura geológica, el Altiplano no está compuesto por una sola formación. Es cierto que la mayor parte de su superficie está ocupada por sedimentos cenozoicos terrestres, especialmente arcillas y areniscas. Pero en la parte del Noreste, sedimentos paleozoicos están comprendidos en la depresión altiplánica. El límite occidental de los sedimentos paleozoicos pasa desde la región de Oruro rumbo NO por La Joya-Topohoco-Coniri hasta Copacabana. Ya nos hemos ocupado de esta faja paleozoica.

La Cordillera occidental de Bolivia no constituye una serranía con una cresta elevada como sucede para la Cordillera Real, sino más bien forma una altiplanicie cuya altura se halla en promedio a 400-800 m encima del nivel del Altiplano, y que tiene un declive suave hacia el naciente, y una pendiente abrupta hacia el Oeste. Encima de esta altiplanicie se levantan grupos irregulares de conos volcánicos o algunos cerros y macizos volcánicos aislados. Los depósitos volcánicos que forman la mayor parte de la Cordillera Occidental, cubren y ocultan enteramente el límite entre la formación porfirítica mesozoica de facies marina, que compone el Norte de Chile, y los rellenos terrestres cenozoicos del Altiplano.

En el Altiplano, aparte del Paleozoico en el Norte y de los terrenos precámbricos de la Puna de Atacama en el Sud, no se ha comprobado la existencia de sedimentos que tengan mayor edad que la del Terciario. Resulta difícil establecer una división cronológica de los sedimentos continentales que forman un complejo de considerable potencia; las diferencias de facies ponen obstáculos a cualquier tentativa de división. Nosotros distinguiremos dos grupos principales: un grupo inferior, plegado, de considerable potencia, al que propongo denominar con el nombre colectivo: de « Sistema de Corocoro »; y un grupo superior, de menor espesor, que ya no está plegado.

A. — EL SISTEMA DE COROCORO

Sedimentos continentales plegados, que se componen de areniscas, arcillas, margas, conglomerados en los que prevalece el color rojo, forman la parte inferior de los depósitos altiplánicos en toda su extensión. Mientras que sus afloramientos son continuos en la parte septentrional del Altiplano, los mismos estratos emergen en el Sud en forma de cerros aislados rodeados por depósitos aluviales. Los afloramientos del complejo de referencia se consignan en el mapa geológico. Vamos a enumerar desde el Norte hacia el Sud, en breves términos, las zonas principales. El punto más septentrional, en territorio boliviano, es Copacabana, donde debajo de las lavas dacíticas, asoman areniscas arcillosas rojas. Estos estratos por una falla de un resalto considerable están separados del Paleozoico que aflora al Naciente del pueblo (véase el mapa, fig. 35).

En el Sud del Lago Titicaca, la serranía de Tiahuanacu, que a pesar de su proximidad a la capital es poco conocida, se compone de sedimentos cenozoicos terrestres, en la frontera con el Perú, cerca de la salida del río Desaguadero, tiene un rumbo ESE, variando luego su curso hacia SE. Allí comienza el paisaje ancho de las colinas bajas de Corocoro que al Sud del río Desaguadero se continúan en la serranía rectilínea de Huallamarca hasta Corque con rumbo SSE.

Más al Oeste emergen de la llanura los cerros aislados de San Andrés, y al Sud de este grupo, el « Horst » de Berenguela (4600 m), que se encuentra al Norte con la meseta volcánica del río Mauri.

Al Oeste de la serranía de Huallamarca se extiende una faja de colinas bastante desgastadas hasta Turco.

En el Sud del Altiplano, los sedimentos cenozoicos del relleno en su mayor parte están recubiertos por aluviones, apareciendo únicamente de acá para allá en forma de cerros aislados. Entre estas montañas citaremos la serranía de Andamarca situada al Oeste del Lago Poopó que tiene un rumbo NS, de 40 km de largo. Esta serranía todavía no está reconocida respecto a su estructura geológica. Entre el Salar de Uyuni y la falda occidental de la Cordillera de los Frailes, sedimentos terciarios ocupan grandes extensiones. El ferrocarril de Oruro a Uyuni las corta entre las estaciones Río Mulato y Chita. Al Sud del Salar de Uyuni se elevan las mesetas bajas del SE de Río Grande. También en las cercanías de los macizos volcánicos de San Cristóbal y de San Agustín, afloran areniscas rojas y arcillas coloradas.

En el extremo Sud, los sedimentos altiplánicos se hallan divididos en dos partes por un trozo de esquistos precámbricos que se introduce desde la Argentina hacia el Norte. El ramo oriental aflora especialmente cerca de la frontera argentina en las vecindades de Esmoraca, donde areniscas rojas están compenetradas por un macizo volcánico. El ramo occidental en su mayor parte se oculta debajo de los depósitos volcánicos de los Andes Occidentales. Asoma ocasionalmente en forma de « ventanas », demostrando que los sedimentos terciarios pasan en dirección al Sud debajo de las masas volcánicas de los Andes Occidentales, ocupando luego más al Sud, gran extensión cerca de San Pedro de Atacama en Chile.

I. ESTRATIGRAFÍA

Una subdivisión estratigráfica de los sedimentos del relleno altiplánico, que tiene una potencia enorme, tropieza con grandes dificultades. Los perfiles son muy diferentes en diversos lugares. Solamente en el Norte donde los sedimentos altiplánicos afloran por gran extensión, pueden observarse perfiles continuos. Consideremos primeramente tres perfiles típicos:

1) *Serranía de Tiahuanacu*. — Esta serranía, que formaba antiguamente una península, que penetraba hacia el Oeste dentro del lago Ballivián, tiene

una estructura anticlinal, pues en el rumbo de su eje se halla un « reventón ». Los estratos que componen la falda meridional de la serranía buzan hacia el Sud, los de la falda septentrional hacia el Norte. La anchura de la serranía en la línea de Tiahuanacu a Jesús de Machaca mide 20 km; más al Oeste, donde el río Desaguadero atraviesa la serranía cerca de su desembocadura al Lago Titicaca, el ancho es menor de un kilómetro. El rumbo de la serranía (N 70° a 80° O) es muy diferente del rumbo común de la cordillera.

Acercándonos a la serranía desde el Norte, es decir desde la Bahía de Tiahuanacu que anteriormente constituía una ensenada del lago Ballivián, observamos primero cerca de Chuñuchuñuni, a 10 km al ESE de Tiahuanacu, areniscas rojas consolidadas que incluyen conglomerados; un piso que conoceremos más adelante como « Areniscas de Coniri ». Cerca del pueblo mismo de Tiahuanacu, estos conglomerados ya no son visibles. Hacia el S, siguen areniscas rojas separadas en bancos y alternando con arcillas rojas. Después aparecen areniscas amarillentas, en parte de grano grueso, conteniendo guijarros de cuarzo y restos de plantas impregnadas por cobre, al Sud de Tiahuanacu y al Sudoeste de Guaqui. Allí donde el camino de Jesús de Machaca se separa de la carretera que va al Desaguadero, se hallan en estas areniscas, numerosos troncos de coníferas, con un diámetro hasta de 60 cm, silicificados y cubiertos superficialmente por malaquita y azurita.

Hacia el Sud, estas areniscas poco consolidadas pasan a areniscas silicificadas divididas en bancos delgados, de color verdusco, amarillento o rojizo, que a causa de su dureza, forman extensas altiplanicies de 4400 a 4600 m de altura, cerca del eje de la serranía. En la falda meridional observamos otra vez areniscas blanquecinas o amarillentas, separadas en bancos que contienen numerosos restos de plantas impregnadas por minerales cúpricos, especialmente en algunos mantos entre Jesús de Machaca y Conco, donde se las explota por su contenido de cobre. En la margen meridional de la serranía, 5 kms al Norte de Jesús de Machaca, en la base de las areniscas rojas aflora una serie de sedimentos, desconocidos en otras partes del Altiplano. Son pizarras deleznable color gris-pardo, con vetas de baritina. Encima de estas siguen margas rojas de unos 200 m de potencia, con capas verdes, que contienen 3 a 4 mantos de caliza. Encima de las margas, sin discordancia acentuada, descansan las areniscas rojas en bancos gruesos. La caliza es oolítica, de color gris claro, y contiene restos de algas y de gastrópodos de agua dulce. Las mismas capas de margas rojas con caliza observé unos 15 kms más al Norte, en la anticlinal del cerro Chilla (pág. 253). Estas calizas necesitan de un estudio especial, pues son desconocidas en todo el Sistema de Corocoro. Probablemente, son más antiguas y pertenecen al Cretácico superior.

2) *Perfil de Coniri a Calacoto.* — Cerca de la estación Coniri del ferrocarril de Arica a La Paz, una gran dislocación, denominada « La falla de Coniri » por Douglas (54), separa a los estratos devonianos fosilíferos, muy

inclinados, que tienen un rumbo Norte-Sud, de un grupo de areniscas de color chocolate hasta castaño rojo, pero generalmente no muy coloradas, que alternan con arcillas de color rojizo hasta pardusco. La falla misma es mal visible en Coniri, pero bien evidente más al Sud hasta Topohoco. No se puede averiguar con certeza la tendencia de los movimientos a lo largo de la dislocación. Probablemente las areniscas se han hundido en relación a los esquistos devónicos. El rumbo de la dislocación de Coniri es N 20°O.

Las areniscas duras y arcillas están bien separadas en bancos. Las areniscas resistentes forman al SO de Coniri el cerro escarpado Tatitocollo (4500 m). Las areniscas y arcillas contienen surcos ondulados en los planos de los estratos (*ripple marks*), grietas de desecamiento (*mudcracks*) y además huellas de edentados no determinados que fueron descritos por Singewald (146). Se relacionó con dislocaciones subordinadas la ascensión de soluciones cupríferas que impregnaron especialmente a los restos de plantas. Todo el complejo que alcanza allí una potencia de aproximadamente 2000 m, se halla plegado y resquebrajado. El ferrocarril entre Coniri y Ballivián ofrece buenos afloramientos de los sedimentos referidos.

Cerca de Coniri se halla a lo largo de una falla una intercalación de bancos conglomerádicos gruesos de hasta 300 m de potencia, que buzan con 30° hacia al SO. En una masa de arenisca color castaño están incluidos cantos rodados de cuarcitas, de areniscas duras, de pizarras metamórficas, de cuarzo de vetas y de caliza. Pero no hay cantos de rocas eruptivas. En las calizas Douglas (54) halló ejemplares de *Spirifer* mal conservados, *Chonotes*, *Rhipidomellas*, *Fusilina*, etc., que atestiguan la edad de las calizas como del Carbonífero Superior. Tales conglomerados se extienden desde Coniri, en la falda Nororiental de la serranía de Tiahuanacu, hasta Chuñuchuñuni; pero más al Sud pasan a areniscas consolidadas de color rojizo a pardusco.

Estas *Areniscas de Coniri*, que forman el piso basal del sistema de Corocoro (« Piso I »), reaparecen más al Oeste en el cerro Loco (véase el mapa fig. 63), donde encierran bancos conglomerádicos; además forman la cumbre del cerro Corocoro, y, al Oeste de la falla de Corocoro, constituyen el paisaje montañoso de Caquiaviri.

Con una discordancia poco acentuada (según Douglas *sin* discordancia) descansa encima de las « Areniscas de Coniri », otra sucesión potente de arcillas y de areniscas rojas, que compone el « piso II » del sistema de Corocoro. En nuestro perfil aparecen en el sinclinal del Cerro Comanche, donde están atravesados por el macizo sienítico del cerro Comanche. Más al Oeste, el mismo grupo ocupa una vasta extensión; es decir al naciente de la gran dislocación de Corocoro. Allí el grupo ha adquirido el nombre local de *Ramos*, pues cerca de la falla de Corocoro estos estratos contienen fajas delgadas con impregnaciones de cobre nativo. Singewald y Berry (146) han levantado un perfil detallado de los Estratos de Ramos al Este de Corocoro, comprendiendo un total de 3700 m. Allí el grupo de los Ramos consiste en 81 %.

de arcillas y esquistos, en 18,7% de areniscas y en 0,3% de conglomerados. Las partes superiores de los Ramos contienen bastante material tobáceo.

Como a lo largo del ferrocarril de Arica a La Paz, estos estratos no son bien visibles, seguiremos el mismo grupo más al Sud, considerándolo en su desarrollo al Este de Corocoro. Bajando desde el Alto situado al Oeste de Topohoco, allí donde la carretera se corta en los « Conglomerados de Taraco » (pág. 250) llegamos, en dirección del poniente, al ala oriental del anticlinal de Corocoro. En el cauce del río Saitu observamos una sucesión de sedimentos colorados buzando siempre hacia NE e inclinados primero con 20° y después, cerca del eje del anticlinal, con inclinaciones más empinadas. Este grupo de sedimentos comienza en el Este con arcillas blandas y areniscas de color rojo o bayo, mostrando mantos tobáceos interestratificados. Estas capas pasan hacia arriba a un piso uniforme de areniscas de color rojo oscuro. Después siguen areniscas de color más claro con bancos conglomerádicos, y por fin arcillas yesíferas.

En el cerro Guaca Laura al Este de Corocoro, Brueggen (40) observó el siguiente perfil del horizonte inferior de nuestro piso II, que tiene allí una inclinación de 30° hacia el NNE:

PERFIL DE LOS ESTRATOS DE RAMOS EN EL CERRO GUACA LAURA

16. Areniscas rojas de varios centenares de metros de potencia (*suprayacente*).
15. *Conglomerado principal* de 10 a 20 m de potencia.
14. 30 m de areniscas en capas alternando con arcillas.
13. 20 a 30 m de *yeso superior* formado por arcillas con intercalaciones delgadas de yeso.
12. 10 m de areniscas duras, gruesas, en parte *conglomerádicas*.
11. 20 m de areniscas finas y de arcillas pizarrosas.
10. Capa de 1 m de arcilla dura.
9. 10 m de una sucesión de arcillas y areniscas en capas alternadas.
8. 2 m de un banco duro de *conglomerados*.
7. 15 m de una sucesión de arcillas pizarrosas en capas alternadas con areniscas duras listadas; las arcillas pizarrosas tienen un espesor de 2 a 3 cm.
6. 2 m de margas arcillosas de color ceniciento.
5. 35 m de arcillas pizarrosas con algunas intercalaciones de areniscas.
4. 4 m de un banco de areniscas duras.
3. 10 m de pizarras arcillosas.
2. 5 a 10 m de « *yeso inferior* ».
1. 70 m de arcillas rojas con numerosas intercalaciones de bancos de yeso de 1 a 20 cm de espesor.

Subyacente: El piso está formado por unos 150 m de arcillas rojas.

Los « Estratos de Ramos » se distinguen de las « Areniscas de Coniri » por su blandura y además porque prevalecen, en este grupo, las arcillas y capas potentes de yeso. Es digna de mención la existencia de masas

lenticulares de celestina dentro de los « Estratos de Ramos ». La celestina forma intercalaciones hasta de 80 cm de potencia al Norte del cerro Guaca Laura, cerca de los « Cerros Blancos ». También aparece la celestina en forma de nudillos en la zona cercana a la falla de Corocoro, junto con cristales de aragonita y de anhidrita. En la mina « Viscachani » en Corocoro se hallaron nódulos de baritina dentro de una arcilla fina. Las arcillas, especialmente en las capas vecinas a la dislocación, son arcillas saladas regulares, que contienen cloruros y sulfuros de sodio y de magnesia en distribución fina. De esta impregnación proviene la salinidad considerable de



Fig. 62. — Formas de erosión en los « Ramos » en Chacarilla

las aguas en las minas de Corocoro. Según una comunicación del señor Gerente de las minas de Corocoro, J. Thomas, se comprobó en los niveles más profundos, en dos puntos diferentes, un contenido perceptible de yoduro en las aguas subterráneas.

La falla de Corocoro, de la que nos ocuparemos más adelante, separa, según el concepto tradicional, dos « Formaciones » diferentes. Los « Estratos Ramos », que buzan hacia al Este, se extienden en la zona del naciente; en cambio las « Capas de Vetas » que buzan hacia el Oeste, ocupan la faja al Oeste de la falla. Como se ha observado que las « Vetas » sobreescurren encima del grupo de los « Ramos », la mayoría de los investigadores (Steinmann, Brueggen, etc.) creyó que las « Vetas » serían más antiguas

que los « Ramos ». Singewald y Berry dejan pendiente la cuestión, pero dicen también que según todas las probabilidades los Estratos de Ramos constituyen un grupo más reciente que el de las « Vetas ».

Estudios detallados del autor han comprobado claramente que allí no se trata de dos formaciones diferentes, sino que los Estratos de Ramos pasan por encima al grupo de las Vetas, de manera que estos nombres no significan nada más que denominaciones tradicionales mineras, inventadas por legos y que se refieren a ciertos pisos o subdivisiones de un mismo sistema.

Vetas es un nombre local que fué usado para capas de tufitas porosas y brechas tobáceas intercaladas entre las arcillas rojas de Corocoro. Estas capas, de 1,5 a 8 m de espesor tienen importancia minera por su impregnación de calcosina y se las explota en gran escala en el distrito de Corocoro.

Considerando el perfil de la falla de Corocoro, por ejemplo en los afloramientos 2 km al Norte de la localidad, notamos que los sedimentos al Este y al Oeste de la falla no se distinguen entre sí de ninguna manera. Recién algunos decímetros al Oeste de la falla, comienzan las interestratificaciones lenticulares constituídas por tufitas cenicientas y por brechas tobáceas gruesas que se han denominado como « Vetas » en el sentido propio de la palabra, como por ejemplo las Vetas Umacoña, San Marcos, Yanabarra, Dolores, Mercedes, etc. Contemplando el mapa geológico de Corocoro (fig. 63) vemos que tales mantos tienen una extensión muy reducida.

Al Noroeste del distrito de Corocoro, las « Vetas » desaparecen a poca distancia al Norte del ferrocarril de La Paz a Arica. En Corocoro el grupo alcanza su máximo con una potencia de más o menos 600 m. Al Sud del pueblo buza debajo del trozo sobreescurredo compuesto por los Estratos de Ramos, reapareciendo más al sud, cerca de la mina « Veta Verde » con una anchura de solamente 80 m. Allí las « Vetas » están cortadas por una falla transversal, falla que ha hundido al piso de referencia hasta zonas más profundas, de modo que ya no aflora más en superficie dentro del distrito meridional.

Según los análisis petrográficos realizados por Geier (63) las tufitas, tobas y brechas de las « Vetas » (N. B.: las brechas gruesas se llaman allí « Chafra ») consisten en partículas fracturadas angulosas de cuarzo, plagioclasas calcosódicas y una pasta vítrea descompuesta que contiene clorita. En las tobas, la proporción del cuarzo iguala casi a la de las plagioclasas.

En la subyacente de ciertas « Vetas », (por ejemplo San Marcos), están bien desarrollados surcos ondulados en los planos de estratificación indicando una sedimentación en aguas someras, en la que influía el oleaje provocado por el viento (*ripple marks*). Además se ha encontrado un horizonte lenticular compuesto por fragmentos de conchillas (« lumachella ») que también indica una sedimentación en lagunas continentales; capa que aflora en la bajada de la iglesia de Balboa a la mina « Toledo », y que fué observada por Schlagintweit (informe inédito). Parece que estos sedimentos se deposi-

taron en las playas de una laguna continental. Los *ripple marks* de ninguna manera constituyen una prueba de que las «Vetas» sean sedimentos marinos neríticos. Estos estratos se han formado a una altura de 500 a 1000 m encima del nivel del mar.

Siguiendo al ala occidental del anticlinal de Corocoro en dirección hacia el poniente, encontramos otra vez arcillas rojas y areniscas con mantos consolidados de tobas blancas que afloran hasta Calacoto, donde buzan debajo de sedimentos más recientes horizontales (Plioceno superior a Pleistoceno).

Entre Calacoto y Achiri se elevan de la llanura colinas bajas compuestas de arcillas y areniscas poco consolidadas, y que contienen en su superficie capas de caliza y margas de color gris claro, que son depósitos de agua dulce. Estas capas, ligeramente onduladas, forman el piso superior (IV) del sistema de Corocoro.

A causa de lo anteriormente expuesto, conviene dejar de un lado, en los futuros trabajos científicos, las antiguas denominaciones de «Vetas» y «Ramos», que han dado lugar a muchas confusiones en la literatura geológica. Como designaciones locales, en la minería del distrito de Corocoro, desde luego quedan en vigencia. Consideramos a las «Vetas» como intercalaciones locales en nuestro piso III del sistema de Corocoro.

Resumiendo en el perfil que hemos cruzado desde Coniri hasta Calacoto, el sistema de Corocoro distinguimos cuatro grupos superpuestos:

I. Las Areniscas de Coniri, con bancos conglomerádicos, constituyendo el grupo inferior del sistema de referencia; su potencia se estima en 2000 m.

II. El grupo II, desarrollado al Este de la dislocación, comprendiendo los estratos que anteriormente se llamaban «Los Ramos»; grupo compuesto por el 80% de arcillas rojas, incluyendo en sus partes basales, varias capas yesíferas. Su espesor total llega a 3700 m.

III. Un grupo de arcillas y areniscas rojas con mantos de brechas tobáceas en su parte basal («Las Vetas») y mantos de toba blanca endurecida en sus pisos superiores; todavía ligeramente plegado, de unos 1500 m de espesor.

IV. Un grupo superior de arcillas rosadas, areniscas y tobas poco endurecidas; ligeramente ondulado.

3) *Perfil de La Joya a Turco*. — Aquí nos hallamos delante de un perfil clásico de 35 km de largo cuya interpretación es más fácil que en el caso de Corocoro, faltando las grandes dislocaciones y sobreescurrecimientos que han complicado las condiciones en la zona del Norte. En el perfil del que nos ocuparemos ahora (fig. 64) observamos un sinclinal poco encorvado, pero de gran extensión. En los alrededores de La Joya afloran estratos devónicos fosilíferos. Después atravesamos una pampa que antiguamente constituía el fondo del lago Minchin. Llegamos en Chuquichambi al pie oriental de la serranía rectilínea de Huayllamarca, que se levanta como una muralla. El rumbo de esta serranía que se extiende sobre 100 km de largo, desde Chacarilla en el Norte hasta Corque en el Sud, es SSE. La serranía se eleva

sobre la pampa por 300 a 500 m, incluyendo el ala oriental del sinclinal descrito. En la falda oriental de la serranía atravesamos primero una escama de margas yesosas de color ceniciento, de 400 m de potencia, las que corresponden al horizonte yesoso que se encuentra dentro de los Estratos de Ramos inferiores de Corocoro. La inclinación de las margas yesosas es de 50° hacia al OSO.

En posición discordante descansa sobre ellas una sucesión de areniscas duras color chocolate alternando con capas arcillosas de igual color. A veces se hallan dentro de las arcillas, restos de plantas impregnadas por cobre, de igual modo que en los interestratos de las « Areniscas de Coniri ». El piso de areniscas, correspondiente a las « Areniscas de Coniri », a causa de su dureza constituye la cresta y la cima (4400 m) de la serranía en cuya ladera occidental siguen, en posición discordante, areniscas coloradas más blandas y arcillas rojas. Cerca de Belén, se observan los primeros mantos

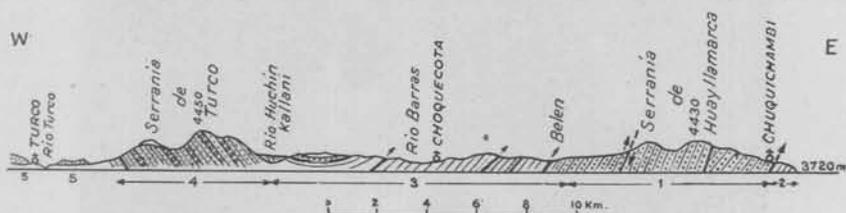


Fig. 64. — Perfil La Joya-Turco: 1, Areniscas de Coniri (piso I del sistema de Corocoro); 2, Margas yesíferas; 3, Arcillas y areniscas con mantos de toba (piso III del sistema de Corocoro); 4, Areniscas, conglomerados y mantos de toba de Turco, con impregnaciones de minerales de cobre; 5, Capas de toba liparítica de la formación Mauri.

de toba endurecida, de color blanquecino. En la parte central del sinclinal dominan arcillas blandas de color rosa y areniscas rojas deleznable que encierran capas tobáceas en paisaje totalmente denudado.

El ala occidental del sinclinal forma colinas más destacadas que alcanzan alturas hasta de 4400 m. La inclinación de los estratos alcanza los 50° . Las capas sedimentarias consisten allí en areniscas rojas y arcillas alternando con mantos tobáceos de color blanco, bien consolidados: además tufitos de color grisáceo a negruzco, y conglomerados que ofrecen un interés especial, estando bien visibles en la mina de cobre « Azurita », situada 17 km al NE de Turco, y en la mina « Cuprita », 25 km al SSE de la mina arriba citada.

Los conglomerados contienen cantos bien redondeados de rocas graníticas, especialmente de un granito con ortosa color encarnado, de pegmatitas, a veces turmaliníferas, de aplita, de gneises, etc. Estos rodados se hallan dentro de una pasta que consiste de un detrito de la misma procedencia. En el distrito de la mina « Cuprita » situada al Norte del « sill » (erupción andesítica en forma de manto) del cerro Llallagua, tales conglomerados alcanzan una potencia hasta de 27 m.

Rodados análogos se hallan a 150 km más al NO, en el camino de Berenguela a General Pérez (Río Mauri). Pero allí los rodados no están incluidos dentro de sedimentos terciarios, sino aparecen como ripios y escombros



Fig. 65. — Formas de erosión en las tobas blancas, en el camino de la Joya a Turco

sueltos superficiales. Smulikowski (105) examinó minuciosamente estas rocas, considerándolas como muy antiguas, probablemente proterozoicas. Kozłowski supone que estos granitos podrían existir en el fondo de esta faja sedimentaria, formando una barrera entre el bloque paleozoico al Este y la serranía mesozoica de la costa. A mí me parece más probable que estos rodados de granitos procedan de los batolitos mesozoicos de la costa, cuyos productos de desgaste fueron arrastrados hacia al Este. Este proceso se ve-

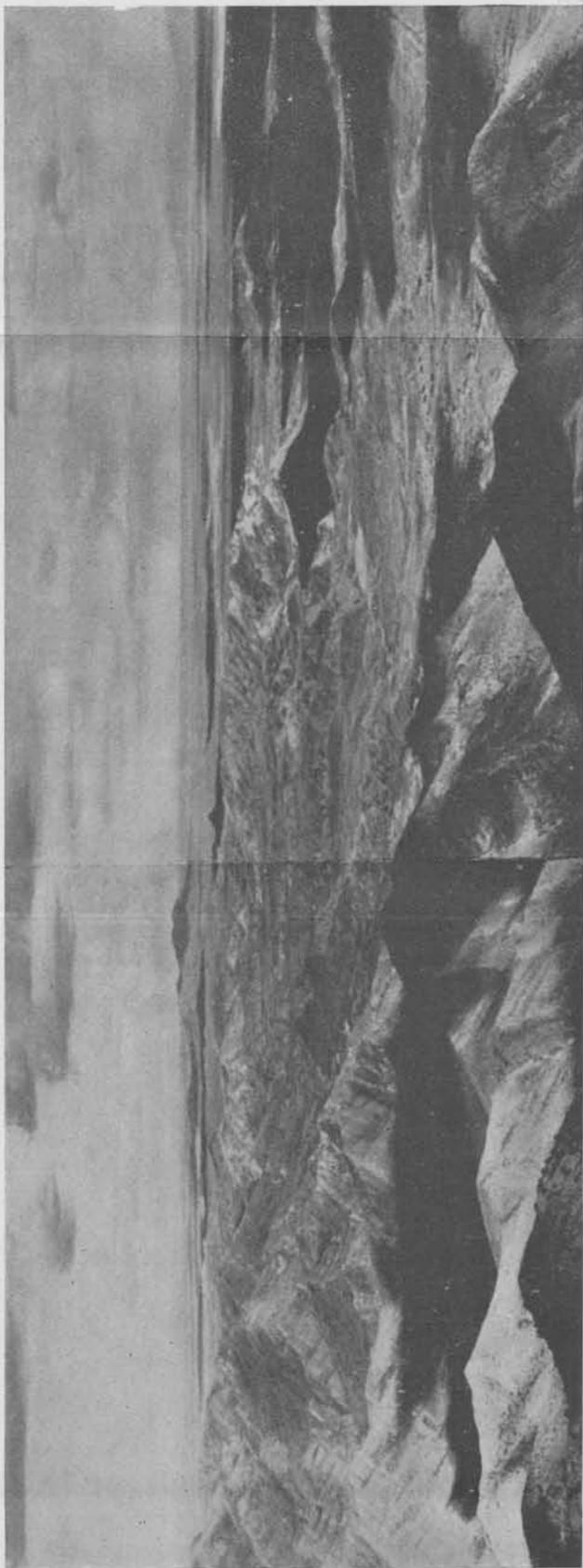


Fig. 66. — Ala occidental del sinclinal de Turco, visto desde el Norte. En el fondo se ve la intrusión andesítica del Cerro Llalagua

rificó en una época en la que la zona altiplánica se hallaba en un nivel mucho más bajo, constituyendo el pie oriental de la cordillera costanera. En cambio esta cordillera que no estaba tan fuertemente denudada como hoy, alcanzaba alturas mucho mayores que en la actualidad. Infortunadamente no dispongo de descripciones petrográficas de los granitos chilenos corres-



Fig. 67. — Caliza lacustre con huecos tubulares causados por conchas horadoras, en Catavi

pondientes, de manera que no estoy en condición de afirmar con certeza si los mismos tipos graníticos aparecen en los rodados en cuestión.

Cerca de Turco, el ala occidental del sinclinal (fig. 66) buza debajo de los mantos y coladas de la « Formación Liparítica ».

Estos tres perfiles sirven para dar una idea de los cambios en la facies de los sedimentos de relleno. Queda por mencionar, que en la parte superior de este complejo, se hallan a menudo depósitos calcáreos formados en agua

dulce, como por ejemplo al SO de Ulloma e igualmente en el camino de Calacoto a Achiri; mencionados ya.

Capas análogas observé a 6 km al SO de Sevaruyo, donde una caliza bastante impura, mezclada con arena, forma el substratum de las areniscas, suavemente inclinadas hacia el naciente.

Otros afloramientos de calizas lacustres ocurren en los cerros aislados cerca de Catavi, en el camino de Tambillo a Taraco, a poca distancia de Aygachi, en la terminación meridional del Lago Titicaca. Allí las capas arcillosas están cubiertas por una caliza de 6 m de potencia que muestra los fenómenos de erosión característicos del « karst ». La caliza es de grano fino, de color ceniciento hasta rosáceo, e impregnada por calcedonia. Aparte de huecos redondos, de 10 cm de largo, originados por moluscos perforantes (fig. 67), no se han encontrado fósiles.

Un análisis de esta caliza dió el siguiente resultado: CaCO_3 95,81 %; MgCO_3 0,69 %; Fe_2O_3 y Al_2O_3 0,80 %; SiO_2 2,70 %.

II. TECTÓNICA

La artesa del Altiplano, encajonada entre el bloque paleozoico en el Este y la Cordillera costanera, que fué plegada durante el movimiento interse-noniano, en el Oeste, corresponde a un geosinclinal. Los sedimentos que



Fig. 68. — Esquema del plegamiento típico del Altiplano

alcanzan una potencia de varios miles de metros, muestran en gran parte una facies arcillosa. Por esta causa, los sedimentos son muy plásticos y plegables, reaccionando fácilmente a las presiones laterales. Los sedimentos altiplánicos fueron plegados por primera vez por la acción del segundo movimiento orogénico andino que tuvo lugar durante el Mioceno. Según demuestra el bosquejo esquemático de la figura 68, este plegamiento presentó las características de un « plegamiento de antepais », es decir que sinclinales anchos y chatos alternan con anticlinales escarpados y cortos; estos anticlinales se puede designar mejor como « reventones », en cuyos ejes corren a menudo zonas de dislocación. El plegamiento por lo general no es muy fuerte, aumentando en intensidad en las zonas cercanas a las cordilleras altas del Norte.

La inclinación de las zonas dislocadas y de los pliegues es muy empinada, y muy variable. Se observan buzamientos de fallas tanto hacia al Este como

hacia al Oeste, de manera que apenas se puede hablar de una « vergencia » del plegamiento. Los reventones y zonas de perturbación se encuentran con preferencia dentro de arcillas plásticas, y especialmente en las zonas de margas yesosas. Esta aserción tiene también valor en el caso de dislocaciones más extensas como la de Corocoro, que se encuentra en el eje de un reventón de carácter anticlinal. Los estratos se hallan muy inclinados a lo largo de la perturbación, disminuyendo su inclinación sensiblemente a mayor distancia de la falla. La zona de dislocación, que tiene una anchura de 10 a 20 m, buza en Corocoro hacia el Oeste con marcada inclinación; más al Norte se halla en posición perpendicular. Su longitud alcanza 70 km; el rumbo varía de casi SN en la zona septentrional, hasta N 50° O en la zona cerca de Callapa. Al Sud de Chacarilla la perturbación pasa a un anticlinal regular. Hubo deslizamientos a lo largo de esta falla, de dirección muy diferente, tanto en sentido horizontal como vertical. También hubo

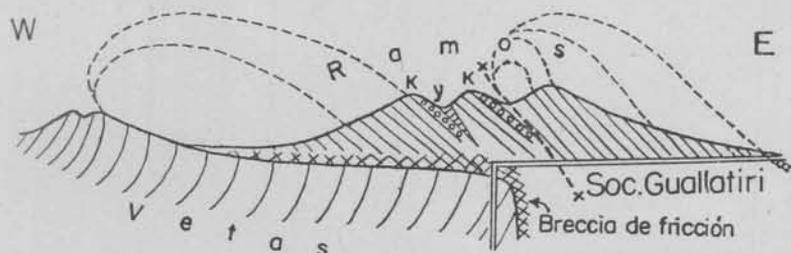


Fig. 6g. — Perfil a través de la escama sobreescurrida del Cerro de Corocoro (según Brueggen)
K = Conglomerados en los ramos; y = Yeso

movimientos giratorios de modo que es muy difícil distinguir las diversas fases. El último movimiento consistió en un sobreescorrimento del ala occidental del anticlinal (de las « Vetas ») encima del ala oriental. La falla atraviesa arcillas plásticas saladas. El resalto del último movimiento no se puede calcular con exactitud, pero parece que no pasa de 100 m.

Más recientes que el movimiento principal son fracturas transversales de menor amplitud. Después de la mineralización cuprífera sucedió, probablemente durante el tercer movimiento orogénico que se produjo en la época pliocénica, un desplazamiento de los estratos en sentido opuesto, a causa de contrapresiones provenientes del naciente. Estas contrapresiones estrujaron las margas yesosas de los Estratos de Ramos, ocasionando la formación de cúpulas superficiales de yeso (véase el mapa, fig. 63). Las mayores de estas cúpulas yesíferas constituyen los « Cerros Blancos » al Norte de Corocoro. A consecuencia de las presiones procedentes del Este, las areniscas de Coniri y de los Ramos se deslizaron en forma de una escama superpuesta, la que fué sobreescurrida hacia el Oeste, encima de las capas de las Vetas. A Brueggen se debe el mérito de haber interpretado, por primera vez y en forma acertada, la complicada tectónica de Corocoro (fig. 6g).

La base de la escama está formada por las margas yesosas de los Estratos de Ramos, las que constituyen una brecha de fricción. En el frente del sobreescurreamiento los yesos han sido expulsados, formando las cúpulas de Jalluma y las colinas situadas al Oeste de la estación General Pando. En el techo se encuentran las areniscas duras de Coniri, formando la cumbre del cerro Corocoro. Estas areniscas corresponden a la « Formación del Desaguadero » de Singewald.

La falla de Corocoro continúa en profundidad y en línea recta debajo de



Fig. 70. — Margas yesosas coloradas plegadas, Veta Verde

la escama descrita, reapareciendo al Sud de la zona sobreescurreida, en las proximidades de Jalluma.

El hecho, de que la intensidad del plegamiento, dentro del sistema de Corocoro, disminuye hacia el techo, indica que los sedimentos del Piso III se han depositado durante el plegamiento principal miocénico, mientras que el Piso IV, que muestra tan sólo una ondulación leve, fué alcanzado solamente por el tercer movimiento orogénico de la época pliocena. Otros apoyos y argumentos en favor de la edad pliocena del Piso IV se considerarán en el párrafo que se ocupa de las floras fósiles.

Al final de este párrafo estudiaremos el rumbo general de los sedimentos altiplánicos. Cerca del cabo meridional del Lago Titicaca, en la serranía de Tiahuanacu, el rumbo de los estratos es Norte 70° Oeste. En las montañas de Corocoro, hasta la latitud de Turco, domina el rumbo N 30° O.

Cerca de Sevaruyo el rumbo es aproximadamente de Norte a Sud y en San Cristóbal N 10° E. En la «ventana»¹ de la Laguna Hedionda situada cerca de Ascotán en la proximidad de la frontera chilena, el rumbo es N 20° E. Con todo, los rumbos de los estratos describen un arco amplio, abierto hacia el Oeste, torciendo la dirección en la zona meridional, a SSE.

Contenido paleontológico. — Hasta la fecha no se han encontrado fósiles marinos en el sistema de Corocoro. Por tal motivo debemos considerar el origen de la serie sedimentaria como continental, y los sedimentos como acumulados en un área que se hundía continuamente. La brecha de conchillas de Corocoro no ha suministrado formas apropiadas para su determinación. Se presume que se trata de conchillas de agua dulce. Tampoco puede servir para establecer de una manera exacta la edad del sistema la huella de un edentado (?), en las areniscas de Coniri reproducida por Singewald.

En todos los pisos del sistema de Corocoro se hallan diseminados restos de plantas y de madera carbonizada. Así por ejemplo se encuentran con frecuencia restos de coníferas en la parte intermedia del complejo rellenando completamente las capas. Kozłowski (103) describe restos silicificados de madera, encontrados en Chacarilla, los que corresponden probablemente a las *Caesalpinioideae*. La madera no muestra anillos anuales circulares debidos al crecimiento desigual causado por inviernos fríos. Con tal motivo debe sacarse la conclusión de que el clima de aquella zona entonces era cálido y que no presentaba diferencias excesivas de temperatura.

Nuestro conocimiento acerca de la edad del sistema de Corocoro hizo un progreso considerable por el hallazgo realizado por Singewald y Berry (146), de una flora en las «Vetas», de la orilla del río Pontezuelo al NO de Corocoro. Por lo general, las plantas fósiles están mal conservadas, según se ve en la figura 1 de la lámina VII. Ya hicimos mención de las 23 especies que fueron determinados por Berry en el piso de las «Vetas», cuando nos ocupamos de la flora del cerco de Potosí (pág. 196). Los restos en su mayor parte provienen de plantas arbóreas que indican un clima mucho más cálido y más húmedo que el clima actual de Corocoro: 19 de las especies de Corocoro se hallan de igual manera en la flora de las tufitas del cerro de Potosí, que es más rica y mejor conservada. Se supone que ambas floras sean de la misma edad. Según Berry estas floras, sin duda, serían de edad pliocena. En la discusión de la edad de la flora de Potosí ya se ha recalcado, que es muy difícil y casi imposible, averiguar la edad exacta de estas floras sin conocer detalles del clima respectivo y de la altitud de las zonas. No obstante me consta que las plantas de Berry indican una edad neoterciaria.

¹ La expresión «Ventana» no significa que se trata de cobijaduras comprobadas, sino que queremos decir que los sedimentos altiplánicos afloran en algunos trechos debajo de los depósitos volcánicos.

Bien podría ser que correspondan al Oligoceno superior o al Mioceno.

Otra flora fué descrita por Berry (26) como procedente del cerro Jancocota ubicado a 12 km al SE del pueblo de Santiago, en la falda septentrional del pilar (Horst) de Berengueta. El piso inferior de los sedimentos que afloran allí y que tienen una potencia total de más o menos 100 m, consiste en arcillas rojas sin fósiles, con concreciones de yeso, alternando con arcillas de color ceniciento y capas calcáreas. En la parte superior se encuentran tobas andesíticas caolinizadas con intercalaciones de arenas y conglomerados. En los horizontes intermedios del piso referido se hallan las tobas plantíferas. Las capas, que componen el piso descrito, muestran ligeras plegaduras.

De este sitio se pudo determinar nueve especies; entre ellas un helecho, una gramínea, un aliso, dos rosáceas arbóreas, tres leguminosas y un representante de la familia *Melastomaceae*. Todas estas especies son emparentadas con las plantas que viven actualmente en las vecindades, o por parte, en regiones más bajas. Es ésta una indicación de que el clima de aquella región, entonces no era muy diferente del actual, con la única diferencia que era más húmedo.

Berry considera esta flora como pliocena, identificando empero equivocadamente las capas de Jancocota con los estratos del río Mauri y con el piso de Ulloma. En efecto, como los estratos de Jancocota muestran ondulaciones y algunos pliegues, deben ser más antiguos que los otros pisos mencionados. Corresponden pues al piso superior (IV) de Corocoro debiendo ser atribuidos a la época pliocena.

Edad del sistema de Corocoro. — Sobre la base de restos orgánicos tan escasos, la fijación exacta de la edad de los sedimentos altiplánicos resulta muy difícil. Así es que las opiniones de los investigadores son muy divergentes al respecto, especialmente en lo que se refiere al piso inferior, es decir a las areniscas de Coniri. Douglas (54) y últimamente Kohanowski (95) atribuyen estos sedimentos al período permo-triásico.

Llama la atención la ausencia del Horizonte Calcáreo y de la Formación melafírica cretácica, en toda la zona altiplánica. Supongo que las « Areniscas de Coniri » son más recientes que los dos horizontes citados, perteneciendo al Eogeno, como la « Formación de Rimac » en el Perú (véase Steinmann 152, pág 182). La fijación de su edad queda por determinarse en el futuro. Los « Conglomerados de Coniri », en mi opinión son « Piedmont gravels », quiero decir conos de deyección originados por el levantamiento postsenoniano del bloque paleozoico, acumulándose los productos del desgaste de este macizo, que se encontraba al Este, en el pie occidental de la antigua serranía.

El piso segundo del sistema de Corocoro, que es una sucesión potente de arcillas y areniscas, cuya parte inferior es bien visible en el cerro Guaca Laura, según un informe inédito de Schlagintweit, tiene mucha semejanza litológica con los « Estratos de Mealla », que es el piso superior de la

« Formación Multicolor » y que equivale al horizonte V de Hagerman en la zona subandina del Norte argentino. Entonces el horizonte yesífero de allí correspondería al horizonte principal de yeso que aflora en las Cordilleras Centrales de Bolivia y en la zona subandina. Igualmente en ambos horizontes se encuentran arcillas salíferas. Claro está que siempre es arriesgado comparar capas tan distantes, solamente sobre analogías litológicas.

El piso suprayacente que comprende las « Vetas » (piso III del sistema de Corocoro), se parece litológicamente al Terciario subandino, por ejemplo, por sus mantos tobáceos, por su estratificación en bancos delgados, alternando areniscas duras con arcillas blandas. Las plantas fósiles han acreditado una edad neoterciaria del piso III. Como es evidente que este piso fué plegado durante la época miocénica, y perforado por otra parte por macizos dacíticos de la misma edad, creo que es obvio que el piso de referencia no puede ser más reciente que un Mioceno antiguo. En cambio, el piso IV, que se halla débilmente ondulado y que contiene las calizas lacustres, ya puede llegar hasta el Plioceno.

B. — EL GRUPO PLIOCÉNICO

En posición discordante, encima del sistema de Corocoro, cuyos estratos plegados fueron denudados, descansan otros sedimentos de índole y de edad diferente. En el presente párrafo para la descripción de estos sedimentos, que pertenecen a diferentes épocas, elegimos dos pisos que con seguridad deben ser atribuidos al grupo neoterciario. Estos son los estratos del río Mauri y los conglomerados de Taraco.

I. LOS ESTRATOS DEL RÍO MAURI

En la profunda quebrada del río Mauri, que viene de los Andes Occidentales, desembocando cerca de Calacoto en el río Desaguadero, así como también en el cauce de los afluentes del río mencionado, asoma una sucesión de estratos, de 500 m de potencia, que se compone de arcillas amarillentas y rosadas, además de arenas con lentes conglomerádicos. Este piso, que muestra una inclinación de pocos grados hacia el Este, ha sido preservado de la denudación por un revestimiento de tobas.

La parte visible del grupo referido, que aflora en los barrancos de la quebrada, no sobrepasa de los 150 m de potencia. Según Kozłowski (100), estos sedimentos, de abajo hacia arriba pueden subdividirse como sigue:

- Areniscas compactas blanquecinas, que consisten en granos redondeados de cuarzo y en fragmentos de biotita, incluidos en un cemento caolínico..... 1 — 3 m
- Conglomerados que se componen de rodados de diversas

rocas eruptivas como riolita, andesita, dacita, piedra pómez, cementados por una arena ferruginosa, con estratificación gruesa que manifiesta un depósito de torrentes..	1 - 4 m
Tufitas blanquecinas o rosadas, poco consolidadas, que consisten en material eruptivo, con bombas de piedra pómez, y lentes de arcillas	± 100 m
Un manto de tobas compactas que forman cuevas escarpadas; la roca muestra color rosáceo en fracturas recientes y color grisáceo en las viejas. La superficie del manto está surcado a modo de « karst » por los efectos de la erosión.....	10 - 25 m

Por consiguiente, los estratos de Mauri consisten casi exclusivamente en material volcánico que fué acarreado mediante los torrentes desde los Andes Occidentales, y acumulado en una depresión. Por último, encima del sedimento se depositó una capa de ceniza.

En estos estratos se han encontrado, en diversos puntos, indicios de petróleo, que empapa a las tufitas de areniscas. A pesar de las investigaciones de varios geólogos no se pudo averiguar su procedencia. Parece que el petróleo ha subido desde capas más profundas. Una perforación efectuada en Comprecal (km 264 del ferrocarril de Arica a La Paz), en la orilla septentrional del río Mauri, y que llegó hasta 530 m de profundidad, no dió resultado. De todas maneras, fué comprobada la gran potencia de los Estratos de Mauri (± 500 m) y además se ha demostrado que este grupo descansa encima de los estratos plegados de Corocoro. De esta perforación fué eyectado un chorro de agua, a modo de geyser, en intervalos irregulares, por causa de las presiones originadas por la presencia de cantidades de dióxido de carbono. Esta agua es muy salada y rica en bicarbonatos de calcio y de magnesia. Tiene un débil olor de azufre (H_2S).

El manto horizontal de tobas, que ha protegido los sedimentos del Mauri contra el ataque de los agentes atmosféricos, ocupa una superficie de por lo menos 4000 km². Hacia el Este, a lo largo del río Desaguadero, muestra un declive abrupto. Al Norte del río Mauri, el manto tobáceo llega, en forma de restos de erosión, hasta Berenguela y Achiri; hacia el Sud, termina aproximadamente en la línea de Charaña a Turco, hallándose también algunos residuos más al Este, hasta el distrito de Totora y de Curahuara de Carangas. Allí las tobas descansan, en posición discordante, encima del sistema de Corocoro.

La toba que contiene bombas de piedra pómez e inclusiones de andesita biotítica, según los análisis de Smulikowski (105) es una dellénita con transiciones en riolita por una parte y en riodacita por otra. Se compone de granos de cuarzo, cristales de sanidina, oligoclasa, biotita y anfíbol pardo, todos en buen estado de conservación. Corresponde a la « Formación Liparítica » de Brueggen que ocupa gran extensión y potencia en el faldeo Oeste de la Cordillera Occidental.

Douglas (54) observó que el manto tobáceo está atravesado por erupciones más recientes. Este autor menciona un dique riolítico y un «neck» pequeño de andesita.

Respecto a la edad de los estratos del Mauri, Brueggen los considera como Mioceno; Douglas como Mioceno o Post-Mioceno, a causa del ha-



Fig. 71. — Estratos Mauri, río abajo de la estación General Pérez

llazgo de una mandíbula de *Nesodon*, que según el doctor C. W. Andrews, es casi idéntica con ejemplares similares procedentes del piso Santacruziano (mioceno) que aflora en la Patagonia occidental. Otro hallazgo de una madera silicificada, encontrada por Douglas, que corresponde a un representante de la familia de las *Lauraceae*, no puede ser utilizado para una determinación exacta.

Yo más bien abrigo la convicción de que los estratos descritos corresponden al Plioceno, pues este conjunto está placado sobre los estratos

de Corocoro, que fueron plegados durante la época miocena. Después de este plegamiento hubo una época de denudación relativamente larga. Los estratos de Mauri, en cambio, ya no están plegados.



Fig. 72. — Manto de tobas, recortado por el río Mauri, cerca de la estación General Pérez

II. LOS CONGLOMERADOS DE TARACO

Según su afloramiento en la península Taraco, situada en el lago Titicaca cerca de Guaqui, designo con el nombre de conglomerado de Taraco una cubierta potente de ripios y escombros que tienen gran anchura al pie occidental de la Cordillera Real. Se extienden en dirección al NO, por 150 km de largo, de 16° a $17^{\circ}50'$ latitud Sud. Estos ripios han sido completamente eliminados al pie inmediato de la Cordillera, durante la época postglacial, por las aguas procedentes de heleros derretidos. Se han conservado tan sólo en su frente occidental, hasta donde no han podido llegar estos torrentes. Los ripios de referencia se hallan, enumerados de Sud a Norte, en los siguientes sitios:

1. Desde el río Desaguadero hasta la depresión utilizada por la línea férrea de La Paz a Arica, se extienden estos ripios en un recorrido de 40 km, formando una planicie poco cortada al Este de Corocoro, de 4400 a 4600 m

de altura. Allí descansan discordantemente encima de los estratos plegados de Corocoro.

2. Al Norte del ferrocarril de La Paz a Arica, continúan los ripios al Oeste del Cerro Miriquiri hacia NO, formando, al Noroeste del cerro mencionado, una elevación de 4500 m de altura.

3. Como prolongación septentrional de la misma cubierta deben ser considerados los campos de ripios que aparecen al Norte del corte del ferrocarril de La Paz a Guaqui. La carretera de La Paz a Guaqui atraviesa estos ripios entre Tambillo y Collocollo. Allí constituyen una planicie ligeramente ondulada, de una altura media de 4100 m, la que pasa al Norte de Tiahuanaco y que, doblando hacia al Oeste, constituye la península Taraco en el Lago Titicaca.

4. Un afloramiento aislado se observa en la península situada al Oeste de la línea de Copacabana a Yunguyo, en el lago Titicaca.

5. Al Noroeste de Huarina, los ripios forman un grupo de colinas que se encuentra al Este de la serranía volcánica de Siquimpata.

6. Por fin mencionaremos los ripios del cabo septentrional de la Isla de la Luna (Coati).

En la base del piso en cuestión, se notan en todas partes areniscas rojas poco consolidadas y margas coloradas con intercalaciones conglomerádicas, las que pasan hacia el techo a capas de conglomerados genuinos.

Los ripios, que alcanzan una potencia total hasta de 2000 m, contienen cantos bien redondeados, pero poco seleccionados, dentro de una matriz arenosa. Los conglomerados son poco consolidados, de manera que no tienden a formar paredes abruptas; más bien son características de aquella zona, formas suaves y redondeadas. La superficie de los conglomerados constituye planicies.

Los rodados consisten en esquistos metamorfoseados que contienen fósiles devónicos, además de cuarcitas, cuarzo de vetas y calizas del Carbonífero superior. Respecto a rocas ígneas, se observan escasos cantos rodados granodioríticos; en mayor cantidad se notan rocas filonianas y efusivas. Los fósiles del Devónico y Carbonífero superior, que han sido descritos para Tiahuanaco por d'Orbigny, Douglas y otros autores, provienen de estos conglomerados.

Los ripios se hallan inclinados dondequiera que estén desarrollados. Domina una tectónica de bloques fallados y fracturados. La inclinación no se puede observar bien en los conglomerados mismos, pero sí en los estratos areniscosos y margosos de su base. Así por ejemplo, al Oeste de Tambillo, se han medido inclinaciones hasta 50°. Los mismos estratos, en el cabo Norte de la Isla de Coati, buzan con 30° hacia NNE.

Los fósiles que se hallan en los rodados, además de los guijarros de granitos terciarios y el contenido ocasional de oro y de casiterita (Huarina) prueban que estos depósitos procedieron del Este, o sea de la Cordillera Real. Son « Piedmont gravels » típicos, es decir escombros y gui-

jarros extendidos al pie de la cordillera, que formaban anteriormente una cubierta continua de más o menos 80 km de ancho en la falda occidental de la Cordillera. La potencia de estos conos de deyección, era considerable. Creo que estimando su potencia en 1500 a 2000 m, el cálculo no será exagerado.

Con referencia a la edad del piso de Taraco, la inclinación y su separación por fallas demuestra que estos depósitos fueron alcanzados por el tercer movimiento orogénico, de manera que debe suponerse que corresponden al Plioceno. Por otra parte, la escasez de rodados graníticos indica que durante la época de su formación las cúpulas graníticas apenas estaban expuestas a la denudación.

Por el lado occidental, los ripios pasan a areniscas rojas poco consolidadas y a capas margosas. Estos sedimentos laterales no son idénticos, como lo suponía Troll (161), a los estratos de Ulloma que contienen restos de vertebrados. El piso de Taraco, por el contrario, es más antiguo que el piso de Ulloma. Por la desintegración de los ripios de Taraco se formaron otros campos conglomerádicos más recientes, los que constituyen en gran extensión los sedimentos diluviales antiguos del lago Ballivián, y es en estas capas donde se han encontrado los restos fósiles de vertebrados.

C. ROCAS MAGMÁTICAS

I. ROCAS INTRUSIVAS Y EFUSIVAS DEL TERCIARIO

Por toda la amplitud del Altiplano, los sedimentos del relleno están atravesados por numeros macizos eruptivos, generalmente de un tamaño reducido, y de diferente composición. Escasean los macizos volcánicos en el Este, aumentando su frecuencia en las proximidades de la Cordillera Occidental. Ya se ha tratado anteriormente (pág. 228) de las erupciones que perforan el Paleozoico del Norte. A continuación vamos a enumerar, desde el Norte hacia el Sud, las erupciones que han cruzado el sistema de Corocoro:

1. *Cerro de Chuñuchuñuni*, pequeño «Sill» dacítico situado en la falda septentrional de la serranía de Tiahuanacu, a 10 km al ESE de Tiahuanacu.
2. *Cerro Quimsachata*, intrusión larga de un pórfido monzonítico cuarcífero con grandes fenocristales feldespáticos dentro de una matriz clara y caolinizada. La intrusión, que se extiende por considerable distancia en el mismo rumbo de la serranía de Tiahuanacu, penetra dentro de areniscas amarillentas. El macizo está situado a 10 km al Sud de la metrópoli preincaica. Su ancho, medido del Este al Oeste, alcanza 6 km. A los dos lados, la erupción se halla acompañada de diques compuestos de la misma roca. Bloques fundidos del pórfido que se ha observado en

forma de inclusiones dentro de las dacitas del Chuñuchuñuni, indican que la intrusión monzonítica es más antigua que la del cerro Chuñuchuñuni.

3. *Cerro Chilla*, situado al OSO del cerro Quimsachata, sobre la cumbre de la serranía de Tiahuanacu. Constituye, con 4800 m de altura, la elevación máxima de la serranía mencionada. En el cerro Chilla, de tipo anticlinal, en ningún punto la intrusión es visible a flor de tierra; pero en su lugar se observa una extensa zona de rocas alteradas por metamorfismo de contacto que forman las cumbres del cerro por una extensión de 6 kms de Este al Oeste. Aquí las pizarras, areniscas y margas rojas de la base del « Sistema de Corocoro », se hallan transformadas en cornubianita negra o verdusca y en cuarcitas negras, y un manto de caliza está marmolizado y epidotizado.
4. El *Cerro Comanche*, situado cerca del ferrocarril de La Paz a Arica (véase el mapa fig. 63), a 20 km al Norte de Corocoro, corresponde a un lacolito dentro de las areniscas rojas y margas yesosas del piso II del sistema de Corocoro. El color de la roca holocristalina, microgranítica, y no descompuesta, es grisáceo. Un análisis micrométrico efectuado por Smulikowsky (105) dió, por término medio, el siguiente resultado: 7,7% de cuarzo; 21,5% de feldespatos alcalinos; 50,0% de plagioclasas; 11,3% de anfíbol; 2,3% de magnetita; 0,7% de titanita; 0,6% de apatita; 0,9% de clorita. Según este análisis, se trata de una diorita sienítica cuarcífera que contiene hornblenda. Existen además transiciones a granodioritas. A veces se nota una textura fluidal de las rocas. Asimismo se observan inclusiones de pizarras negras metamorfoseadas que indican que en profundidad se hallan estratos paleozoicos. La roca del Comanche se puede cortar, labrar y pulir con facilidad, razón por la que se saca en grandes cantidades materiales para construcciones en la capital (adoquines, lozas, etc.).
5. El *Cerro Miriquiri* (4781 m), está situado al SO del cerro Comanche. Constituye una intrusión andesítica considerable, dentro de margas rojas y arcillas que corresponden a los estratos de Corocoro. En su pie occidental, cruzan las andesitas vetas de hematita folicular.
6. *Cerro Chucapaca* (4300 m), macizo riódacítico, intrusión dentro de las areniscas rojas y arcillas de Caquiaviri.
7. *Cerro Cumpucu* (Esmeraldani, 4100 m), situado a 4 km al SE del cerro Chucapaca. El Cumpucu, que orográficamente constituye un cerro aislado y escarpado, corresponde a un dique riódacítico con rumbo transversal (E-O), que se introduce dentro de areniscas y arcillas que buzan con inclinación suave hacia NE. Los cristales de sanidina en parte están albitizados. Gran parte del cerro se compone de brechas eruptivas. La riódacita en los planos de disyunción, contiene hematita cristalizada. En las inmediaciones de los cerros Cumpucu y Chucapaca, emergen de la llanura, algunos otros conos eruptivos menores.
8. El *Cerro Llallagua* está situado a 25 km al SE de Turco. Es un macizo elíptico de andesita en forma de un sill dentro del sistema de Corocoro, en el ala occidental del sinclinal de Turco (véase fig. 66).

9. El *Lago Poopó* está limitado al SO por una cadena de cerros andesíticos, que respecto a su geología aun no han sido examinados.
10. El *Cerro Gordo*, pequeño volcán andesítico con mantos de lava bien conservados, mientras que el cráter está completamente dismantelado. El cerro Gordo está situado al NE de Sevaruyo, ya cerca de la falda occidental de la Cordillera de los Frailes.
11. A 20 km al SO de Sevaruyo, emergen de los estratos de Corocoro 3 ó 4 conos volcánicos los que el autor no tuvo oportunidad de visitar. Según Kohanowsky (95), consisten en riolita.
12. Las colinas de *San Cristóbal de Lipez*, examinadas por Ahlfeld (11), emergen de las pampas en forma de un macizo aislado que alcanza alturas de hasta 4600 m. Este complejo montañoso mide 25 km de largo, de Norte a Sud, y 15 km de ancho, de Este a Oeste. Areniscas rojas y arcillas de los pisos superiores del sistema de Corocoro allí están atravesadas por macizos andesíticos y dacíticas. Los mantos de lavas en parte se han mantenido en buen estado. Según parece, las tobas dacíticas que cubren las altiplanicies denudadas de la serranía, son más recientes que los mantos andesíticos.

Numerosos otros macizos andesíticos se hallan más al Sud, en la provincia de Sud Lipez. Faltan referencias exactas al respecto.

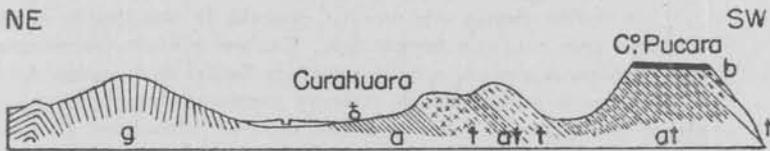


Fig. 73. — Corte esquemático a través de la región de Curahuara de Carangas (según Kozlowski):
g = margas rojas; a = arcillas rojas yesíferas; at = arcillas tobáceas; t = tobas dacíticas;
b = basalto.

En tanto que faltan intrusiones basálticas de proporciones notables se hallan diseminados, por todo el Altiplano, pequeños restos de mantos basálticos, así como necks y diques. En la mayoría de las veces, han penetrado en los pisos superiores de los estratos de Corocoro. Mencionaremos las siguientes localidades:

1. A 1 km al OSO de Curahuara de Carangas, un manto basáltico de 10 m de potencia, que descansa discordantemente encima de arcillas tobáceas, según Kozlowski (105; fig. 73), constituye la cumbre del cerro Pucara. La procedencia de este basalto, que probablemente representa el resto de una efusión de mayores proporciones, es desconocida. El análisis microscópico efectuado por Smulikowski (105) dió el siguiente resultado: 5,5% de olivina; 23,2% de augita; 4,8% de óxidos férricos; 56,5% de labradorita; 10,0% de pasta vítrea.
2. En el yacimiento cuprífero explotado por la mina «Azurita», situada a 15 km al NE de Turco, el autor observó un pequeño manto basáltico, que yace discordantemente encima de estratos de Corocoro, y que a su

vez, se halla recubierto en forma discordante por un manto de tobas liparíticas que corresponden a la serie del río Mauri.

3. En Opoqueri, situado al SO del cerro Llallagua, ya mencionado de los alrededores de Turco, Kozlowski (105) indica un dique basáltico con apófisis dentro de margas rojas. Este basalto no contiene olivina.
4. A 20 km al NO de Sevaruyo, encima de la pampa, se levanta el pequeño cerro aislado de Quillacas, sobre el cual está ubicado el pueblo y la iglesia. Este cerro se compone de una intrusión basáltica que ha penetrado dentro de las margas rosadas del piso IV del sistema de Corocoro.
5. A 15 km al ONO de Quillacas, cerca del cabo meridional del Lago Poopó se levanta el cerro basáltico de Pampa de Aullagas. No se sabe si los otros cerros volcánicos, que limitan al Lago Poopó hacia Orinoca, también se componen de basaltos.

En lo que se refiere a la edad de los volcanitos del Altiplano, se desprende de nuestra descripción que las erupciones han penetrado en diversos pisos del sistema de Corocoro. En el piso superior aparecen únicamente basaltos que ciertamente deben ser considerados como pliocenos. Los otros volcanitos probablemente se han introducido por efecto del plegamiento principal de la región que tuvo lugar durante la época miocena. Podría ser que en parte ya sean pliocenos como por ejemplo sucede en el cerro Gordo cerca de Sevaruyo.

A 2 km al Norte de la estación Ballivián del ferrocarril de La Paz a Arica, observamos a poca distancia al Oeste de la dislocación de Corocoro, en la mina de cobre «Pisaqueri», un manto conglomerádico de 5 m de potencia que buza con 15° de inclinación hacia el poniente. El mismo banco conglomerádico forma la superficie de una colina baja. Contiene cantos bien redondeados, del tamaño hasta de una cabeza, de una roca grisácea sienítica. El cemento del conglomerado es arenoso y ferruginoso. Según Singewald (146) estas rocas plutónicas provienen de la intrusión del Miriquiri. Los conglomerados, pues, serían más recientes que la intrusión del Miriquiri que penetró en los pisos inferiores del sistema de Corocoro.

Hemos visto anteriormente que la mayor parte de los volcanitos del Altiplano se componen de rocas andesíticas. Rocas leucócratas cuarcíferas como, por ejemplo, riolitas y dacitas, se limitan a las intrusiones del Quimsachata, Chuapaca y Cumpucu en el Norte y a las erupciones al SO de Sevaruyo y en los alrededores de San Cristóbal de Lipez, situadas en el Sud del Altiplano. Más al Oeste faltan erupciones leucócratas.

II. EL VOLCANISMO DE LOS ANDES OCCIDENTALES

Según queda dicho, los Andes Occidentales no representan una verdadera cordillera, sino constituyen el borde occidental del Altiplano levantado por acumulaciones volcánicas. Encima de las vastas altiplanicies y

punas que se extienden encima de estos depósitos volcánicos, se elevan volcanes, en una distribución irregular o en grupos volcánicos.

La parte occidental del Altiplano está completamente cubierta por detritos sueltos de origen volcánico, tobas y lavas, debajo de las cuales los sedimentos plegados del sistema de Corocoro, reaparecen raras veces en forma de « ventanas ». El límite oriental de esta región netamente volcánica arranca desde Charaña, primeramente con rumbo SE a Turco; después más al Sud va hacia los cerros aislados de Huachacalla; de allí, oculto debajo de cubiertas aluviales, alcanza el ángulo nororiental del salar de Uyuni, punto situado al Este de Salinas de Garci Mendoza. De allí corre con rumbo Sud, a través del Salar, en dirección a Colcha y San Agustín, llegando más al Sud al cerro Zapalleri situado en la frontera argentina.

La distribución geográfica de los volcanes y volcanitos, se desprende suficientemente del mapa geológico, de manera que no necesitan explicaciones más detalladas.

El volcanismo en los Andes Occidentales, en igual forma que los fenómenos volcánicos del Altiplano, seguramente ya comenzó con gran intensidad durante el Mioceno, prosiguiendo durante la época pliocena y pleistocena; disminuye recién a fines del período cuaternario. Observamos en la zona pedemontana que se extiende al Este de las líneas volcánicas principales, un sinnúmero de volcanes, generalmente andesíticos y fuertemente desgastados, que en parte se hallan atravesados y cubiertos por efusiones más recientes. Las lavas y tobas más antiguas, se han conservado tan sólo en forma de remanentes. Se reconocen fácilmente estos volcanitos más antiguos, por las vetas plumbíferas, zínquíferas, argentíferas y cupríferas, que contienen. A veces las vetas se hallan fuertemente dislocadas, como sucede por ejemplo en los volcanitos de Huachacalla y en aquellos situados al SO de Salinas de Garci Mendoza; en los macizos de Carangas, Negrillos, Todos Santos (situados en la parte occidental de la prov. de Carangas); en el cerro Empexa; cerro Escapa cerca de San Agustín, y muchos otros.

El mayor macizo volcánico del Altiplano, probablemente de edad miocena, está situado al NO de Turco. Se trata del macizo doble de Turquiri-Laramchua, examinado por Kozłowski (105) y el autor. Tiene más o menos 20 km de diámetro e incluye varias cumbres cuya altura sobrepasa de los 5000 m. Bien se han conservado los mantos de lava andesítica. Dentro de las andesitas corren vetas de galena. El volcanismo de esta región es más antiguo que el de las tobas riolíticas de la serie del río Mauri que rodean, en posición horizontal, las faldas septentrional y occidental del macizo de Turquiri.

Los volcanitos del Cuaternario antiguo se distinguen de los macizos neoterciarios por la buena conservación de sus formas cónicas y de los mantos de lava; además por depósitos de cenizas volcánicas que ocasionalmente se han conservado en los flancos de los conos; igualmente por la



Fig. 74. — Volcán Sajama, visto de Oeste

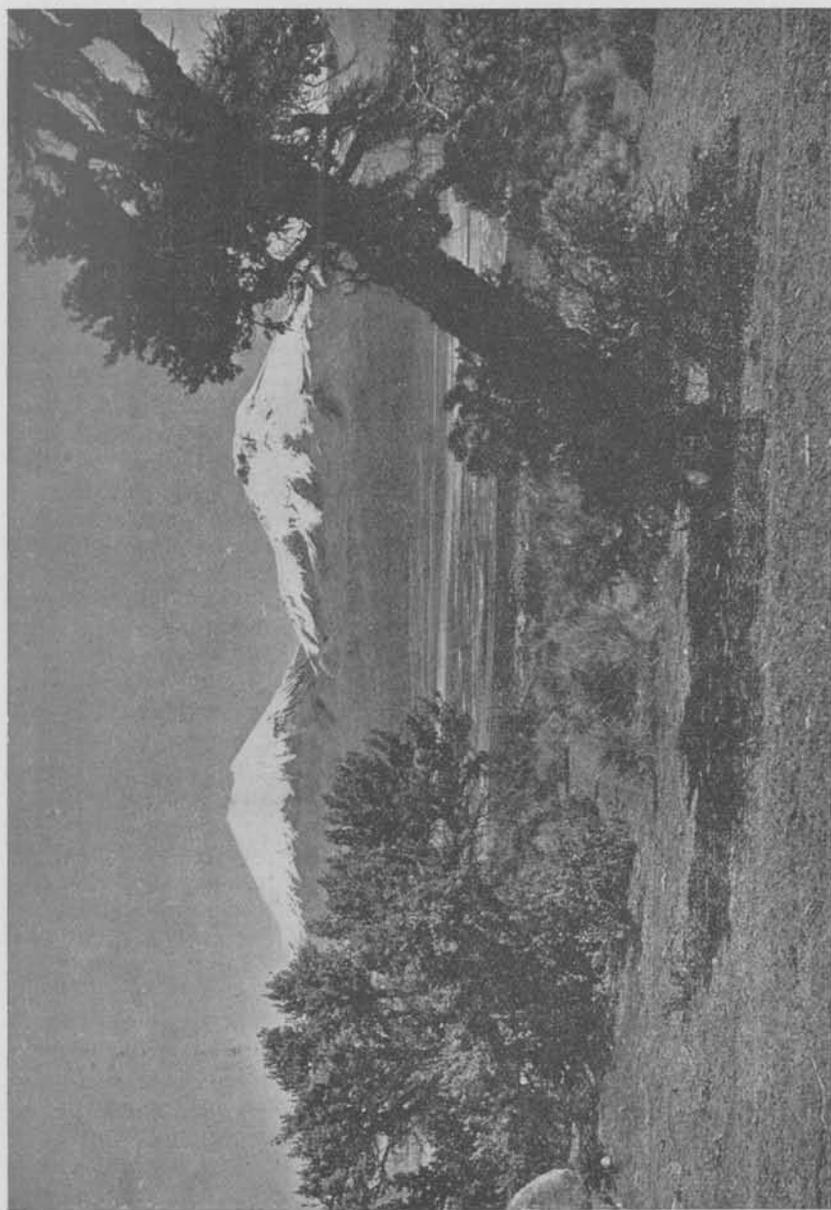


Fig. 75. — Los volcanes Payachatas, vistos del Este

ausencia de yacimientos metalíferos y por la presencia frecuente de azufre. Estos yacimientos azufreros tienen importancia económica más allá del 19° latitud Sud.

Como ejemplo de un volcán del Cuaternario antiguo, mencionaremos al Sajama (véase la portada y fig. 74) que constituye con 6520 m, la elevación máxima de Bolivia. Se levanta en forma de un cerro aislado encima de las pampas y punas adyacentes, a 20 km al Este de la frontera chilena.

El Sajama es el único volcán de Bolivia que muestra una fuerte glaciación. La plataforma horizontal de su cumbre que abarca más o menos un



Fig. 76. — Volcán Tunupa, visto del Norte

kilómetro cuadrado, y la inclinación de los mantos de lavas que caen en todos los flancos hacia la periferia, indican que el cráter está lleno de nieve hasta la superficie. En este cerro importante, faltan las solfataras, y el azufre se presenta tan sólo en cantidades insignificantes, como relleno de grietas.

Al Oeste del Sajama en la frontera chilena, están ubicadas las Payachatas (fig. 75), cuyo volcán meridional, que es el Parinacota, constituye un cono excelentemente conservado. Las paredes perpendiculares de su cráter tienen una altura de 150 m. El cerro septentrional de las Payachatas, el Pomarapa, lleva también nieve perenne; su cráter está completamente deshecho.

En $19^{\circ}40'$ latitud Sud, se extiende una línea de volcanes con rumbo Este, por 70 km hasta la falda occidental de la Cordillera Central. Esta « Sierra Intersalar » separa los salares de Coipasa y de Uyuni. Mientras

que la mayor parte de estos volcanes son de edad neoterciaria, se levanta al Sud de Salinas de Garci Mendoza, el volcán Tunupa (5321 m), que es de edad del Cuaternario antiguo, encima de una península o saliente que penetra dentro del Salar de Uyuni. El cráter del Tunupa está desmantelado. Restos de las paredes del cráter, constituyen las torres de brechas andesíticas que se ven en nuestra figura 76. El Tunupa es el volcán cuaternario que más avanza hacia el naciente.

Al Sud del Salar de Uyuni, varias líneas volcánicas paralelas corren rumbo al Sud. Están situadas al Este de la línea volcánica principal que atraviesa la frontera boliviano-chilena. Casi todos los volcanes que se elevan sobre la puna, sean aislados o en grupos, corresponden al Cuaternario antiguo. Los volcanes situados más al naciente, como el Sunicagua y el Uturuncu (5800 m), volcán que encierra probablemente el mayor yacimiento azufretero de Bolivia, se levantan al Este de la ancha cuenca del río Grande de Lípez. En aquella región se cierra el Altiplano. Macizos dacíticos miocenos y mantos dacíticos pliocenos de los Andes Centrales, afloran en las proximidades inmediatas de los volcanes de los Andes Occidentales.

Volcanes activos no se conocen en Bolivia. En cambio, no son raros los conos tobáceos con cráteres bien conservados. A este grupo pertenece el Parinacota, volcán ya mencionado, que está situado cerca del Sajama. Igualmente debe ser citada una elevación de poca altura, denominada « El Volcán » que está situada en el Norte de Carangas. Se presume que este cerro se habría originado en tiempos históricos. Además anotamos el cono bien formado del Tatasabaya (5385 m), situado cerca de Sabaya, sobre una cadena volcánica que corre del Oeste al Este; El Irruputuncu (5160 m), el Olca (5346 m) y muchos otros volcanes situados en la frontera entre Sud Lípez y Chile.

Se conocen solfataras en el Olca y en el cráter bien conservado del Irruputuncu (fig. 77). Allí la actividad de las solfataras es bastante fuerte. Azufre sublimado arde al contacto con el oxígeno, por inflamación espontánea. Durante la noche, este cráter ofrece una vista inolvidable.

La mayor parte de los volcanes cuaternarios de la zona fronteriza, no son conos simples, sino compuestos de cráteres correspondientes a diferentes épocas, los que además ocupan espacios distintos. Un buen ejemplo de un volcán compuesto, según los estudios efectuados por Ahlfeld, ofrece el Ollagüe (5874 m). Según demuestra la figura 78, este cerro constituía anteriormente un cono simple con un cráter de 2 km de diámetro. Este cráter antiguo ya está completamente destruido. Únicamente restos de la falda septentrional del cono son visibles en la cumbre Norte. Durante una segunda fase eruptiva se formó un cráter de menores dimensiones, con 1500 m de diámetro, situado en una posición excéntrica en relación al primero. El margen septentrional de este segundo cráter se ha conservado bien. En su interior se observan mantos de cenizas impregnados por azufre. Por fin, durante una última fase volcánica, se originaron dos pequeños cráteres que se han man-



Fig. 77. — Cráter del Iruputuncu

tenido en la orilla del cráter N° 2. En sus proximidades sale de la lava una fumarola potente (fig. 79).

Respecto a la composición de las rocas efusivas de los Andes Occidentales, todavía no existen indagaciones detalladas, las que permitirían dis-

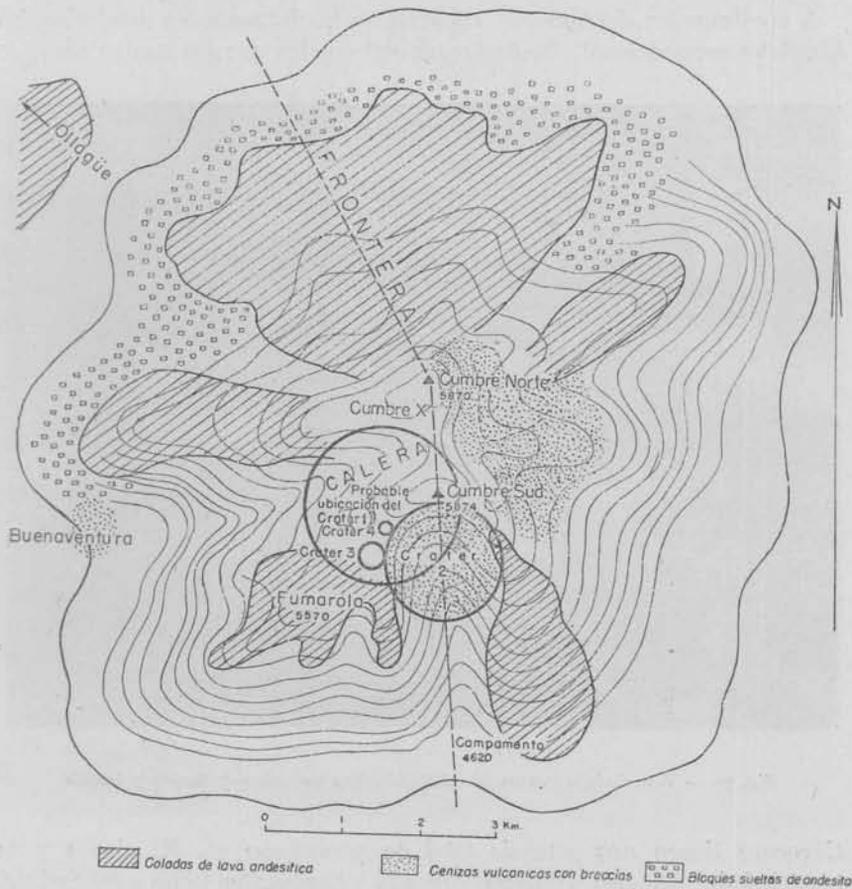


Fig. 78. — Croquis del volcán Ollagüe

tinguir los volcanitos neoterciarios de los cuaternarios, sobre la base de su composición química. Algunos análisis, con cuyos detalles no podemos ocuparnos en este párrafo, se hallan en las publicaciones de Rudolph (132), Kittl (94), Hausen (77). De la descripción de muchas rocas de los Andes Occidentales, trata la monografía de Kozłowski y Smulikowski (105).

Queda por mencionar que en los Andes Occidentales, aparte de las rocas andesíticas predominantes, también ocurren rocas leucócratas cuarcíferas,

pero siempre en forma de mantos tobáceos. Ya hemos conocido estos mantos riolíticos, en la descripción de la serie del río Mauri. Mantos volcánicos que corresponden probablemente a la misma edad, se extienden, en posición horizontal, desde Ollagüe hacia NO, hasta el Salar de Laguaní, situado al pie oriental de la cadena volcánica ubicada en la frontera.

A continuación daremos un resumen de las formaciones terciarias del Altiplano septentrional. Se desprende del cuadro que los cuatro pisos de



Fig. 79. — Vista desde la cumbre del volcán Ollagüe a los salares de Garcote y Ascotán

Corocoro tienen una potencia total de 7000-8000 m. El piso 1 y la parte inferior del piso 2 corresponde a la « Formación Puno » del Sud del Perú que allí tiene una potencia de 5000 m. El piso 3 que contiene intrusiones de rocas ígneas y las fajas mineralizadas corresponde probablemente al « piso de Tacaza » del cuadro de Newell, de 3600 m de espesor, y los estratos Mauri al « piso de Sillapaca » del Sud del Perú, de 500 m de espesor.

Cuadro comparativo de los sedimentos terciarios del Altiplano

Piso	Espesor aproximado	Edad aproximada	
Estratos de Ulloma.....	5-6 m	Pleistoceno Inferior	
Formación Inferior de La Paz.....	800 m	Plioceno Superior	
Conglomerados de Taraco.....	1500-2000 m	Plioceno Superior	
Estratos de Mauri.....	500 m	Plioceno Inferior	
<i>Discordancia :</i>			
Sistema de Corocoro	Piso 4 : Arcillas, tobas y tufitas, margas rosadas, areniscas, caliza de agua dulce ; flora moderna...	500 m	Mioceno Superior a Plioceno Inferior
	Piso 3 : Arcillas rojas y de color crema, areniscas, tobas blancas, brechas con flora moderna.....	2000 m. minimum	Mioceno
	Piso 2 : Arcillas rojas, areniscas, conglomerados, estratos con yeso y sal ; madera carbonizada. (« Ramos » de Corocoro).....	3000 m. minimum	? Eoterciario
	<i>Ligera discordancia :</i>		
Piso 1 : Areniscas de Coniri con conglomerados.....	1500-2000 m	Eoterciario	
<i>Discordancia muy pronunciada :</i>			
Estratos devónicos al Este.....	?	Devónico inferior y medio	

CAPÍTULO VII

La geología cuaternaria de la parte andina de Bolivia

A. — LA CUENCA DE LA PAZ

Para quien quiera que por primera vez desde el Alto de La Paz divisa la gran cuenca en la cual se extiende la capital de Bolivia, el panorama que se le presenta permanecerá inolvidable. El espectáculo de esta gran hoyada con su fondo que se hunde por más de 800 metros con sus múltiples formas

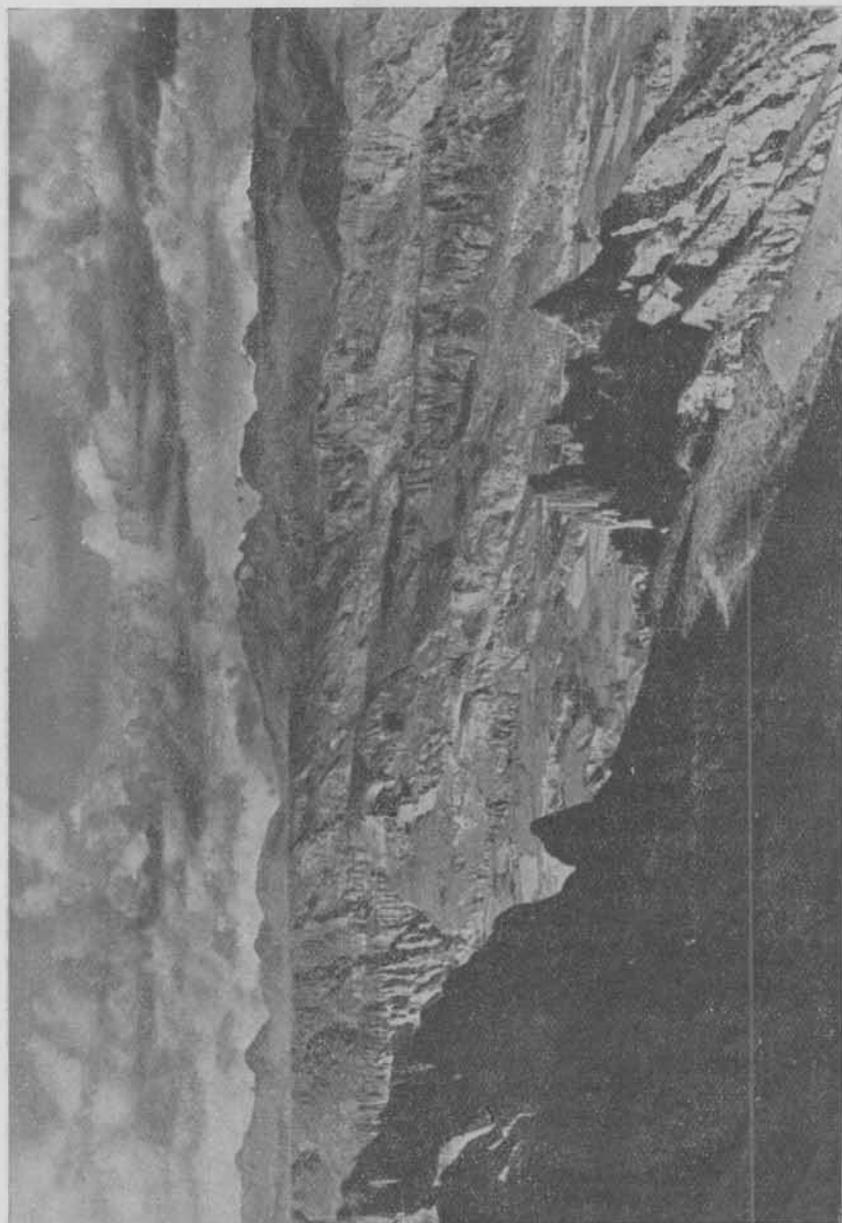


Fig. 80. — Cuencas de La Paz, vista desde el Alto de La Paz.

de erosión, con sus erguidos pilares formados por arenas y rodados, de contornos extravagantes, además el colorido interesante de sus pendientes con el grandioso nevado del Illimani al fondo, ha inducido a un gran número de geógrafos y geólogos a dedicarse a su estudio, desde d'Orbigny y Forbes hasta nuestros días. Mencionaremos los siguientes autores: Minchin (1882), Philippi (1893), Lorenzo Sundt, Hettner (1888 a 1890), Evans (1903), Pompecki (1905), Dereims (1907), Bowman (1909 y 1914), Sefve (1910 y 1921), Hauthal (1911), Gregory (1913), Douglas (1914), Pósnanski, Felsch (1919), Block (1920), Kozłowski (1923) y Troll (1925 a 1928). De parti-

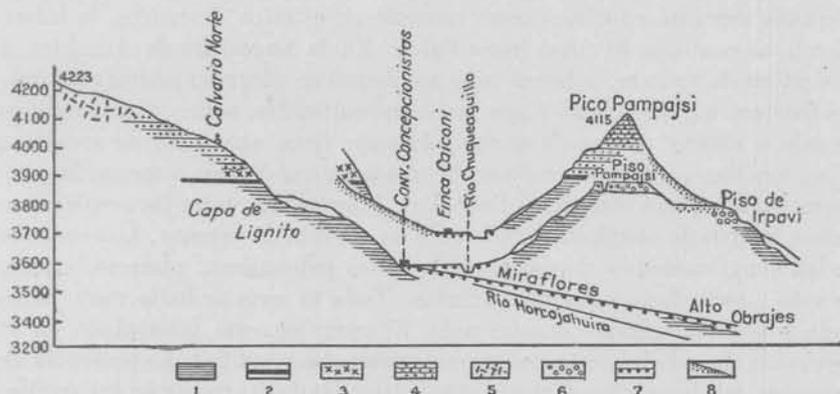


Fig. 81. — Perfil esquemático a través de la cuenca de La Paz y el valle inferior del río Chuquiaguillo (según Troll). Escala horizontal 1 : 50.000 : 1, Formación Inferior de La Paz ; 2, Capa de toba ; 3, Morrena inferior, rica de granito, proveniente de la penúltima glaciación ; 4, Rípió fluvio-glacial ; 5, Morrena superficial, proveniente de la última glaciación ; 6, Rípió de las terrazas de Pampajsi e Irpavi, proveniente de la penúltima glaciación ; 7, Rípió de las terrazas, proveniente de la última glaciación (piso de Miraflores) ; 8, Cono de dejección y derrumbes.

cular importancia son los estudios publicados por Hauthal (78), Gregory (67) y Troll. Al último (165) agradecemos un levantamiento fotogramétrico de la hoyada de La Paz, en escala 1 : 15000.

Respecto al origen de esta cuenca singular se han llegado a formular diversas teorías, en parte hipótesis muy arriesgadas; razón por la que hay que examinar cuidadosamente las observaciones de las cuales disponemos como base de nuestros conocimientos.

La cuenca de La Paz es un tajó profundo dentro de los sedimentos modernos del relleno de aquella artesa más antigua y más ancha que ocupaba la región actual del Altiplano. El estudio de la hoyada de La Paz es de gran interés por lo que se refiere a la morfología diluvial de la altiplanicie, ya que en la acumulación de sus sedimentos han tomado parte estratos de carácter glacial y fluvio-glacial. De tal manera nos ofrece la oportunidad de estudiar los diversos ciclos glaciales.

Los estratos subyacentes. — Los sedimentos del subsuelo de la cuenca de La Paz, en el Noroeste, Norte, Este y Sudeste, son estratos del Devónico inferior, fuertemente plegados, inclinados y dislocados. Más abajo de Calacoto, el río de La Paz, en una época muy reciente, ha cortado una barrera de estos estratos basales, intensamente dislocados, en la llamada Angostura de Aranjuez. Antiguamente, esta barrera rocosa cerraba la cuenca por el lado Sud. Los estratos tienen allí un rumbo de $N 50^{\circ}$ a 70° O y un buzamiento fuerte. A causa de su resistencia y dureza las rocas forman una pequeña serie de colinas que hacia el NO se pierden debajo de los depósitos modernos de la cuenca, mientras que al SSE, en una zona donde esta pequeña serranía consiste exclusivamente en estratos devónicos, la hilera de colinas continúa su curso hacia Palca. En la Angostura de Aranjuez, a una altura de 3200 m, sobre el lado occidental se observan pizarras devónicas fuertemente dislocadas y por parte milonitizadas, sobre una extensión de más o menos 100 m de ancho; después viene una serie de areniscas rojas, arcillas y pizarras arcillosas de una potencia de más o menos 500 m, apareciendo al Sud otra vez el Devónico. Intercalados entre las areniscas se hallan bancos de conglomerados duros de 1 a 6 m de espesor. Los rodados de los conglomerados consisten en cuarcitas paleozoicas, pizarras, cuarzo de veta y rocas ígneas de varias clases. Toda la serie se halla muy inclinada y está fuertemente comprimida. El complejo está intercalado en el Devónico. La edad de esta serie no se conoce con exactitud. La presencia de areniscas calcáreas y los lentes y capas delgadas de aragonita en las arcillas rojizas hacen suponer que se trate aquí de un equivalente del « Calcáreo » y que la serie pertenezca al sistema cretáceo. En el Norte de Bolivia el horizonte calcáreo no está desarrollado sino sólo representado por areniscas calcáreas y arcillas coloradas.

Considerando los procesos que han dado lugar a la formación de la cuenca de La Paz, hay que distinguir tres acontecimientos diferentes :

1. La formación de una depresión tectónica.
2. El rellenamiento de la depresión por depósitos cenozoicos.
3. La erosión, la remoción y el transporte de los sedimentos por el río de La Paz.

La formación de la depresión primitiva. — El origen de la depresión apenas ha sido abordado por todos los autores que se han ocupado con la cuenca de La Paz. Las razones consisten en que las dislocaciones marginales de la cuenca, en gran parte se hallan ocultas, debajo de depósitos glaciales. Solamente al Este de Calacoto puede observarse una falla que separa el Devónico de los sedimentos modernos de la cuenca que se han deslizado y hundido a lo largo de la falla. El desnivel entre la penplanicie paleozoica, situada entre los valles de Calacoto y de Irpavi, y el fondo de la cuenca, debe ser estimado por lo menos en 1400 m.

Estas dislocaciones escalonadas, que limitan el Paleozoico de la cuenca de La Paz por el lado del Este, pertenecen al gran sistema de fallas que separan las cordilleras centrales del Altiplano. Dislocaciones análogas conoceremos en la descripción de la región del Titicaca. Durante la época pliocena se efectuó el levantamiento diferencial del bloque de la Cordillera Real, y por otra parte el hundimiento de los sedimentos altioplánicos a lo largo de fallas que corren cerca al Este de La Paz. La edad exacta de estos procesos tectónicos actualmente no se puede determinar con más detalles.

En una descripción de la cuenca de La Paz publicada por el autor de esta monografía (12a) han sido publicados dos mapas geológicos provisionales que reproducimos a continuación (figs. 82 y 83).

Los sedimentos del relleno. — La cuenca primitiva fué rellenada y terraplenada por sedimentos sueltos cuya potencia alcanza a un total de 800 m. Los productos del desgaste de la cordillera, consistentes en detritus gruesos con rodados grandes, además en arenas y arcillas finas, fueron acarreados y acumulados en el fondo de la cuenca. Sintéticamente se llama al total del relleno de la cuenca primitiva « Formación de La Paz ». Se distinguen dos grupos de este complejo: una parte poderosa más antigua, la *Formación inferior de La Paz*, y una otra parte más moderna, la *Formación Superior de La Paz*.

La *Formación Inferior de La Paz*, cuyos estratos basales observamos en Calacoto a 3200 m de altura, alcanza un espesor de 600 hasta 800 m. Se compone de areniscas arcillosas bien estratificadas con lentes de arcillas, de arena y de gravas de grano grueso. Los rodados tienen generalmente un tamaño mediano, hasta el diámetro de una nuez; estos rodados son bien redondeados y consisten en pizarras y cuarcitas devónicas, cuarzo de vetas y en gran parte granito. Ocasionalmente se hallan también rodados grandes en forma aislada dentro de las arenas; igualmente existen lentes compuestas de rodados de mayor tamaño. Jamás se ha llegado a observar indicios de morrenas auténticas en esta formación.

Los sedimentos están poco consolidados y se los puede desmenuzar fácilmente con la mano. Con frecuencia presentan una estratificación diagonal. El color de los sedimentos de la Formación Inferior en su mayor parte es gris o amarillo claro. Dos capas de color rojo de ladrillo, como las observamos por ejemplo en el camino de San Jorge a Obrajes, pueden servir de horizonte guía. Se encuentran a 3350 hasta 3450 m de altura, alcanzando un espesor de 6 a 10 m.

El techo de la Formación Inferior de La Paz está formado por margas arcillosas de color verde-plomizo, entre las cuales se presentan diversos lentes de lignito (o mejor dicho turba endurecida), además tierra de trípoli, ya mencionada por Hauthal (78 y 79). Esto prueba que se han formado en algunos lugares entre la parte superior de la Formación Inferior de La Paz, cuencas menores con agua estancada. Lo mismo comprueban las capas de arcilla.

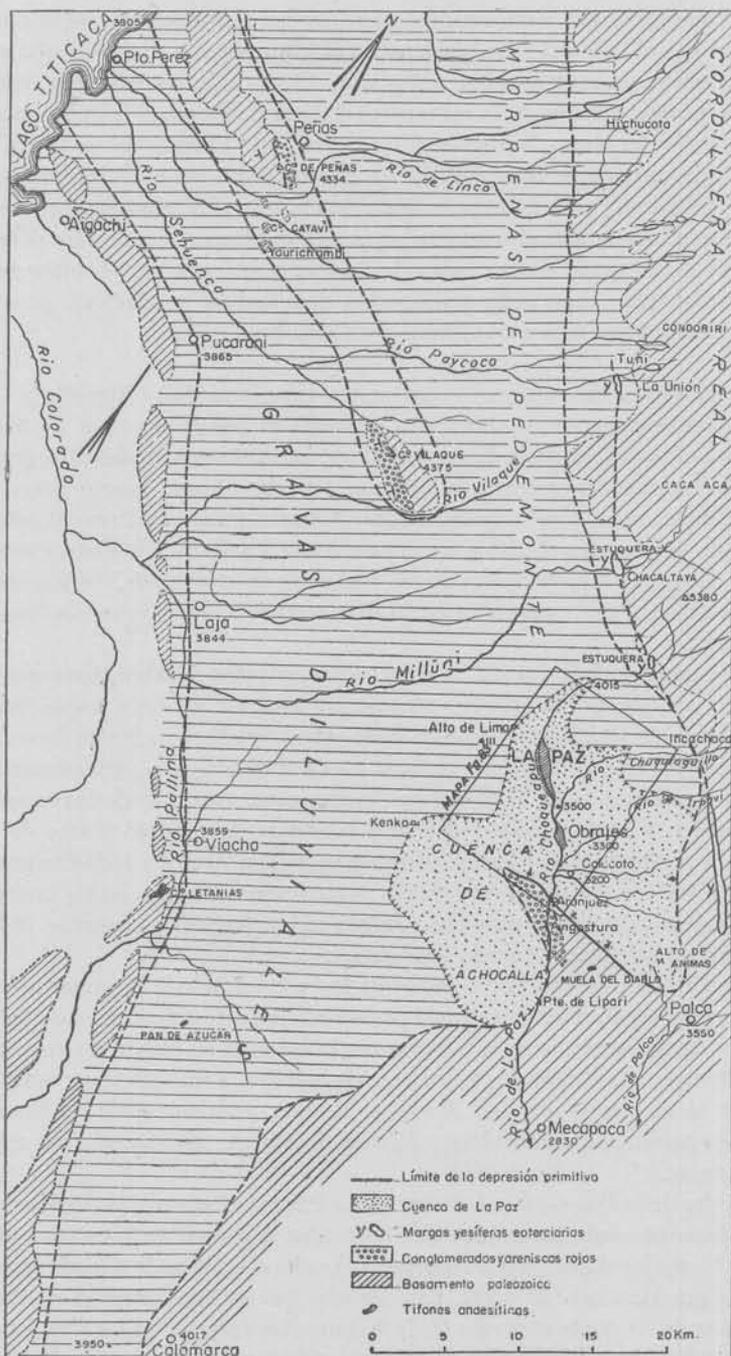


Fig. 82. — Mapa esquemático mostrando la ubicación de la Cuenca de La Paz (según F. Ahlfeld)



Fig. 83. — Mapa de la parte septentrional de la Cuenca de La Paz (según G. Troll, Ahlfeld y Peiser)

Pero en ningún caso aquella formación en su totalidad puede ser de un origen lacustre.

Los sitios donde se encuentra la turba yacen inmediatamente debajo de un banco de toba, que forma el límite entre ambas formaciones de La Paz. La toba, de color marfil o rosado, que no está muy consolidada, forma en los bordes de la cuenca actual, en muchos lugares, gradas verticales de 6 a 9 m de altura. La toba es de composición riódacítica. Haciendo una reconstrucción de la superficie antigua sobre la cual se han sedimentado las cenizas volcánicas, resulta un plano ligeramente inclinado desde la cordillera hacia el Altiplano. La faja de toba, en el Norte cerca de la orilla de la quebrada Chuquiaguillo, tiene una altura de 4010 m; al Sud, en la hoya de Achocalla, se encuentra a los 3830 m.

Mucho se ha discutido sobre la procedencia de las cenizas volcánicas. Observamos el mismo banco de toba en el camino del Alto de La Paz a Calamarca, aflorando en parte en la superficie. En este punto faltan los sedimentos glaciales que cubren estas tobas cerca de La Paz; 100 kilómetros más al Sudeste, el banco de tobas participa en la formación de una antigua terraza cerca de Patacamaya. Allí el espesor de la toba es igual a aquel que se observa en las inmediaciones de La Paz. A los 90 kilómetros al NE de La Paz, el camino carretero de Huarina a Achacachi atraviesa al mismo manto de tobas, que en este punto aflora ya sobre la superficie, en remanentes de menor extensión. Por consiguiente no podemos suponer que las cenizas procedan de una erupción que se efectuó cerca de La Paz; en cambio, es seguro que el material volcánico proviene de los Andes Occidentales.

Encima del manto de tobas comienza la *Formación Superior de La Paz*, la cual es de origen netamente glacial. Se subdivide en tres secciones:

En la parte inferior yacen 25 m de depósitos morrénicos gredosos con bloques grandes de granito y cantos de pizarras, estriados por la fricción del movimiento glacial.

Encima vienen cascajos fluvioglaciales que pasan por arriba a las morrenas de carácter altiplánico, con rodados escasos de granito.

El espesor de toda la serie alcanza en el Alto de La Paz a poco más o menos 150 m. Hacia el Norte o sea en dirección a la cordillera aumenta su potencia.

La Formación Superior de La Paz, de origen glacial, forma parte de las morrenas del Altiplano correspondientes al primer ciclo glacial.

Después de la deposición de la Formación Superior de La Paz la cuenca primitiva fué enteramente rellenada y terraplenada; su superficie formó desde entonces un plano suavemente inclinado hacia al Oeste.

Tectónica. — En lo que se refiere a la tectónica de la cuenca de La Paz, la Formación Inferior de La Paz se halla partida en bloques que por parte están inclinados, con ángulos de inclinación que no raramente llegan hasta

25° y más. La separación y fracturación de la Formación Inferior se puede observar en el camino de San Jorge a Obrajes.

El manto de tobas muestra desniveles debidos a fallas. Donde mejor se puede apreciar tales dislocaciones, es al frente de la finca Chuquiaguillo, sobre la parte Sud de la quebrada de Chuquiaguillo (fig. 84). Allí el banco de toba aparentemente ha llegado a hundirse en una fosa tectónica. Como las partes Inferiores de la Formación Superior de La Paz también han sido dislocadas, hemos de considerar la edad de estas fallas como intradiluvial.



Fig. 84. — Manto de toba con falla, Chuquiaguillo

La Formación Superior de La Paz, yace ligeramente inclinada hacia el Altiplano.

La intensa fracturación en bloques de la Formación Inferior de La Paz, ha sido causada en su totalidad por las tensiones que actuaron durante la segunda etapa de la tercera fase orogénica del plegamiento andino.

Origen. — Antes de abordar el problema de la formación de la cuenca de La Paz, vamos a discutir la cuestión de la edad geológica de las formaciones del relleno, sobre la base de nuestras observaciones acerca de los sedimentos glaciales en la falda occidental de la Cordillera Real.

La edad y el origen de la Formación Inferior de La Paz han sido muy discutidas. Mientras que la mayoría de los investigadores más antiguos

(Hauthal, Sefve, Douglas y Kozlowski) consideran esta formación como diluvial, sea de origen glacial o fluvio-glacial, por el contrario los investigadores argentinos, principalmente Groeber, suponen un origen tectónico.

Groeber (69) sostiene la idea de que la Formación Inferior de La Paz, sería pre-glacial, creada y motivada por el levantamiento de la Cordillera Real. De tal manera él considera a los depósitos referidos como sedimentos de piedemonte. Según este autor, ya la enorme potencia de 800 m excluye el concepto de una génesis glacial del complejo. Así creo que la argumentación de Groeber es muy lógica y entiendo que la Formación Inferior de La Paz es el resultado del movimiento orogénico que acaeció a fines del Plioceno, entre la primera y la segunda etapa del tercer plegamiento andino. La Formación Inferior de La Paz, después de finalizado su ciclo de acumulación de sus depósitos (inclusive las cenizas volcánicas), fué alcanzada y fracturada por la segunda fase del tercer plegamiento andino.

Basándome en mis estudios detallados, debo informar a continuación que en la Formación Inferior de La Paz no existen huellas de fenómenos glaciales. El cascajo grueso y los lentes con rodados están más o menos seleccionados según peso y volumen e indican con seguridad una sedimentación fluvial, en un cauce de declive insignificante.

Respecto al origen de los cantos rodados de granito, su procedencia es desde Norte de la cuenca, o sea del macizo del Caca Aca y sus alrededores.

Existe otro hecho que argumenta en el sentido de que la Formación Inferior de La Paz corresponde el Plioceno superior. Los conglomerados de la formación Taraco, cuya edad he fijado más arriba como Plioceno (véase pág. 252), faltan en la cuenca de La Paz. Estos ripios contienen solamente muy pocos rodados de granito. Esto nos indica que, durante la época de la formación de tales gravas altiplánicas, los batolitos de granito afloraban en muy poca extensión. Puesto que la Formación Inferior de La Paz contiene gran cantidad de rodados de granito, ella debe ser más moderna que aquella formación altiplánica al pie de la Cordillera.

La Formación Inferior de La Paz debe ser más antigua que la Formación de Ulloma, de la cual hablaremos en el próximo capítulo. Esto está comprobado por la ausencia de restos de vertebrados en la Formación Inferior de La Paz. Es cierto que Arthur Posnansky (*Apuntes antropogeológicos andinos*, en *Bol. Soc. Geogr. La Paz*, 28, 1920, n^{os} 51 y 52) menciona un hallazgo de restos de *Scelidotherium* y *Parahipparion*, realizado en 1918 en la tejería de Miraflores, dentro de terrenos que corresponden a la Formación Inferior de La Paz. Pero desgraciadamente estos restos no han sido descritos en sus detalles ni tampoco los he visto.

En cuanto a la Formación Superior de La Paz, la hemos atribuido ya al primer ciclo glacial.

La erosión de la cuenca. — Recién cuando la cuenca primitiva de La Paz había sido ya terraplenada por los sedimentos glaciales, el río de La Paz

empezó a cortar su valle en la región de la ciudad actual, mediante erosión retrógrada, durante el Interglacial. El río primitivo, durante el primer ciclo



Fig. 85. — Pilares de erosión del cascajo fluvial, camino Calscoto-Palca

glacial, probablemente tenía sus cabeceras aguas abajo de la barrera de Aranjuez. La erosión del valle fué acelerada por el solevantamiento epirogénico del bloque de puna durante el ciclo interglacial. Las cabeceras del río de La Paz poco a poco retrocediendo hasta los glaciares de Aillaico y de Chacaltaya

se ahondaron transportando los materiales sueltos que cubrían los terrenos encima de la actual ciudad de La Paz. Así continuaba el río excavando la

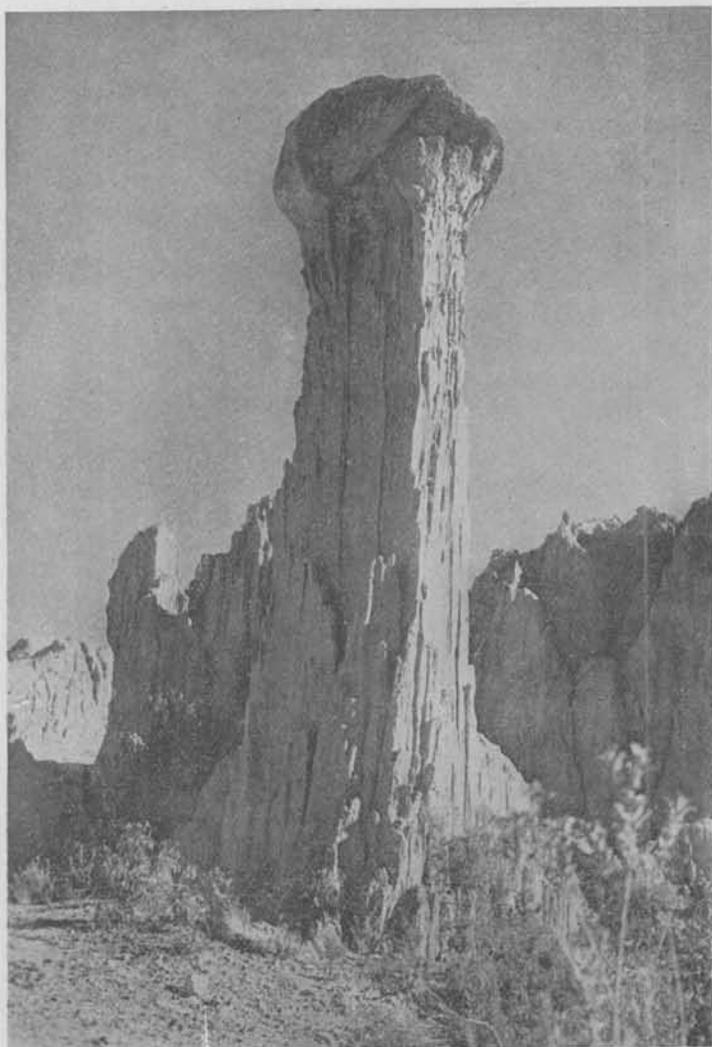


Fig. 86. — Pirámides de tierra cerca de Mallasa, río La Paz

hoya actual hasta gran profundidad, abriéndose paso más tarde a través de la barrera rocosa de Aranjuez. Los glaciares del último ciclo glacial eran ventisqueros de valle que avanzaban desde el Norte, de Caca Aca, de Aillaico y de Chacaltaya, bajando a los valles profundos surcados durante

el ciclo interglacial. Las murallas terminales de sus morrenas las observamos de un modo muy característico en la quebrada de Choqueyapu, a una altura de 3950 a 4050 m, en un punto situado a 6 km arriba de Purapura.

Así resulta que en el distrito de La Paz podemos distinguir dos ciclos glaciales: un ciclo bastante desarrollado que es aquel durante el cual se acumularon las morrenas altiplánicas, y un segundo ciclo, durante el cual tuvo lugar la formación de los glaciares que bajaban por los valles.

La génesis del valle actual. — En lo que respecta a las formas modernas de los terrenos alrededor de la cuenca actual de La Paz, hay que mencionar primeramente las terrazas fluviales que han conferido al paisaje de La Paz un rasgo característico. Según Troll (165) se distinguen tres terrazas principales: la más antigua y la más alta es el « piso de Pampajsi » (entre 3900 y 3800 m de altura), situado casi al nivel del Altiplano, entre la quebrada de Chuquiaguillo y la quebrada de Irpavi.

Ochenta metros más abajo al Este de la terraza de Pampajsi, se encuentra una segunda terraza que lleva « el piso de Irpavi » (3750 m).

El piso mejor desarrollado es aquel en que están ubicados los barrios inferiores de la ciudad de La Paz, es decir Sopocachi y Miraflores, situados a 240 m más abajo que el piso de Pampajsi. En la parte central de La Paz esta terraza se halla a poca altura encima del actual fondo del valle; en Sopocachi y Miraflores alcanza 50 a 60 m de altura y en la cuenca de Calacoto, donde está desarrollada excelentemente al Naciente del río de Irpavi, alcanza una altura de 80 m. Las superficies de estas terrazas bajan con ligera inclinación en dirección a Obrajes y Calacoto. Sus materiales se componen de rodados de granito regularmente cementados, además de rodados constituidos por pizarras metamorfoseadas y de areniscas. Las terrazas yacen, con una notable discordancia de erosión, sobre la Formación Inferior de La Paz. A consecuencia de la dureza los sedimentos de las terrazas tienen la tendencia a formar paredes escarpadas. Por la acción erosiva de las aguas se formaron en los diversos sedimentos del relleno, pilares y pirámides, especialmente en la Formación Superior de La Paz y en las terrazas fluviales. Las tres terrazas principales y otras terrazas de menor importancia, corresponden a épocas de levantamientos alternando con interrupciones y suspensiones de los movimientos tectónicos interglaciales. Estos levantamientos, que se efectuaron de un modo discontinuo, revivificaron a la erosión.

Por lo demás, la morfología de la cuenca de La Paz está influida por los enormes deslizamientos que se producen en la parte inferior de sus pendientes. Estos deslizamientos han removido las arenas inconsistentes de la Formación Inferior de La Paz. Los desprendimientos han dado al paisaje un carácter semejante al de los *badlands*. Se pueden observar y estudiar detalladamente tales desprendimientos en Santa Bárbara, en el río Choqueyapu, al frente de Obrajes, como asimismo en la hoya de Achocalla (fig. 87) que tiene la



Fig. 87. — Deslizamiento de Achocalla, visto del Alto

forma de un enorme anfiteatro. Según Troll (162) el gigantesco deslizamiento de Achocalla constituye uno de los mayores fenómenos de esta clase, conocidos hasta la fecha.

B. LOS ESTRATOS DE ULLOMA

En la zona del Altiplano, Forbes encontró por primera vez restos de vertebrados en Corocoro : Huxley (88) describió en 1860 este hallazgo como

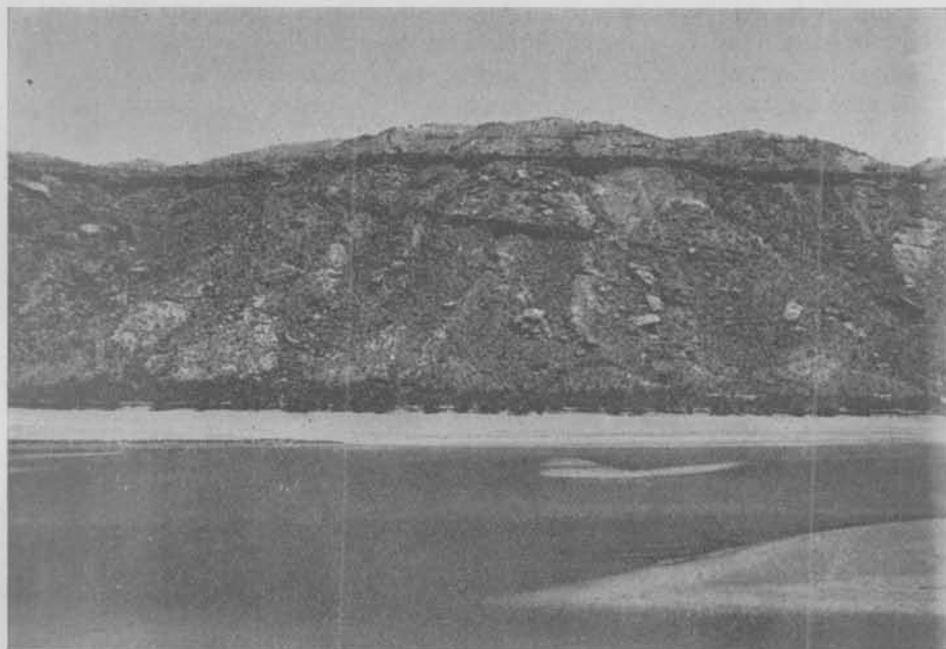


Fig. 88. — Estratos de Ulloma en posición discordante encima de estratos de Corocoro
Orilla occidental del río Desaguadero entre Calacoto y Ulloma

Macrauchenia boliviensis. Pero según Sefve este esqueleto, que está muy mal conservado, no corresponde a una especie de *Macrauchenia*. Resulta imposible determinar con exactitud el género ni tampoco se puede fijar con certeza al horizonte en que se encontraron los huesos.

Más o menos en el año de 1890, el ingeniero de minas y geólogo sueco Lorenzo Sundt descubrió restos de vertebrados en las cercanías de Ulloma, pueblo situado en la orilla del río Desaguadero a una altura de 3800 m. Philippi (128) en 1893 publicó una breve descripción de los fósiles encontrados por Sundt y conservados en el Museo de Santiago de Chile. Este

autor describió el cráneo de un *Scelidotherium* y restos de Mastodonte. En forma más detallada las capas fosilíferas de Ulloma fueron examinadas en 1905 por Pompecki (130) y en 1910 y 1921 por I. Sefve (141 y 142).

Entre Ulloma y Calacoto en gran extensión y en forma discordante encima de los estratos plegados de la formación de Corocoro, descansan estratos absolutamente horizontales de 5 a 6 m de potencia, que consisten en areniscas poco consolidadas, que contienen material tobáceo, de color claro, rojizo hasta anaranjado, además de un limo parecido al loess con lentes de cascajo. Estas areniscas contienen fragmentos rodados de cuarcitas y de guijarros procedentes del cuarzo de veta del Devónico. La superficie de este complejo ha sido modelada, en reducida extensión, en formas de *badlands* por la erosión de las aguas. Pompecki ha denominado a las capas de referencia como *Estratos de Puna*. Propongo más bien indicar este piso con el nombre de *Estratos de Ulloma*, según el lugar del hallazgo clásico de restos de vertebrados.

Los Estratos de Ulloma han sido formados por procesos fluviales (y en parte eólicos), según parece por la desintegración del « piso de Taraco », de edad neopliocénica, que se halla más al Este, en el distrito de Corocoro. Pero de ninguna manera se puede decir que los estratos de Ulloma son de origen glacial.

Los restos de vertebrados de Ulloma están siempre mal conservados. No se hallan individuos enteros, sino únicamente huesos aislados y separados que han sido arrastrados por las aguas. Como procedentes de Ulloma Pompecki y Sefve describieron las siguientes especies ;

- Mastodon bolivianus* Phil.
- Scelidotherium bolivianum* Phil. (142) ;
- Macrauchenia ullomensis* n. sp. (141) ;
- Hippidium nanum* ;
- Parahippidium bolivianum* ;
- Megatherium sundti*.

Douglas (54) menciona para la terraza superior del río Desaguadero, situada cerca de Ulloma a 200 pies encima del cauce actual, hallazgos de *Mastodon andium*, *Scelidotherium* y *Megatherium*.

El piso de Ulloma ocupa gran extensión en la zona altiplánica. Según referencias, existiría una acumulación de numerosos restos de vertebrados en la orilla occidental del lago Poopó, cerca de la Isla de Crequi Monfort. El cráneo bien conservado de un Toxodonte de menor tamaño fué hallado en la orilla del río Desaguadero cerca de Eucaliptus, por el ingeniero A. Posnanski. Lienzo Lazarte (108) hizo una descripción preliminar de este fósil (fig. 89).

Por el pequeño tamaño del animal y por otras anomalías que constituyen notables diferencias con las especies conocidas de toxodontes, Lazarte creó un nuevo género : *Posnanskiterium desaguaderoi*. El autor no indica el



Fig. 89. — Cráneo de *Posnanskiterium desaguaderoi* (del Museo Nacional de La Paz)

lugar de donde procedía el cráneo ; tampoco se sabe si el horizonte respectivo corresponde a los estratos de Ulloma o si es más antiguo.

Hace poco tuvo lugar un interesante hallazgo en la mina de estaño « Tihua Mines » situada en Carguaicollo, en la Cordillera de los Frailes. Allí a 4100 m de altura en gravas estañíferas fluvioglaciales se encontró un colmillo de Mastodonte que tiene un largo de 1,50 m y un diámetro de 18 cm. Este colmillo estaba completamente transformado en fosforita. Además, se encontró la mandíbula inferior de un *Hippidium*.

Estratos análogos a los de Ulloma contienen restos de vertebrados cerca de Betanzos, a 3390 m de altura, situado en la línea férrea de Potosí a Sucre. Sobre este hallazgo últimamente J. Pick (*Minería boliviana*, II, Dic. 1944) ha publicado un estudio.

La pequeña cuenca de Betanzos está abierta solamente hacia al Norte. En el Sud, Este y Oeste se halla limitada por los cerros rocosos, pintorescos, que se cierran a manera de un semicírculo. Estos cerros consisten en Areniscas Inferiores fuertemente comprimidas y enderezadas. Sobre ellas siguen Margas Multicolores con intrusiones de lava melafírica en su base.

Capas horizontales de sedimentos poco consolidados forman el relleno de la cuenca. Se los puede observar bien en el pequeño cañón del río Betanzos. A 12 m de altura afloran en este cañón los sedimentos siguientes :

6. Arenisca rojiza muy friable ;
5. Cascajo fluvial con capa fosilífera ;
4. Arena rojiza.
Discordancia de erosión.
3. Arenisca margosa gris-clara, semejante a loess ;
2. Capa lignítica de 5 a 15 cm de espesor ;
1. Arena amarilla-clara.

Los restos de fósiles son acarreados por el río, mal conservados y alterados en fosforita. Pick encontró restos de *Mastodon andium*, de Cérvidos y Équidos. El cascajo fosilífero es de edad interglacial y corresponde a la del horizonte B de la cuenca de Tarija.

Al NO de Sucre, a una altura de 2900 m hace tiempo en capas arcillosas se encontró el caparazón óseo de un *Glyptodon*, una coraza que desgraciadamente fué destruída más tarde.

Respecto a la edad de los Estratos de Ulloma, este piso yace en el Altiplano siempre con discordancia pronunciada encima de los estratos plegados de Corocoro, sin mostrar dislocaciones de ninguna clase. Los estratos de Ulloma también son más recientes que el piso de Taraco, pues contienen materiales disgregados que provienen de este grupo más antiguo. Ya Douglas hizo resaltar que los estratos de Ulloma componen la terraza superior del río Desaguadero entre Calacoto y Callapa. Según Troll (161) margas calcáreas del lago Ballivián, que corresponden al Cuaternario antiguo, se reúnen y se enlazan cerca de Nazacara, en la orilla del río Desaguadero,

con capas margosas y arenosas de color rojo, las mismas que contienen más abajo restos de vertebrados cerca de Challamarca. El mencionado autor saca la conclusión de que el nivel superior del lago Ballivián debe corresponder, en cuanto a su edad, a los estratos de Ulloma. Por eso me inclino a considerar al piso de Ulloma como preglacial o diluvial antiguo. Tal vez investigaciones futuras comprobarán el sincronismo de la Formación Inferior de La Paz con el piso de Ulloma, pues según A. Posnanski, se han encontrado restos de vertebrados, aunque raras veces, en la Formación Inferior de La Paz.

La fauna de vertebrados en el Altiplano se ha extinguido antes que la de la cuenca de Tarija, probablemente en el comienzo de la primera glaciación de la zona altiplánica. Los animales han vivido bajo condiciones climáticas más favorables y a menor altura que en la actualidad.

Si calculamos el levantamiento interglacial en 800 m, resulta entonces que el Altiplano durante el Cuaternario antiguo tenía una altura de 3000 m apenas. El hecho de que los animales herbívoros pueden soportar empeoramientos considerables del clima, se desprende por el hallazgo de *Rhea americana* de una forma casi idéntica en el Chaco y sobre el Altiplano, a alturas de 390 respectivamente 3800 m, además por la existencia de pequeños armadillos en el Altiplano en los alrededores del Sajama.

C. LA GLACIACIÓN CUATERNARIA

Acerca de la glaciación cuaternaria de los Andes de Bolivia existen investigaciones por Hauthal (78), Herzog (84) y por Troll (162 y 163). Este último, en sus viajes durante los años de 1925 a 1928, efectuó estudios muy detallados con respecto a la glaciación en la Cordillera Real. Existen notables diferencias entre las interpretaciones de estos autores acerca del número de las glaciaciones, considerando de una a tres épocas de glaciación.

Consideraremos primeramente los efectos de la glaciación en la cordillera alta del Norte. En la falda occidental de las cordilleras septentrionales se extiende hacia el Altiplano una capa potente y casi ininterrumpida de depósitos morrénicos, de 20 km de ancho, que baja suavemente hacia el poniente. Las partes mejor conservadas de esta capa diluvial se hallan al pie occidental de la Cordillera de Apolobamba y al pie de la Cordillera Real entre la quebrada San Francisco en el Norte y el Alto de La Paz en el Sud. Hacia el Altiplano la capa diluvial va adelgazándose; sus gravas son menos gruesas hacia el Oeste. Por fin termina la cubierta detrítica en las planicies pantanosas de Peñas y de Viacha. Las formas superficiales típicas de estas morrenas altiplánicas han sido destruidas completamente por los efectos de la denudación. La potencia de esta capa morrénica en la Cordillera de Apolobamba, cerca de Suches, llega hasta 300 m. En la zona al Oeste de la Cordillera Real las gravas glaciales bajan, según Troll, en las

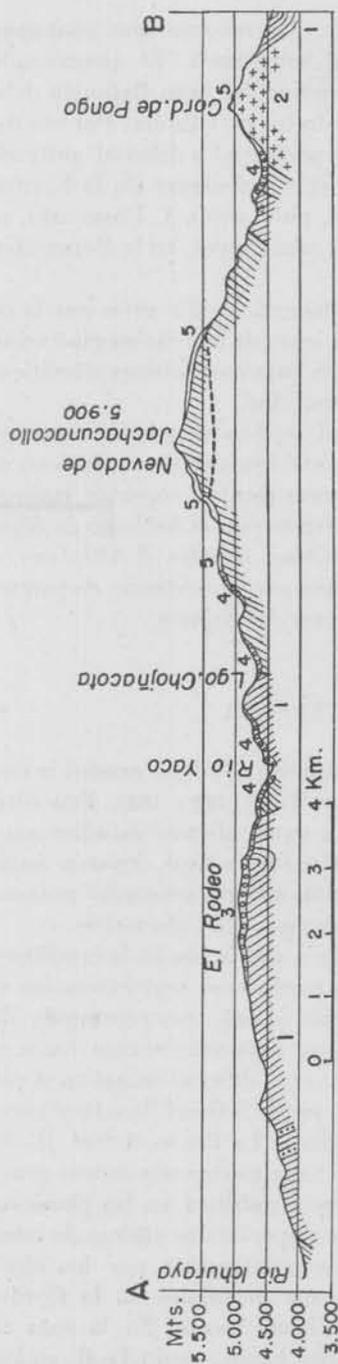


Fig. 90. — Perfil a través de la Cordillera Tres Cruces : 1, Devoniano Inferior; 2, Granodiorita; 3, Morrenas altiplánicas, procedentes de la penúltima glaciación; 4, Morrenas laterales procedentes de la última glaciación; 5, Nieves perpetuas y heleros

inmediaciones de Achacachi, al nivel actual del lago Titicaca o hasta un nivel más bajo.

Hacia el Sud, la capa diluvial se extiende hasta los alrededores de la ciudad de La Paz, donde es bien visible en los bordes septentrionales de la cuenca formada por el río de La Paz.

Al Oeste de la Cordillera de Tres Cruces, las morrenas altiplánicas se han conservado en mayor extensión y continuidad en la vasta planicie de « El Rodeo » cuya altura alcanza en su parte septentrional hasta 5000 m. El gran ventisquero cuyas morrenas de fondo están a la vista en « El Rodeo », bajaba de la región de Laramcota hacia el Sud. Sus depósitos están separados de la Cordillera Tres Cruces por una garganta profunda, cortada en una época muy reciente, que constituye la quebrada del río Yaco (fig. 90).

Estas morrenas altiplánicas son testimonios de la penúltima época glacial. Su edad antigua ya se reconoce por el hecho de que han desaparecido los detalles de sus formas, como por ejemplo las murallas de morrenas, por los efectos de la erosión; además, los rodados que componen estas morrenas, con frecuencia están alterados.

La capa morrénica de la penúltima época glacial ha sido cortada por los valles que descienden de la cordillera hacia el Altiplano, y cuyo perfil muestra la forma de una U. Estos valles contienen además las morrenas laterales y terminales de la última época glacial. Un buen ejemplo ofrece el curso superior del río Choqueyapu más arriba de La Paz. El valle de este

río forma un tajo que corta las morrenas altiplánicas de la penúltima glaciación y que se profundiza hasta alcanzar la base paleozoica. Un corte a través de este valle muestra también la forma de su perfil en U. A 6 km arriba de La Paz, a una altura de 4000 m en el valle se observa una muralla transversal de morrenas terminales bien conservadas, de 150 m de altura. Por consiguiente hay que deducir que en la última época glacial este valle estaba relleno por un gran ventisquero que bajaba de la cordillera hasta el límite de 4000 m.

Durante la fase interglacial habíase realizado un aumento considerable de la erosión que únicamente puede ser explicado por un levantamiento del suelo, según ya fué notado por Troll. Este levantamiento intercuaternario alcanzó según Troll (161) en el margen oriental del bloque de la Puna, una altura de por lo menos 1000 m. En el interior del mismo bloque no se puede calcular la amplitud del movimiento vertical. El levantamiento de referencia fué netamente epirogénico, es decir, lento y continuo, realizándose sin dislocaciones laterales.

En el curso superior del río Sorata (río San Cristóbal) cerca de la confluencia del río Collana con el río de Sorata, a una altura de 2900 m, observamos grandes morrenas terminales de un ventisquero que bajaba del cerro Jancohuma. Estas murallas glaciales que se observan en el valle mencionado, están situadas a 1400 m debajo del nivel de las morrenas altiplánicas existentes al Oeste de la garganta del río Sorata.

En resumen, se puede distinguir en la Cordillera Real las siguientes etapas del desarrollo glacial:

1. Glaciación extendida hasta la planicie al pie de la cordillera, con enorme acumulación de morrenas hasta la zona altiplánica. Los detalles primitivos del relieve glacial se han borrado por efecto de la denudación. Este ciclo corresponde probablemente a la penúltima época glacial (« Riss »);
2. Retirada de los glaciares hasta dentro de la zona cordillerana. Erosión de las morrenas altiplánicas por excavación de valles que ya casi alcanzaron la profundidad actual;
3. Segunda glaciación con avance de ventisqueros que bajaban por los valles anteriormente excavados por la erosión interglacial. Este segundo ciclo corresponde a la última época glacial (« Würm »);
4. Retirada de los ventisqueros de los valles hasta el estado actual, formando morrenas de retroceso.

Se desprende de lo anteriormente dicho que en las cordilleras de Bolivia hasta la fecha tan sólo se han podido distinguir dos épocas glaciales, mientras que casi en todo el mundo durante el período cuaternario han sido comprobados cuatro ciclos glaciales. En cuanto a los dos ciclos glaciales más antiguos, sus rastros probablemente se han borrado a causa de los levantamientos interglaciales de la cordillera. No se puede descartar la posibilidad de que la Formación Inferior de La Paz contuviera sedimentos correspondientes a tales ciclos diluviales antiguos.

Los vestigios de las dos épocas glaciales realmente comprobados, aunque a veces en forma menos pronunciada, se hallan en todos los niveles altos de las cordilleras centrales y orientales. Allí donde al Sud de Ichoca la Cordillera Central pierde altura ensanchándose, toda la altiplanicie con cumbres suaves y alturas entre 4200 y 4600 m, estaba cubierta por hielo en gran extensión. Se pueden observar bien las morrenas básicas de estos glaciares, que eran del tipo de los ventisqueros de las planicies, cerca de la línea divisoria al Sud de Caluyo.

En las cordilleras orientales de Cochabamba, Steinmann y Herzog (84) observaron tres etapas distintas del retroceso de la glaciación; etapas que se notan en los valles que bajan desde la Cordillera del Tunari hacia la cuenca de Cochabamba. Así por ejemplo en el valle del río Llave que viene del macizo del Tunari, existe una morrena terminal a una altura de 2800 m. En esta zona no se pudo distinguir dos épocas glaciales; las morrenas terminales que se han observado deben atribuirse a la última glaciación.

Lo mismo puede afirmarse respecto de la glaciación de la Cordillera de Azanaques, y de la Cordillera de los Frailes, donde se han conservado morrenas frontales no desgastadas a alturas de 4200 m. Los efectos de la glaciación quedan fuertemente grabados en la Cordillera de Potosí, donde las morrenas bajan hacia la ciudad de Potosí en forma de murallas potentes, cuyo espesor llega hasta los 400 m. En la Cordillera de Santa Victoria (Tacsara) observé morrenas terminales en la falda oriental de la cuenca glacial de Calderilla, a una altura de 3200 m. En todos estos casos hay que suponer que se trate de depósitos de la última época glacial; en el Sud de la República no se pudieron comprobar vestigios de glaciaciones anteriores.

En las cordilleras occidentales la glaciación tuvo menor extensión que en las cordilleras orientales a causa de su clima más seco. Los ventisqueros se limitaron a las cumbres más altas, como por ejemplo la del volcán Sajama.

En lo que respecta a la glaciación actual, su intensidad disminuye en las cordilleras altas desde el Norte hacia el Sud. Bien provista de glaciares es la Cordillera de Apolobamba donde las lenguas de los heleros bajan hasta 4600 m. En la Cordillera Real los ventisqueros terminan a alturas entre 4650 y 5030 m; en la Cordillera de Tres Cruces terminan a un nivel un poco más alto, es decir, entre 4900 y 5100 m. Al Sud de la Cordillera de Santa Vera Cruz ya no existen heleros.

El límite actual de las nieves perennes se encuentra, según Troll, en el lado occidental de la Cordillera Real a una altura de 5300 a 5400 m; en el lado oriental del macizo del Illampu, en el circo glacial de Cooco, el límite de la nieve perenne fué determinado a un nivel de 5450 a 5470 m. Herzog ha interpretado acertadamente el problema: el límite de las nieves se encuentra a un nivel superior en el lado oriental de las cordilleras altas con motivo de la mayor insolación de las pendientes orientales durante las mañanas y de las corrientes ascendentes cálidas procedentes de los valles inferiores.

En todas partes los ventisqueros muestran un movimiento retrógrado. Tal fenómeno se hace notar particularmente en la Cordillera de Tres Cruces, cuyo lado oriental, hace 40 años, estaba fuertemente provisto de glaciares, mientras que hoy estos ventisqueros en su mayor parte han desaparecido. El gran helero del valle de Laramcota, que es el ventisquero más largo de esta cordillera, se ha retrocedido por lo menos 500 m durante los últimos 40 años. Este helero terminaba en el año 1900 a una altura de 4850 m y a una distancia de 150 m del lado superior de Laramcota; en cambio, actualmente termina a una altura de 4920 m.

En la Cordillera Occidental el límite de las nieves se encuentra a un

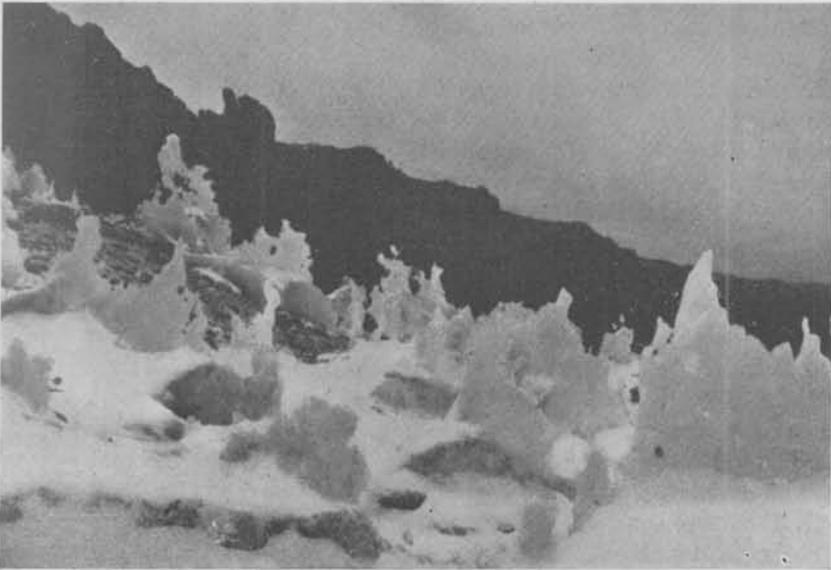


Fig. 91. — Nieve penitentes en la falda del Sajama

nivel mucho más alto que en la Cordillera Oriental, a causa de su clima más seco; tal vez también la insolación alcanza un mayor grado que en el Este. Únicamente las cumbres más altas llevan nieves perennes, así por ejemplo el Sajama donde el límite de la nieve perenne se halla a más o menos 5800 m. En la falda Sud del Sajama los ventisqueros bajan hasta 5300 m. Las Payachatas igualmente llevan nieve perenne, pero faltan los ventisqueros. Allí el límite de las nieves está a 5900 m.

Los volcanes altos del Ollagüe (5870 m) y Aucaquilcha (6180 m), situados más Sud, no llevan nieve perenne.

Es notable la presencia de penitentes de forma típica en las faldas del Sajama, donde se forman durante los meses del invierno (véase fig. 91).

En las cordilleras centrales y orientales observé tan sólo formaciones poco pronunciadas de hielo dentado, de picos de hielo y de nieve penitente en el comienzo de su formación; así por ejemplo en el ventisquero de la altiplanicie de Atoroma situado en la Cordillera de Tres Cruces, y en la Cordillera de Apolobamba.

D. LOS LAGOS CUATERNARIOS DE LA ALTIPLANICIE

I. EL LAGO BALLIVIÓN

(Historia del Lago Titicaca)

La génesis de los grandes lagos del Altiplano, desde tiempo remoto ha sido objeto de estudios de geógrafos y geólogos. En 1876 Agassiz (1), examinó el lago Titicaca, y en 1905 Bandelier (19) publicó los resultados de sus estudios acerca de este lago. Neveu-Lemaire (117) editó en 1906 sus estudios detallados titulados: *Les lacs des hauts plateaux de l'Amérique du Sud*. En esta obra publicó los primeros sondeos del fondo del lago Titicaca, describiendo también la fauna y la flora del lago. En 1907 y 1913 Bowman (37 y 39) viajó por el Altiplano. Debemos a este autor estudios fisiográficos fundamentales. Bowman comprobó por vez primera que el lago Titicaca y el lago Poopó no son residuos de un único lago grande que ocupaba todo el Altiplano, según se había supuesto, sino que han existido allí diferentes lagos de edad distinta. Gregory (68) efectuó en 1913, estudios geográficos y geológicos en la Isla del Sol (Isla Titicaca) y en las islas adyacentes.

C. Troll (161) que emprendió, en los años de 1925 al 28, viajes extensos a través del Altiplano, pudo confirmar, sobre la base de nuevas investigaciones, los resultados principales de Bowman. Ultimamente Moon (116) publicó una síntesis de nuestros conocimientos acerca de los lagos antiguos del Altiplano.

Los problemas de la historia del lago Titicaca, únicamente pueden ser resueltos y esclarecidos definitivamente, en base al relevamiento exacto de un mapa geológico y tectónico de sus orillas. Este trabajo no se ha efectuado hasta la fecha¹. El autor de la presente obra se ha ocupado solamente en realizar investigaciones de las riberas del lago, en las partes correspon-

¹ Después de la terminación del presente manuscrito el autor recibió por gentileza del doctor Norman D. Newell, geólogo del gobierno peruano, un mapa geológico muy detallado de la parte peruana de la región del Titicaca, en escala 1:1.000.000, el cual será publicado dentro de poco. En base a este levantamiento excelente y de los levantamientos del autor, que se extienden a la parte boliviana de las orillas del lago Titicaca, pudo concebirse una idea perfecta de las condiciones geológicas y tectónicas de la región del Titicaca.

dientes a Bolivia. Los resultados de estos estudios se darán a conocer a continuación :

El límite entre el Paleozoico y los sedimentos terrestres neozoicos, atraviesa al lago diagonalmente, siguiendo la línea de Coniri a Copacabana y Puno. Según se desprende del mapa batimétrico del Titicaca, trazado por Neveu-Lemaire (fig. 92), la isóbata de 200 m está situada en la parte oriental del Lago Grande, es decir, en la región donde existe un subsuelo paleozoico. El punto de mayor profundidad, que se ha medido mediante sondeos, se halla a 272 m debajo del nivel de las aguas, cerca de la Isla Soto, en territorio peruano.

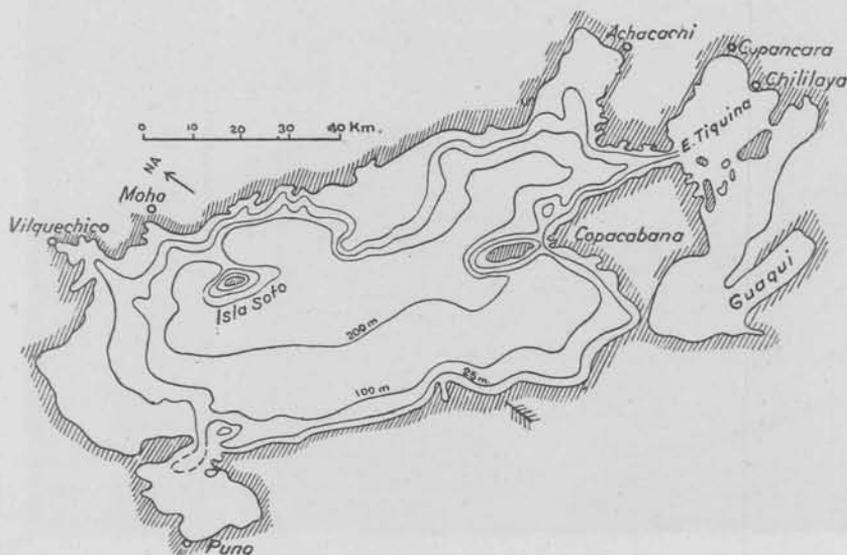


Fig. 92. — Mapa batimétrico del Lago Titicaca (según Neveu-Lemaire)

El mapa de la orilla oriental del Lago Grande (fig. 39) muestra que los estratos paleozoicos de aquella zona se hallan intensamente plegados y dislocados. Su rumbo varía entre N-S y E-O. Las alas occidentales de los anticlinales con frecuencia se han hundido, hallándose debajo del nivel del lago. Las dislocaciones que separan las diferentes escamas al NE del lago, buzan hacia el naciente.

Por estas fallas longitudinales con frecuencia han subido diques eruptivos, que a veces pasan, hacia el techo, en derrames extensos. Empecemos con su descripción por el Norte. Entre el puerto de Puerto Acosta y el río Huaycho se observan intrusiones filoniformes de dacita, encajadas dentro de esquistos devónicos, con rumbo NO.

En Ispaya, al NO de Ancoraimes, comienza una dislocación de 10 km de largo, ubicada dentro de los esquistos devónicos, que contiene casi por toda

su longitud, un dique eruptivo. Su rumbo es paralelo a la ribera actual del Lago, N 47° O. En la misma falla está situada, cerca de Ispaya, la pequeña intrusión del cerro Turrini, y más al NO, la erupción del cerro Hilata. En el cerro Pulpito del Diablo (4070 m, fig. 93), el dique alcanza un ancho de 400 m.

A cuatro km al NO de este cerro dominante, emerge una isleta volcánica encima del nivel de las aguas. Aquí tenemos un ejemplo excelente de una dislocación larga, donde los estratos del ala occidental se han hundido,

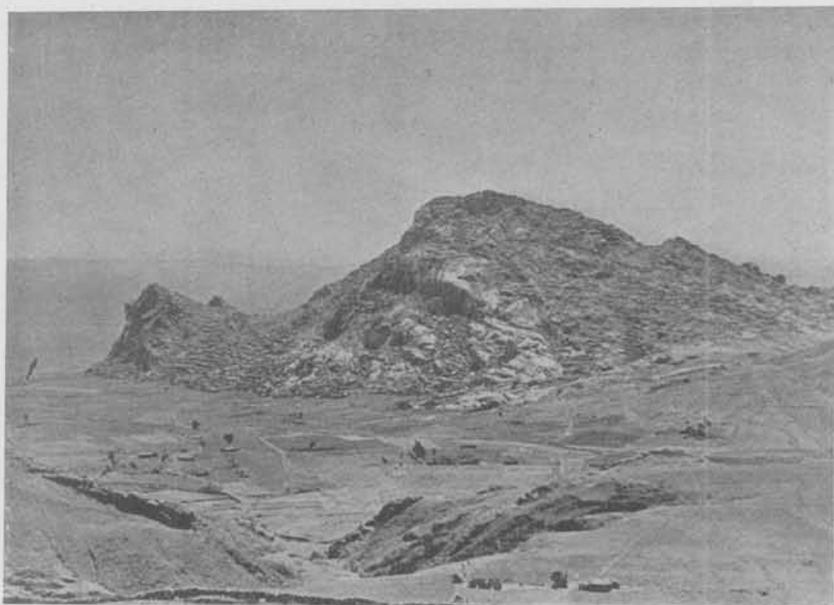


Fig. 93. — Cerro Pulpito del Diablo

descendiendo debajo del nivel del lago. El dique eruptivo forma escarpas verticales hacia el lago.

La isleta Choquella, situada a 20 km al Oeste de Escoma, está constituida por rocas dacíticas. Se levanta a modo de un macizo alargado en dirección N-S, hasta 60 m encima del nivel lacustre. Rocas sedimentarias encajonantes están ausentes allí.

Extensos derrames volcánicos constituyen gran parte del puente de tierra firme, que separa el lago grande del lago chico y que está interrumpido solamente por el angosto Estrecho de Tiquina. En la parte oriental de este puente las rocas volcánicas componen principalmente la península de Huata, formando allí la serranía de Siquinpata (4450 m), en cuya base afloran esquistos devónicos. Los mantos bien conservados consisten generalmente en dacita, pero también se observan rocas andesíticas y basálticas.

En los alrededores de Copacabana (véase el mapa, fig. 35) mantos análogos de dacita componen los cerros rocosos y pintorescos que rodean el pueblo. Parece que las erupciones se efectuaron allí mediante un dique situado en la gran línea tectónica al Este de Copacabana y que separa los estratos devónicos del Este de las areniscas margosas terciarias del Oeste.

Cerca de Yunguyo, en la orilla occidental del lago, se levantan cerros dacíticos hasta 5000 m. Allí se pueden reconocer derrames de lavas bien conservados, pero faltan restos de cráteres.

Todas estas rocas intrusivas y efusivas, que tampoco faltan en el lado peruano del lago, se distinguen de un modo muy característico, de los macizos miocenos de la misma región. Mientras que estos últimos (como por ejemplo el pequeño macizo dacítico al Norte de Carabuco, con mineralización estannífera) generalmente muestran contornos redondeados, siendo estas rocas alteradas por procesos hidrotermales, las lavas arriba descritas casi siempre constituyen erupciones de fracturas. Estas rocas son bastante frescas, mostrando considerable diferenciación, desde rocas leucócratas con gran cantidad de cuarzo libre (liparitas) hasta andesitas y basaltos. Las formas típicas de los mantos y coladas de lavas se han conservado bien. Yacimientos minerales en relación genética con estas efusiones faltan completamente.

De todas estas características podemos sacar la conclusión de que las erupciones descritas son más recientes que las del volcanismo mioceno. Corresponden al volcanismo de la época pliocena que hemos descrito en la página 223, y son probablemente de la misma edad que las tobas de los « Estratos de Mauri » de la Cordillera Occidental (pág. 247).

De lo anteriormente expuesto se desprende que el hundimiento del foso que está ubicado el actual Titicaca, como asimismo la formación primordial de la depresión altiplánica en general no se ha efectuado durante el Mioceno sino en el Plioceno. Sería una consecuencia del solevantamiento diferencial de las cordilleras altas en el Este y del hundimiento del área interandina al Oeste.

Según indican el perfil fig. 94 y el mapa fig. 39, la tectónica de la orilla oriental del Lago Grande está caracterizada por una presión fuerte desde el NE. Se infiere que fajas cretácicas, muy inclinadas hacia el NE, se hallan metidas dentro de los terrenos devónicos en forma de sinclinales volcados, estando sobreescurradas en parte sus alas orientales por estratos devónicos.

Por otra parte (según una comunicación del doctor N. Newell) la ribera occidental del lago muestra una tectónica caracterizada por presiones que provenían del Sudoeste. Entonces resultaría que el foso tectónico ocupado actualmente por el Titicaca, está situado en el límite entre dos direcciones opuestas de presiones. Esta cuestión, que es importante en lo que concierne al origen del lago, merece mayores estudios en el futuro.

Como consecuencia del levantamiento plioceno de los Andes, que sig-

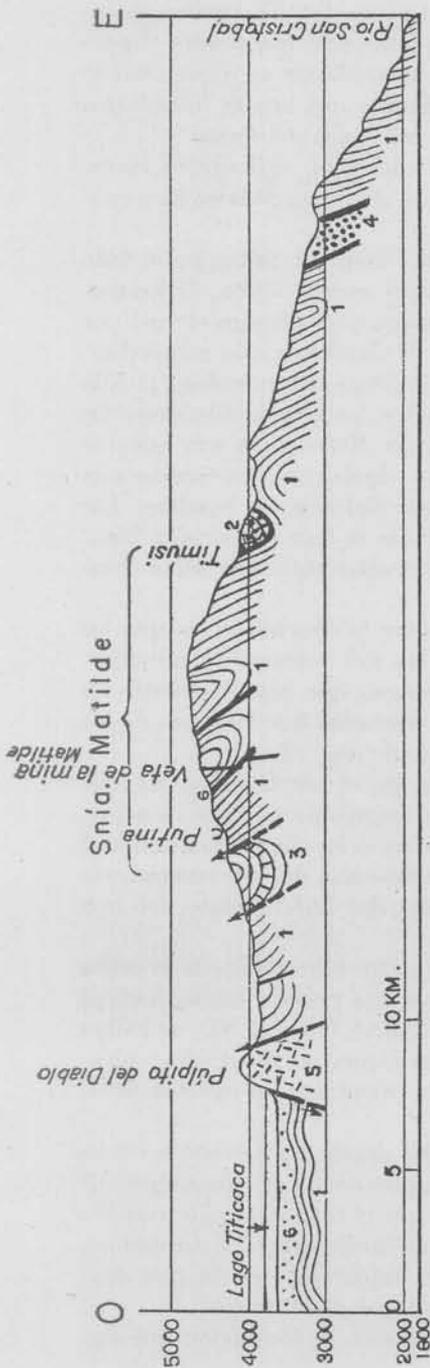


Fig. 94. — Perfil a través de la «Serranía de Matilde»: 1, Devónico Inferior; 2, Carbonífero Superior; 3, Cretácico Medio con el horizonte calcáreo de Ayavacas; 4, Cretácico Superior; 5, Dique liparítico (pliocénico); 6, Aluvión del Lago Titicaca

nificó un ascenso considerable, y como resultado de la erosión de la Cordillera Real, el pie occidental de la serranía se cubrió de grandes masas de rípios, descritos ya anteriormente (pág. 250). Mientras que estas gravas han sido eliminadas cerca de la falda cordillerana, a causa de los deshielos, más al Oeste se han conservado los rípios pedemontanos, en forma de remanentes. Éstos se hallan en las orillas del actual Lago Titicaca al NO de Huarina, constituyendo un grupo de colinas que se apoyan al SE en las montañas dacíticas de la serranía de Si-quimpata. La parte septentrional de la isla de la Luna también está formada por estos rípios fluviales. Además los sedimentos gruesos componen la península al SO de Copacabana y afloran en gran extensión en la península de Taraco, entre Tambillo y Guaqui, que forma una saliente en el Lago Chico. Estos rípios poco consolidados fueron cortados por fallas e inclinados por el segundo movimiento orogénico andino, a fines de la época pliocena. Es de suponer que tales escombros han rellenado y nivelado las depresiones actualmente ocupadas por el Titicaca, especialmente la hondura del Lago Chico. El frente de los rípios está ubicado aproximadamente en la línea de Guaqui a Yunguyo. Las gravas faltan en las orillas de la parte septentrional del lago.

Recién después de la formación de la penplanicie pedemontana aconteció la acumulación de aguas en las depresiones pandas. Esto sucedió más o menos en el límite entre el Plioceno y Pleistoceno. El lago

alcanzó rápidamente su nivel máximo. Posiblemente la cuenca primitiva fué endoreica (hoya cerrada).

Este lago del Cuaternario antiguo fué denominado por Bowman «Lago Ballivián», en homenaje al eminente sabio boliviano don Manuel Vicente Ballivián. El lago abarcaba una superficie mayor en un 50 % a la del lago actual, extendiéndose hacia NO considerablemente en territorio peruano. Hacia SE el lago ocupaba vastas regiones al Sud de la puerta del Desaguadero. Este distrito está drenado actualmente por el río Desaguadero. En las orillas de estos terrenos relativamente bajos están situados los pueblos siguientes: Jesús de Machaca, Caquiaviri, Achiri y Santiago. En este lago la serranía de San Andrés, constituida por areniscas, formaba una isla.

Según Bowman (39) el Lago Ballivián llegaba por el Sud hasta un umbral situado al Norte de «La Concordia», en la confluencia del río Pontezuelo con el Desaguadero. Bowman llamó a esta abertura *Fairweather gap*. A Troll corresponde el mérito de haber comprobado que Bowman se equivocó al respecto. Troll (161) dice lo siguiente:

Sedimentos pleistocenos antiguos del Lago Ballivián, que consisten en parte en hiladas calcáreas y tizas, se entrelazan cerca de Nazacara con una formación de arenas y margas rojas, la que contiene más abajo, es decir en los alrededores de Challamarca, restos fósiles de vertebrados. Pero esta formación no termina de ninguna manera, según ha creído Bowman, al Norte de Concordia en el llamado *Fairweather gap* sino que allí pasa a una facies de ripios que componen vastas terrazas de acarreo que bajan de la serranía de Corocoro.

Lo que Bowman consideraba como depósitos del Lago Minchin, que según su opinión empezaba en la Concordia, son sedimentos fluviales del río Desaguadero, río que tiene una caída insignificante, con un desnivel de 117 m en 325 km de largo. El lago Ballivián se extendía con una lengua delgada más al Este hacia las cercanías de Ulloma. Entre Ulloma y Callapa el antiguo lago alcanzó su terminación en una barrera donde se encontraba la embocadura antigua del Desaguadero. Este río atraviesa por un trecho de más o menos 20 km la serranía de Corocoro, constituida por areniscas, y desemboca cerca de Umala en la planicie central del Altiplano (fig. 98).

En los alrededores de Guaquí, el Lago Ballivián se extendía hasta el Este de Tiahuanacu. Al naciente de los campos de ripios de Taraco, el Lago Ballivián formaba una bahía que llegaba hasta Tambillo. Separada de ésta por la serranía paleozoica de Cumana-Pucarani, existía otra ensenada en dirección a La Paz que se extendía hasta Pucarani.

Las orillas occidentales y orientales del Lago Ballivián no distaban mucho de los bordes actuales. En el Este el lago pleistoceno ocupaba las bahías de Achacachi y de Ancoraimas, como asimismo un ribete cerca de la costa actual de Carabuco y de la península Challapata. En las proximidades de Escoma, el Lago Ballivián penetraba en el golfo que actualmente

está drenado por el río Suches. A lo largo del río Huaycho el lago diluvial se extendía hasta Puerto Acosta, de manera que los cerros devónicos situados al Oeste del río mencionado, constituían un archipiélago con numerosas islas en el Lago. Además, el Lago Ballivián se extendía encima del istmo de Yunguyo; por este motivo la actual península de Copacabana formaba entonces una isla separada. La delimitación del Lago Ballivián, en la zona que corresponde al territorio boliviano, se ha trazado en el mapa (fig. 98).

Según fué comprobado por primera vez por Bowman, las márgenes del Lago Ballivián se encontraban aproximadamente 40 m encima del nivel actual del Lago Titicaca⁴. Terrazas y playas levantadas existen en escala *muy reducida*; la mayor parte de las terrazas fué desgastada por la erosión.

Observé una terraza ancha al Oeste de la carretera de Copacabana a Yunguyo (véase el mapa fig. 35). La península que sale allí por el lado del poniente, está constituida por ripios pedemontanos. Dentro de esta faja está encajada una terraza amplia, a 6 km al SO de Copacabana. Encima de esta terraza están ubicadas la iglesia y las casas de una comunidad. El frente de la terraza está situado 36 m encima del nivel del lago (fig. 95). Aquí tenemos la prueba de que los campos de ripios pedemontanos son más antiguos que el nivel máximo del lago Ballivián. En muchos lugares se encuentran depósitos de margas calcáreas como residuos del lago Ballivián, como, por ejemplo, cerca de Nazacara y Caquiaviri. En otros puntos los depósitos del lago antiguo están formados por arcillas finas laminadas, alternando con limos y arenas estratificadas finas. Bowman menciona en ellas moluscos parecidos a los que viven actualmente en el Lago Titicaca. Estos restos fósiles se han encontrado en depósitos arcillosos del Lago Ballivián, a 50 hasta 100 pies encima del nivel actual del Titicaca, así por ejemplo, en la quebrada Carabaya cerca de Guaqui, en los alrededores de Tiahuanacu y en Ancoaquí en la orilla del río Desaguadero. El doctor G. H. Dall ha determinado una parte de los moluscos coleccionados en Ancoaquí por Bowman. Según Dall la edad de estos moluscos es probablemente pleistocena antigua. A. Bavay (21) entre los moluscos recogidos por Neveu-Lemaire determinó un *Bulimulus Chenui*? Reeve, subfósil, de Tiahuanacu, a 15 m encima del actual nivel del Lago.

El Lago Ballivián probablemente era contemporáneo de los estratos de Ulloma. Después de la formación de los sedimentos de Ulloma, se efectuó una erosión en el valle del Desaguadero, causada por solevantamientos en las zonas septentrionales. Como consecuencia se vació el Lago Ballivián hasta el nivel actual del Lago Titicaca. Se trata en estos procesos, de ascensos epirogénicos dentro del bloque de los Andes que acontecían sin dislocaciones visibles.

El nivel del Lago Ballivián durante el Cuaternario se encontraba a una

⁴ El doctor N. Newell (comunicación al autor) en el lado peruano, en la terminación septentrional del Lago, ha encontrado indicios de un nivel antiguo del Titicaca, que llegaba aproximadamente a 90 m encima del nivel actual.



Fig. 95. — Terraza del Lago Ballivián al SO. de Copacabana

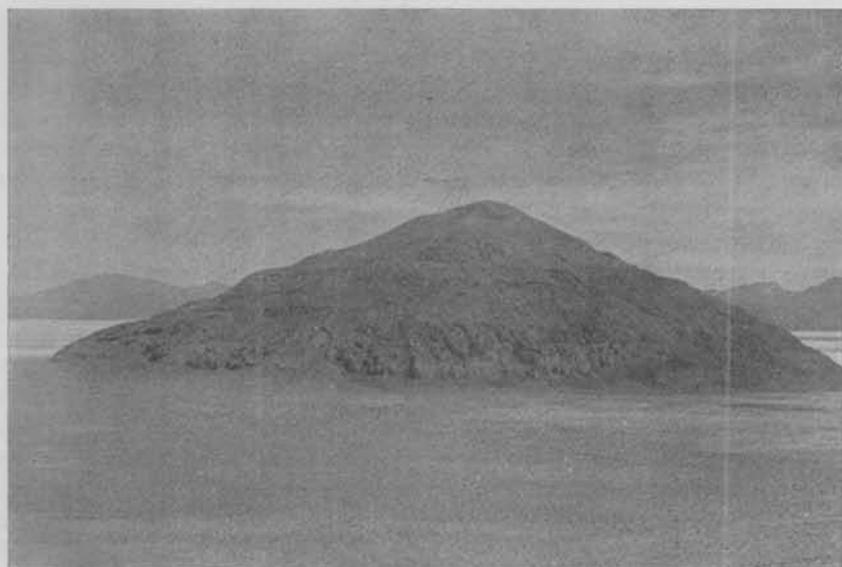


Fig. 96. — Terrazas del lago Minchin en la falda del cerro Llipillipi

altura de 100 m encima del nivel del Lago Minchin. No conocemos las cifras absolutas de altura arriba del nivel del mar, ignorándose el monto de las oscilaciones y levantamientos durante los ciclos glaciales e interglaciales. Actualmente notamos las terrazas del Lago Ballivián a alturas de 3840 a 3850 m; las terrazas superiores del Lago Minchin se observan a una altura de 3735 m, lo que quiere decir que el Lago Minchin nunca alcanzó, ni en la época de su máximo desarrollo, el nivel actual del Titicaca.

El retroceso del Lago Ballivián hasta el nivel actual del Titicaca (3807 m) o hasta un nivel inferior, debe haber sucedido ya antes de la penúltima época glacial, pues Troll (165) observó que, en los alrededores de Achacachi, rípios glaciales desembocan al nivel actual, descendiendo tal vez hasta niveles más profundos. Por tal motivo se desplazó la desembocadura del Desaguadero a su situación actual. Así es que en la época post-glacial, se verificó una reducción gradual del primitivo sistema de lagos, disminuyendo la afluencia de las aguas del deshielo y aumentando en cambio la evaporación.

Como una prueba de que el nivel del lago correspondía durante largo tiempo al actual, con oscilaciones insignificantes, mencionaremos las orillas escarpadas formadas por el oleaje, que en todas partes llegan a 8 m encima del nivel actual del lago. Se las puede observar bien en los peñascos de Tiquina y de la Isla de Coati. También los médanos de la península de Challapata al NO de Carabuco, en la desembocadura del río Huaicho y cerca de Puerto Acosta, se elevan generalmente a 6 y 10 m encima del nivel actual del lago. Solamente en casos excepcionales en algunas faldas el viento empujó las arenas a un nivel superior.

En lo que se refiere a la historia del Titicaca en tiempos históricos, cabe destacar que las oscilaciones de su nivel se efectúan dentro de límites estrechos (más o menos 10 m) pues las construcciones de las épocas preincaica e incaica están situadas en gran parte a 5 hasta 20 m encima del nivel del lago; pero en parte — esto se refiere solamente a construcciones arquitectónicas de la época de Tiahuanacu — están situadas a niveles tan bajos que solamente son visibles en la superficie cuando bajan las aguas.

Cambian, con un cierto ritmo, épocas de nivel alto y de nivel bajo del lago. Respecto a la última década, existen mediciones exactas, iniciadas por M. Hochschild. El lago bajó 5,20 m entre los años 1933 a 1943. En 1943 la boca del Desaguadero se hallaba a un metro encima del nivel del lago, de manera que las aguas del Desaguadero vertían en el lago. Así es que el lago transitoriamente no tuvo desagüe, hecho que ya fué observado en 1835 por Pentland. Sin embargo, no existen pruebas de que la metrópoli preincaica de Tiahuanacu se haya encontrado a orillas del lago. Las colinas de Acapana, etc., que se levantan allí con poca altura y en forma de terrazas, contienen depósitos gruesos fluviales. Respecto al clima, no sabemos si se hubieron verificado cambios fundamentales en tiempos históricos. Pues las orillas del Lago Titicaca pertenecen aún en la actualidad a las zonas más pobladas del Altiplano. Se cree que la colonización durante la

época preincaica, haya sido más escasa y rala que en la actualidad. Brügger (*Geología general*, 1929, t. I, pág. 301) está convencido de que durante la existencia del Lago Ballivián, el clima de la Altiplanicie y de la Cordillera Real, era mucho más lluvioso que hoy día. En efecto, es muy probable que durante la época del cuaternario antiguo, las precipitaciones atmosféricas estaban en exceso sobre la evaporación, mientras que en los tiempos actuales, la evaporación prevalece, en ciertas zonas del Altiplano y especialmente durante algunos meses del año, en comparación a las escasas precipitaciones. Solamente la estación de lluvias de 1943 a 1944, constituyó una excepción de esta regla general.

Por fin debemos rechazar la hipótesis expresada frecuentemente de que el Lago Titicaca hubiera tenido antiguamente un desagüe al río de La Paz. Esta idea es errónea por el motivo de que el Lago Ballivián es más antiguo que la cuenca actual de La Paz, que es un producto de la erosión post-glacial y reciente.

La fauna del lago, descrita por Neveu-Lemaire (117) es pobre en especies. Esta fauna autóctona contiene, aparte de aves acuáticas, pocas especies de peces (*Trichomycterus rivolatus* = Suches; seis especies de *Orestias* = Boga, Carachi y Pongo), Moluscos y Crustáceos. Casi la misma fauna se halla en el río Desaguadero y en el Lago Poopó. Algunos creían que los crustáceos anfípodos (*Hyaella*) fueran de origen marino, igualmente la especie de pez *Orestia*. Pero la *Hyaella* está muy difundida en Sudamérica, en aguas de lagunas dulces y salobres. También se conocen *Orestias* en aguas dulces.

Con 8800 km² de superficie (mensura efectuada en 1933), el Lago Titicaca constituye el lago más grande del interior del sistema andino. Únicamente el Salar de Uyuni tiene una superficie aún mayor.

El grado de salinidad de las aguas del Titicaca es muy débil. El contenido total en sales encontrado por Meillere (citado por Neveu-Lemaire, 117, pág. 77), fué de 1,071 gramos por litro de agua. En esta cantidad 0,46 gramos se refieren al cloruro de sodio.

II. EL LAGO MINCHIN

A fines de la época pliocena y en el comienzo del período cuaternario la parte intermedia y meridional del Altiplano estaba rellena por sedimentos hasta un nivel muy superior al actual. Después los sedimentos han sido denudados y desalojados en gran parte. Restos de aquellos sedimentos se hallan todavía en muchos lugares, por ejemplo existen remanentes mayores entre Ayo-Ayo y Patacamaya, a una altura de 3850 a 3900 m. Estos sedimentos están ligeramente inclinados y partidos en bloques. Al Norte de Patacamaya, en el lado occidental del ferrocarril en una terraza se nota el manto de toba que conocemos por la descripción de la cuenca de La Paz y que hemos situado en la época del Plioceno superior o Cuaternario antiguo. Cerca de Viscachani existen bancos margosos que indican que allí hubo,

antes del Lago Minchin, la cuenca de un lago cuyo nivel estaba aproximadamente de 100 a 150 m encima del nivel máximo del Lago Minchin.

Restos análogos se encuentran en la falda oriental del cerro Sillota, situado al Noroeste de Oruro, al frente de la estación Soledad, a una altura de 60 m encima del nivel de la pampa. Igualmente las colinas al Este de Soledad, que se componen de rodados; asimismo, las colinas entre Eucaliptus y el río Desaguadero constituyen posiblemente residuos del relleno sedimentario cuaternario. Los sedimentos mencionados contienen a menudo rodados de dacita que probablemente han sido transportados desde el cerro La Joya hasta este punto.

De un modo parecido al de la cuenca de La Paz, los sedimentos cuaternarios han sido cortados en la «puerta de Atocha» desde el Naciente por los afluentes del río de Cotagaita. La situación geológica es la siguiente (fig. 97):

Desde la serranía de Ubina y del Tasna bajan con ligera inclinación hacia el Altiplano, capas de arenas gruesas y de arcillas con intercalaciones de lentes conglomerádicas. Estos depósitos encierran mantos de tobas; entre los bancos arenosos se hallan rodados grandes de andesita que tienen un tamaño hasta del diámetro de una cabeza. No se ven interestratificaciones de origen glacial. Los sedimentos están divididos en bloques e inclinados ligeramente. Estas gravas típicas del pie de la serranía («piedmont gravels») están bien denudadas y a la vista entre la cumbre al Este de Cerdas (3952 m) y la estación Chocaya (3700 m) del ferrocarril Uyuni-Villazón. Los sedimentos que alcanzan una potencia de 250 m, yacen allí en discordancia sobre estratos ordovícicos muy inclinados. Hacia el Este estos estratos

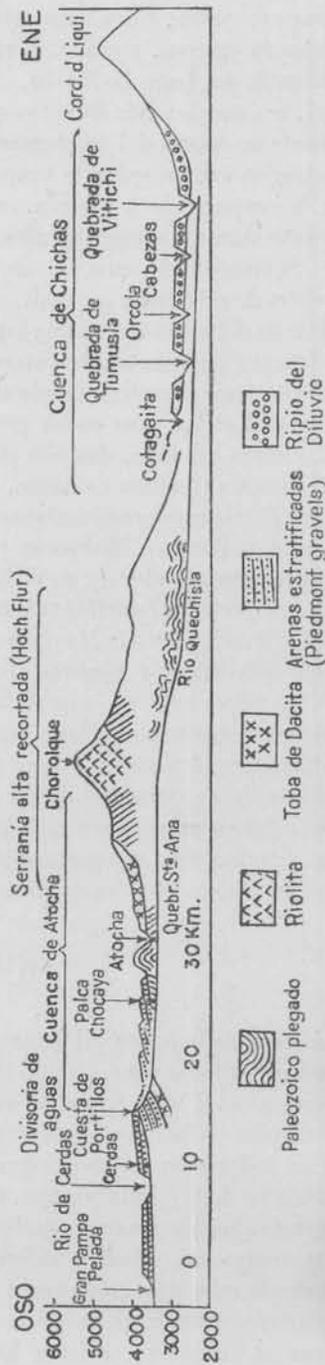


Fig. 97. — Perfil del borde sudoriental del Altiplano, entre Uyuni y Atocha (según Troll)

terminan en forma de pared ancha y abrupta. En cuanto a su litología y a su edad corresponden enteramente a los sedimentos de la Formación Inferior de La Paz. Por consiguiente, deben tener una edad preglacial, habiendo sido depositados después del solevantamiento plioceno del bloque de la Puna. Estos sedimentos fueron fracturados durante la segunda fase del tercer movimiento orogénico de los Andes. En el Cuaternario antiguo el relleno de la cuenca fué denudado, sirviendo los productos del desgaste para terraplenar los hoyos más profundos que se hallan en el Sud del Altiplano. Durante aquella época todavía no hubo un lago de mayor extensión; en cambio existían lagunas locales de menores proporciones.

Durante la época glacial principal en la zona intermedia y en la parte Sud del Altiplano se formó un gran lago, cuyas terrazas calcáreas fueron reconocidas en el año de 1882, por primera vez, por el ingeniero de minas Juan B. Minchin, como indicios de un antiguo lago.

Bowman (39), que se ha ocupado de la fisiografía de las cuencas interandinas, en su honor propuso indicar a este lago antiguo con el nombre de « lago Minchin ». Últimamente Troll (160 y 161), en sus numerosos viajes pudo fijar la extensión del lago, cuyos límites están señalados en la figura 98.

La longitud del lago Minchin en dirección SE-NO alcanzaba a poco más o menos 400 km; su anchura máxima era de 200 km. Las orillas del lago eran fuertemente incisas y tortuosas. El lago contenía numerosas islas y penínsulas. Por el Norte se extendía hasta Umala, donde recibía como afluente al río Desaguadero que salía de la serranía de Corocoro. Por el Sud las aguas del lago llegaban hasta el pie de las serranías de San Cristóbal y de San Agustín. En el Oeste el lago penetraba en forma de tres bahías hasta dentro de la zona de la cordillera Occidental. Estas ensenadas son las bahías de Isluga, de Empexa y de Ascotán. La parte más baja de la cuenca situada en el Sud, está ocupada actualmente por el Salar de Uyuni cuyo nivel se halla a los 3660 m sobre el mar.

Las orillas del lago cuaternario y las elevaciones chatas de su fondo están cubiertas por costras de tobas calcáreas. Estas terrazas nos informan acerca del antiguo nivel del lago y las etapas de su retroceso. En el Norte, donde el lago tenía poca profundidad y donde sus aguas eran dulces por las afluencias del río Desaguadero, no existen tales terrazas tal como sucede en la región de Chigmuni y de Eucaliptus. Las terrazas aparecen recién más al Sud en la falda occidental del cerro Sillota, situadas a pocos metros encima del nivel de la pampa. En los alrededores de Oruro las terrazas ya están a 20 m de altura. Entre Poopó y Challapata se pueden distinguir claramente dos terrazas: una terraza inferior a 20 m y una terraza superior a 30 m encima del nivel de la pampa. En la zona meridional las terrazas llegan a su máximo desarrollo. En el pequeño cerro aislado Llipillipi, 12 kilómetros al Noroeste de la estación Río Grande, el autor pudo fijar, mediante sus mediciones, los siguientes órdenes de terrazas (fig. 96):

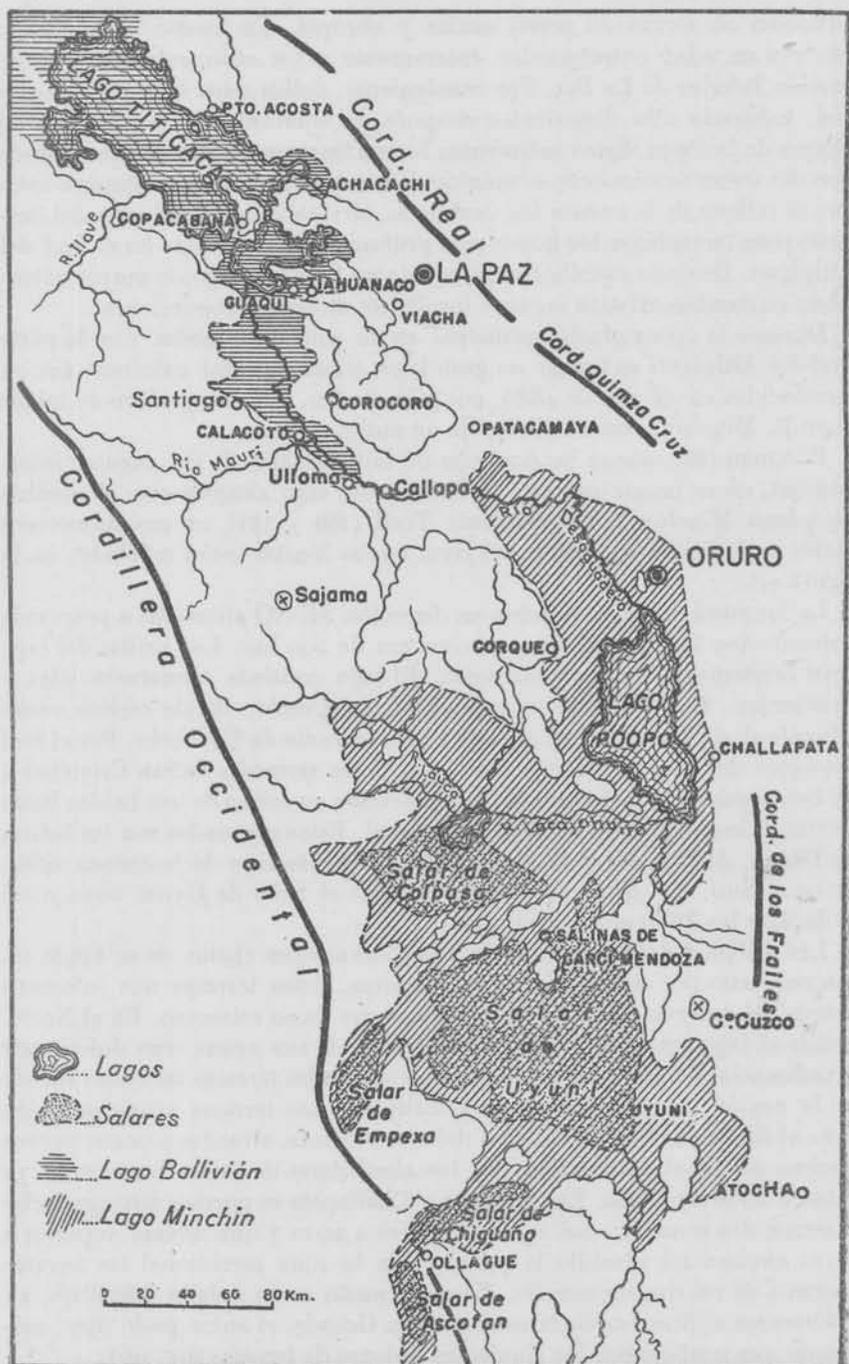


Fig. 98. — Mapa de los lagos Ballivián y Minchin

Primero : La terraza de mayor altura, bien desarrollada, a 75 m encima del Salar de Uyuni o sea a un nivel de 3735 m.

Segundo : La segunda terraza, ampliamente desarrollada, a 50 m encima del nivel del Salar (3710 m).

Tercero : La tercera terraza, de escaso desarrollo, se halla a 25 m encima del Salar (3685 m).

Cuarto : La cuarta terraza, o terraza inferior, de un desarrollo considerable, se encuentra a 20 m encima del Salar (3680 m).

Por consiguiente, el lago en la época de su más alto nivel tuvo una elevación de 75 m, encima del actual Salar de Uyuni.

Aunque no existen mediciones exactas, es posible no obstante comparar las terrazas del Norte con las de la zona meridional. Así por ejemplo, en las serranías de Oruro existe únicamente la primera terraza (3735 m); en los alrededores de Pazña y de Huancané la primera y la segunda. No han ocurrido movimientos tectónicos desde la formación de las terrazas, las que no han sido fracturadas, y las huellas de las orillas del lago antiguo en todas partes permanecen en posición absolutamente horizontal.

Respecto a la edad del lago, Troll (160) ha notado que los rípios fluvio-glaciales de la serranía de Azanaques cerca de Challapata y los mismos en la bahía de Isluga, cerca de Llica, se juntan con los depósitos del nivel superior del lago Minchin. Esto quiere decir que la extensión máxima del lago coincidió con la época glacial principal.

Su reducción del espejo lacustre durante la época postglacial fué originada primeramente por la disminución de las afluencias de aguas, y además por la evaporación que fué considerable bajo un clima extremadamente seco. Por lo demás existe la posibilidad de que el lago Minchin hubiese tenido transitoriamente un desagüe por el lado del Pacífico, sea en la época de su máxima extensión, o ya sea más tarde. Tal idea fué sugerida por primera vez por Brüggén (40, pág. 120). Según se desprende de la figura 98, los salares de Chiguana-Ollagüe (3663 m), Carcote (3658 m) y de Ascotán (3725 m) se hallan colocados en fila de tal manera que pudiera ser que indiquen restos del lecho de un antiguo río que atravesaba a la Cordillera Occidental en la «puerta de Ollagüe». Su curso hacia el Sud ya no es visible porque está cubierto por lavas modernas. Este desagüe puede haber existido solamente por poco tiempo, habiendo sido obstruido por erupciones de lavas y de materiales sueltos que actualmente forman las barreras entre los distintos salares y al Sudoeste del Salar de Ascotán.

Acerca de las algas calcígenas, cuya distribución indica las orillas del lago Minchin, no se han hecho estudios científicos que yo sepa. En las figuras 99 a 101 se ven algunas formas características.

Se pueden distinguir por lo menos ocho especies. Las algas calcáreas están bien desarrolladas en muchas variedades, especialmente en el Sud del lago. En el camino de Río Grande a San Cristóbal, puede seguirse durante horas

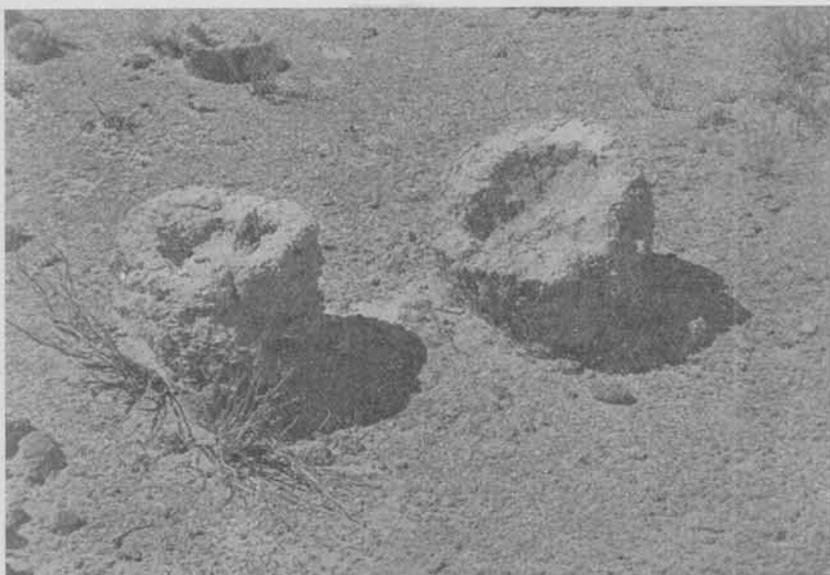


a



b

Fig. 99 a-b. — Algas calcígenas de diferente edad y estado de desarrollo. Camino Río Grande a San Cristóbal



c



d

Fig. 99 *c-d*. — Algas calcáreas de diferente edad y estado de desarrollo. Camino Río Grande a San Cristóbal

por «tolares» cuyo suelo está cubierto por algas aisladas que tienen forma de cálices.

Una especie muy común en aquella región, forma en su estado inicial brotes de 10 a 20 cm de diámetro que se abren, formando cálices someros con bordes rectamente levantados a manera de las hojas de la *Victoria regia* (fig. 99 a). Su tallo crece más y se eleva hasta 40 cm de altura (figs. 99, b y c). Los ejemplares de mayor edad forman una aglomeración central hasta de 150 cm de altura, con cavidades horizontales por sus lados (fig. 99 d). Tales ejemplares alcanzan hasta de 3 m de diámetro.

Otra especie tiene forma de porras, alcanzando una altura hasta de 120 cm (fig. 100).

En esta región meridional del Lago Minchin, las algas calcáreas poblaban especialmente las zonas someras del fondo, mientras que las honduras carecen de estos depósitos orgánicos.

Cerca de Huancané, entre Pazña y Challapata, observé grandes colonias de estas algas con una textura radial, que encierran una fauna de gastrópodos. Esta fauna es rica en ejemplares, pero contiene solamente pocas especies, especialmente *Bulimulideos*.

Un análisis de los depósitos calcáreos de Huancané dió el siguiente resultado:

CaCO ₃	92.40 %
MgCO ₃	0.98
SiO ₂	4.64
Fe ₂ O ₃	0.46
Al ₂ O ₃	0.36
Mat. orgánica.....	0.15
H ₂ O.....	0.85
	<hr/>
	99.84 %

El lago Minchin, desde la última época glacial, se halla en retroceso continuo. Los lagos salados que existen en la actualidad, como asimismo los salares existentes señalan las depresiones más profundas. El lago de Aullagas o Lago Poopó recibe agua dulce por el río Desaguadero y por los afluentes que vienen de la Cordillera Central. Su nivel está a los 3690 m. Según vió Huot (87) el lago tiene una extensión media de 3130 km², pero hay que tomar en cuenta que su extensión cambia en gran escala. El lago constituye una bañera panda, con una profundidad máxima de 3 m, rodeada por trechos pantanosos. Agradecemos a M. Neveu-Lemaire (117) un reconocimiento detallado del lago y de su fauna. Por el Sud, el lago está limitado por las colinas de Sevaruyo, en el SO está estrechado por los cerros volcánicos de Andamarca. El lago Poopó tiene un desagüe hacia el Oeste por el río Lacajahuira que desemboca en el Salar de Coipasa (3680 m). Este salar encierra en su parte septentrional un lago salado que recibe los ríos de agua dulce de Barras, de Turco y de Sabaya. La parte meridional del salar, que tiene mayor extensión, está cubierta por una capa potente de sal. Este salar no

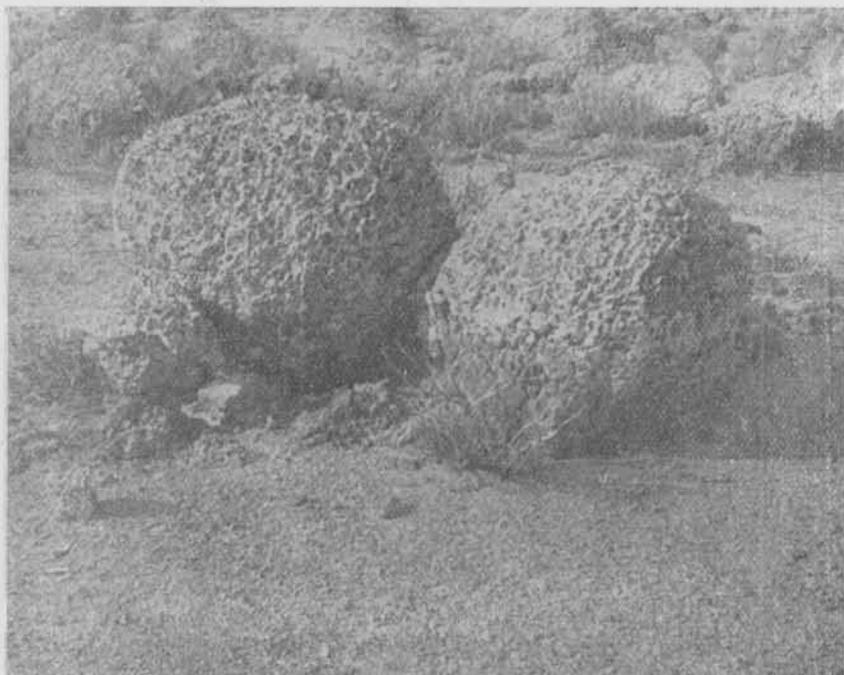


Fig. 100. — Algas calcáreas en forma de porras. Camino de Río Grande a San Cristóbal

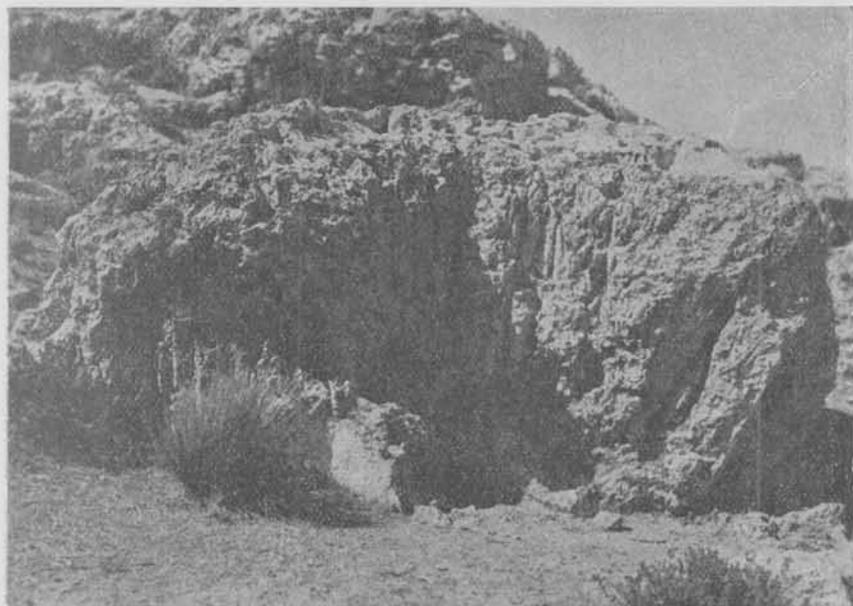


Fig. 101. — Algas calcáreas con textura radial, cerca de Poopó



Fig. 102. — Salar de Uyuni visto del Cerro Tunupa

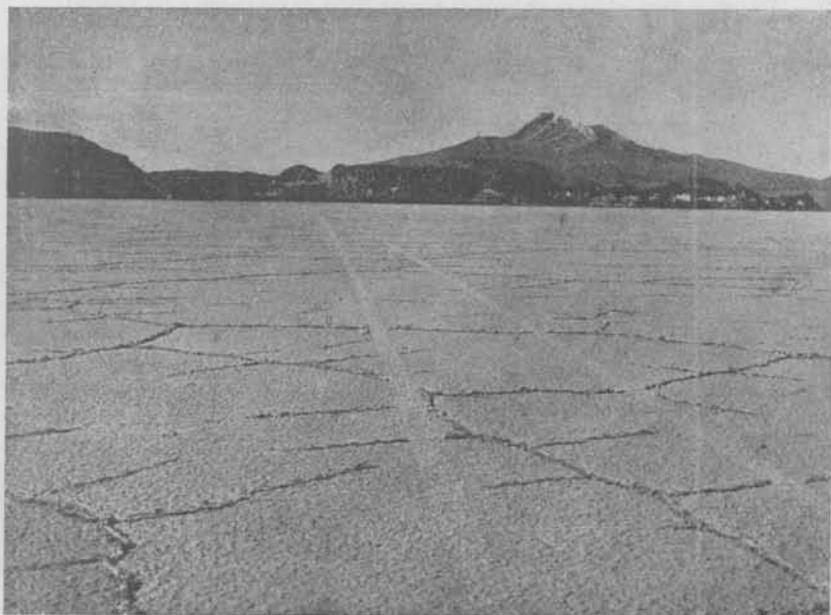


Fig. 103. — Salar de Uyuni

tiene desagüe en la actualidad; anteriormente comunicaba con el Salar de Uyuni, en el Oeste cerca de Llica, y en el Este cerca de Salinas de Garci Mendoza. Su extensión, según Huot, abarca unos 3400 km².

El Salar de Uyuni, que ocupa casi toda la parte meridional del Altiplano representa el salar altiplánico de máxima extensión. Su superficie, según Huot, es de 9000 km². Su nivel está a 3660 m de altura. El Salar de Uyuni no tiene desagüe. Por el Sud recibe afluentes insignificantes de agua dulce por el río Grande de Lipez. En el Norte está separada del Salar de Coipaza por la llamada «serranía intersalar» de Salinas de Garci Mendoza. Allí la península de Tahua, encima de la cual está colocado el volcán cuaternario antiguo Tunupa, se introduce muy adentro del Salar. En su parte occidental el Salar contiene numerosas islitas volcánicas.

El interior del Salar de Uyuni está cubierto por sal sódica de una potencia de 2 a 8 m, mientras que los bordes de sus orillas consisten en barro salado que dificulta el acceso. Estas zonas contienen charcos de aguas en algunos puntos. Durante la estación de lluvias el salar se cubre de aguas que se evaporan recién en los meses de abril y mayo. En tiempo seco camiones pesados cruzan el salar en todas direcciones.

No se han efectuado perforaciones en el salar, ni se sabe nada sobre la composición del agua salobre y de las salinas, por ejemplo respecto a su contenido de potasa. Tampoco se conoce la profundidad del salar ni su subsuelo, etc. En el fango de las orillas, como por ejemplo cerca del cerro Llipillipi, situado a 12 kilómetros al NO de la estación Río Grande, existen concentraciones de boronatrocalcita.

Al Oeste del Salar de Uyuni, entre los volcanitos de la Cordillera Occidental, está situado el Salar de Empexa (3740 m). Su superficie está cubierta por una capa de arenas movedizas de origen volcánico, que tiene un espesor de 20 a 50 cm. El Salar de Empexa contiene en sus bahías occidentales yacimientos de bórax. Cerca de Caite existen aguas termales sublacustres.

Entre los otros salares hay que mencionar el Salar de Chiguana-Ollagüe (3663 m), prácticamente una prolongación del Salar de Uyuni, pero separado de éste por los cerros de Colcha. Este Salar no contiene una cubierta compacta de sal, sino arcilla salada mezclada con arena movediza. En el Oeste contiene borateras y cerca de Ollagüe concentraciones de sal de glauber.

En resumen resulta el siguiente cuadro de la génesis del lago Minchin:

Primero: Plioceno Superior a Cuaternario Inferior: solevantamiento epirogénico del bloque de la Puna y rellenamiento de las depresiones interandinas por gravas desde el Naciente.

Segundo: Segunda fase del tercer movimiento orogénico: separación en bloques e inclinación de los sedimentos altiplánicos.

Tercero: Cuaternario antiguo: Desgaste de los sedimentos; acarreo de los productos hacia el Sud y rellenamiento de las honduras.



Fig. 104. — Grietas poligonales en el Salar de Uyuni

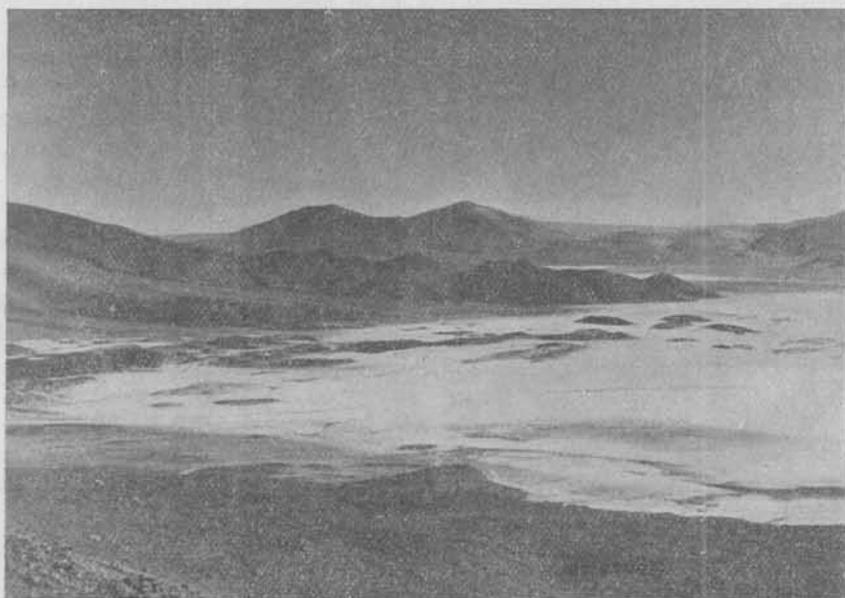


Fig. 105. — Salar de Empexa, visto desde Sud

Cuarto: Época glacial principal: nivel máximo del lago Minchin.

Quinto: Época postglacial hasta la actualidad: retroceso del lago Minchin excepto restos que se conservaron en las partes más profundas de las depresiones; rellenamiento del Altiplano desde el Naciente por detritos provenientes de la Cordillera Central.

E. LAS CUENCAS CUATERNARIAS DE LA CORDILLERA ORIENTAL

I. LAS CUENCAS DE COCHABAMBA

Los fértiles valles de Cochabamba, muy densamente poblados, constituyen el núcleo de Bolivia; puede decirse también su granero. Influye en esto el clima favorable de los valles, con una temperatura media anual de 17° . Se distinguen tres cuencas principales, la de Cochabamba en el Norte; la cuenca menor de Sacaba al Este, y la gran cuenca de Cliza al SE de Cochabamba. Más al Oeste está situada la pequeña hoyada de Santivañez.

El subsuelo de estas cuencas está constituido por sedimentos ordovícicos y devónicos, plegados y desgastados, desde luego; sedimentos cuyo rumbo corresponde a la dirección general de los Andes, es decir NO-SE. Los estratos paleozoicos forman ligeras ondulaciones, con sinclinales y anticlinales. Por el Norte, las cuencas de Cochabamba y de Sacaba están ceñidas por la Cordillera de Cochabamba, que sobresale del fondo del valle en 1500 a 2000 m. Esta cordillera que se levanta abrupta como una pared, consiste en esquistos y cuarcitas ordovícicas, fuertemente influidas por el metamorfismo regional. Contrariamente, las colinas al Sud de Cochabamba, son relativamente bajas; su relieve está caracterizado por peneplanicies de alturas medias.

Todas las cuencas son de origen tectónico, debiéndose su formación a movimientos diferenciales de los bloques a fines del Terciario. Fué en este lapso, en la época pliocena, que se produjo el levantamiento del bloque paleozoico de la Cordillera Oriental, que se compone de las cordilleras de Copapata, de Cochabamba, de Málaga y de Totorá. A causa de presiones que procedían del SO, esta gran unidad fué dividida en escamas, y las fajas imbricadas resultantes fueron sobreescurridas encima del Terciario subandino que aflora al pie oriental de la Cordillera de los Andes. La época del solevantamiento puede determinarse con suficiente precisión por la flora de Pislipampa (pág. 197), la que fué reputada por Berry (25) como pliocena. Se hallaron las plantas fósiles de referencia a una altura de 3600 m en el lado Norte de la Cordillera de Cochabamba. Contienen especies de una flora tropical hasta subtropical cuya mayoría habita hoy día en las partes bajas de los Yungas de Bolivia. Berry opina que la elevación pliocena y pleistocena alcanzó por lo menos 6500 pies (más o menos 2000 m).

Al mismo tiempo se hundieron las fosas tectónicas al Sud de la Cordillera

de Cochabamba, en las cuales están situadas las cuencas y valles actuales. En menor escala fueron removidos los bloques al Sud de Cochabamba cuyas penillanuras, que corresponden a un ciclo de larga denudación, se encuentra actualmente a 1500 m debajo del nivel de la Cordillera Oriental. Según muestra el mapa figura 106, el hundimiento que limita la cuenca de Cochabamba por el Norte, se produjo a lo largo de una falla rumbo O-E; fractura que corre al Norte de Vinto, de Cochabamba y de Sacaba, formando un ángulo agudo con el rumbo de los estratos ordovícicos del Tunari. La dislocación se halla recubierta, en la orilla de la cuenca, por grandes conos de deyección, acumulados por los ríos que salen de la Cordillera. Se puede observar la falla únicamente al Sud del cerro Tunari (5100 m). Allí es donde surgen las aguas termales alcalino-sulfurosas de Liriuni.

En el Oeste la cuenca de Cochabamba está limitada por una escama constituida por la Formación Puca y por los « Conglomerados de Jujuy ». Parte de esta faja que tiene un rumbo NO-SE, ha sido hundida entre Viloma y Suticollo. Así resulta que la depresión debe ser muy moderna, probablemente de la edad del Plioceno superior. Lo mismo indican las conmociones sísmicas que continúan hasta la actualidad. Una línea importante de la cual provienen temblores y terremotos, corre por la terminación occidental de la cuenca por Sipe-Sipe.

También la cuenca de Cliza forma una fosa ancha. En el Norte de la cuenca se halla evidentemente un bloque elevado a lo largo de una falla rumbo EO situada al Norte de Arani, de Punata, Cliza y Tarata, cuya prolongación occidental termina cerca de las aguas minerales de Cayacayani. Al Norte de esta línea se levanta el cerro Tuti hasta 4000 m de altura, cuya ladera aparece como una pared abrupta. Al SE de Cliza las cuarcitas (que yacen horizontalmente cerca de Anzaldo (3060 m)), tienen una inclinación muy pronunciada hacia al NE cerca de la falla que se supone en la orilla meridional del hundimiento tectónico.

La cuenca de Sacaba (2600 m) está separada del valle de Cochabamba por un espolón devónico que forma una saliente hacia el NO, y cuya cumbre septentrional lleva el nombre de cerro San Pedro.

La cuenca de Cochabamba tiene una pendiente suave hacia el poniente, según demuestran las alturas de Cochabamba (2560 m) de Quillacollo (2532 m) y de Suticollo (2502 m). En Suticollo, el río Rocha, que corre por toda la cuenca, entró en una angostura, atravesando al sesgo una escama constituida por estratos paleozoicos y por la Formación Puca. Esta garganta se formó en una época muy reciente, pues los sedimentos de la cuenca no han sido eliminados de ninguna manera. Por este motivo sabemos muy poco de la índole de los depósitos del relleno. Se efectuaron algunas perforaciones con fines de captación de aguas, las que a 150 m no han llegado hasta el fondo de la cuenca. Como no se han realizado mediciones geofísicas, tampoco conocemos nada acerca del relieve subterráneo del fondo paleozoico del bolsón de Cochabamba. Probablemente éste tiene una configu-

ración asimétrica con los puntos más profundos en las partes del Norte y NO de la cuenca.

Las perforaciones llevadas a cabo cerca de Santa Rosa y centro del distrito urbano de Cochabamba, han atravesado capas alternas de arenas y de arcillas. Además se encontraron algunos bancos delgados de lignito, y a veces gas grisú (CH_4). Estas son indicaciones de que la superficie de la cuenca estaba ocupada en épocas recientes por pantanos y lagunas; hecho del cual se deriva el nombre de Cochabamba (Kocha Pampa = Pampa de lagos). Se supone que existía anteriormente una fauna rica de vertebrados como en la cuenca de Tarija. Pero hasta la fecha no se han hallado esqueletos por falta de excavaciones. Tampoco se pudieron verificar las aseveraciones difundidas en la bibliografía referentes a hallazgos de vertebrados fósiles en las cuencas de Cochabamba y de Santiváñez.

La superficie de la cuenca de Cliza (2700 a 2800 m) se halla a mayor altura que la cuenca de Cochabamba. Los suelos de Cliza están impregnados en mayor cantidad por sales. También allí faltan terrazas y cortes naturales de los depósitos cenozoicos de relleno. Afloran en la superficie sedimentos sueltos, finos y arcillosos de color rojizo a grisáceo o amarillento, que sirven para la fabricación de adobes. En Punata (2734 m) prevalece un barro arenoso; más al NE, cerca del borde de la serranía, aumentan los cantos rodados.

La cuenca de Cliza está separada de la cuenca de Cochabamba por una barra constituida por rocas devónicas, la que fué cortada por el río de Tarata y de Arani en la llamada «Angostura», donde actualmente se está construyendo una represa.

En Parotani el río Putina (Rocha), saliendo de su valle encajonado, entra en una cuenca relativamente estrecha que atraviesa por toda su extensión. Se ensancha esta cuenca parcial en los alrededores de Capinota (2370 m), donde el río Caine (Río Grande) entra en una encañada larga cortada dentro de la serie paleozoica. Los sedimentos de esta cuenca de Capinota, al contrario de las cuencas arriba citadas, han sido vaciados en mayor escala. Allí se ven terrazas fluviales diluviales a 60 m de altura encima del actual cauce del río.

II. LAS CUENCAS DE TARIJA Y DE PADGAYA

La ciudad de Tarija está situada a $21^{\circ}33'$ latitud Sud y $64^{\circ}46'$ longitud Oeste, dentro de una extensa cuenca que se apoya en el Este de la Cordillera de Tacsara, que tiene alturas hasta de 5000 m, las cuales sobresalen en 3000 m a la cuenca de Tarija. Tales relaciones orográficas son análogas a las existentes entre la cuenca de Cochabamba y la Cordillera del Tunari. El núcleo de la Cordillera de Tacsara pertenece al sistema cámbrico. En la falda oriental de esta cordillera, los estratos cámbricos pasan por encima a

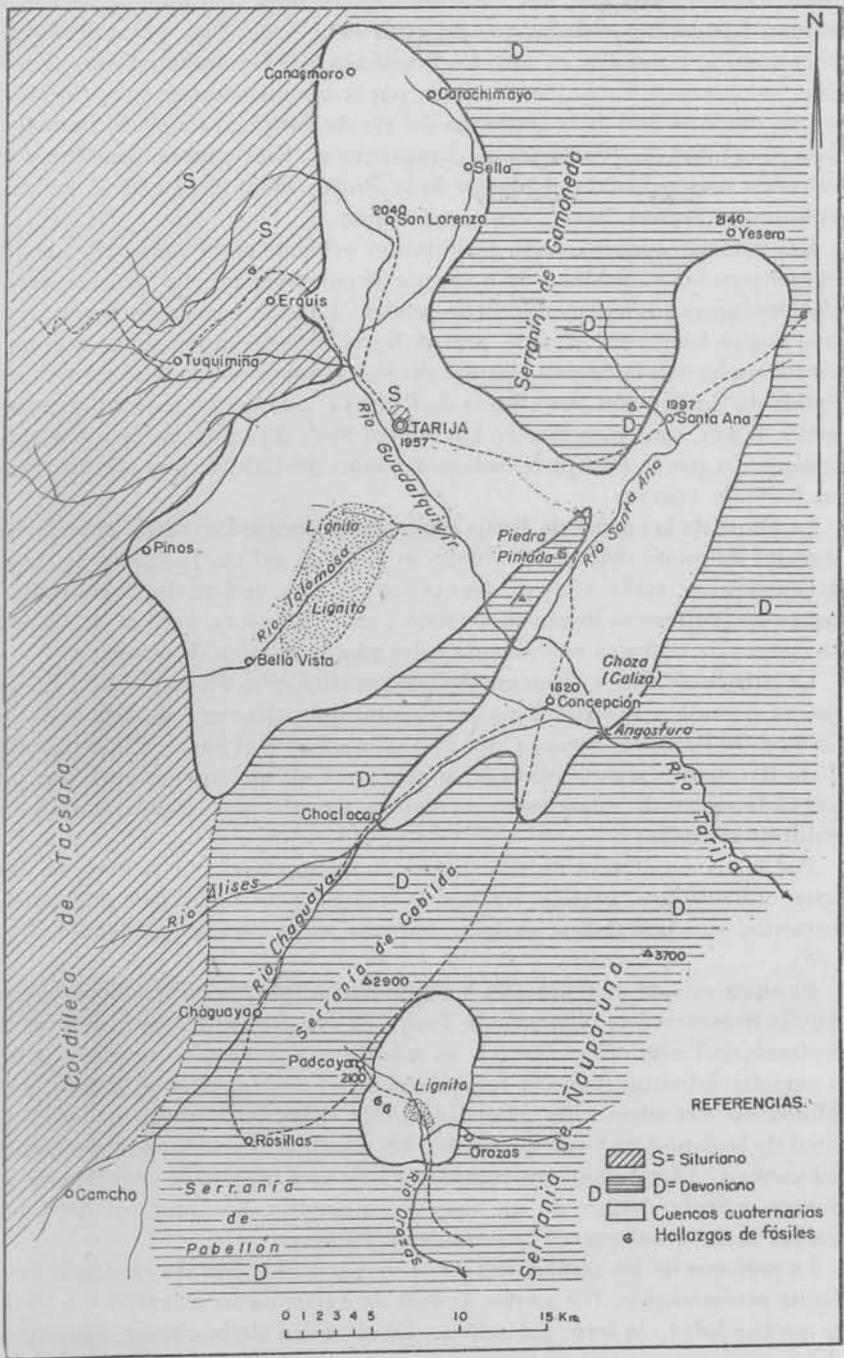


Fig. 107. — Croquis de las cuencas de Tarija y Padcaya

REFERENCIAS.

-  S = Siluriano
-  D = Devoniano
-  Cuencas cuaternarias
-  e Hallazgos de fósiles

estratos ordovícicos que son fosilíferos en la zona de Erquis y de Tarija mismo. Las colinas aisladas que emergen en el Norte, Este y Sud del fondo de la cuenca, consisten en estratos fosilíferos del Devónico inferior. En el Este, la cuenca de Tarija está limitada por la serranía devónica del Cóndor, la cual desde el Sud de la garganta del río de Tarija hasta el río Bermejo, lleva el nombre de « Serranía de Ñauparuna ». Esta cadena constituye la elevación más oriental del bloque de la Puna; hacia el Este va el declive, en forma escarpada, hacia la zona subandina.

Las diversas cuencas, cuya amplitud es evidente en el mapa (fig. 107), están separadas y divididas en una serie de cuencas parciales, por las serranías devónicas anteriormente mencionadas. La gran cuenca de Tarija, que es la que se encuentra situada más al Norte, tiene comunicación por una puerta ancha con la cuenca oriental de Santa Ana y con la cuenca más reducida de Concepción. La cuenca de Padcaya, que tiene un ancho de solamente 6 km, está situada a 40 km más al Sud, separada de la cuenca de Concepción por la escarpada cadena devónica del Cabildo que alcanza alturas hasta de 2900 m.

La altura de la cuenca de Tarija asciende, en promedio, desde 1900 hasta 2000 m. El punto más bajo, situado en la salida del río Tarija aguas abajo de Concepción, está a 1800 m. La cuenca tiene un declive hacia su centro. Las zonas periféricas llegan en el Oeste y en el Noreste a 2100 m de altura. La cuenca de Padcaya está situada entre 2000 y 2100 m de altura.

La cuenca de Tarija tiene un desagüe en dirección SE en el río de Tarija que ha cortado a la Cordillera del Cóndor por una serie de cañones. La Cuenca de Padcaya desagua por el Sud mediante el río de Orozas, hacia el río Bermejo, y está erosionada en mayor escala que la cuenca de Tarija. Los sedimentos de esta cuenca se han conservado únicamente en algunos residuos extensos.

Por la acción erosiva de ríos divergentes y por el efecto erosivo de las aguas subterráneas, grandes trechos de la cuenca de Tarija han sido transformados en « badlands », es decir terrenos secos, áridos y estériles (fig. 108).

El autor está de acuerdo con V. Oppenheim (124), a quien debemos un estudio interesante de la cuenca de Tarija, en la opinión de que la depresión profunda de Tarija debe su origen no solamente a factores fisiográficos, sino al carácter estructural de las rocas basales, es decir que fué originada por influencias tectónicas. En tal sentido habla el hecho de que el eje longitudinal de la depresión tiene un rumbo NS, paralelo al rumbo de los estratos paleozoicos. Además hay que considerar bajo este aspecto la situación de la cuenca referida dentro de un amplio sinclinorio devónico, al Este del macizo ancho y antiguo de la serranía de Tacsara.

La potencia de los sedimentos de la cuenca no ha sido determinada mediante perforaciones. Un sondeo al Este de Tarija no ha alcanzado, a 70 m de profundidad, la serie paleozoica. En el centro de la cuenca, las capas

cenozoicas del relleno yacen horizontales; hacia las orillas se levantan estos estratos conforme a la topografía de la base paleozoica.

Oppenheim ha diferenciado dos grupos de los sedimentos cenozoicos de Tarija:

El grupo inferior u « Horizonte A », de más o menos 30 m de potencia, se compone de capas arcillosas de color desde verdoso claro hasta rojizo-marrón; las arcillas están impregnadas con frecuencia por yeso que aparece en forma de vetillas o de concreciones. El grupo A contiene capas ligníticas



Fig. 108. — « Badlands » de Tarija

al SO de Tarija, donde están bien cortadas por el río Tolamayu. Un pozo de 15 metros pasó por 7 capas ligníticas; una de estas capas tiene 4 m de potencia. El lignito poco consolidado se parece a la turba y es muy pobre en restos vegetales distinguibles.

Superpuesto en concordancia encima del « Horizonte A » se extiende en toda la cuenca un grupo de sedimentos superiores, el « Horizonte B » de Oppenheim, de 20 m de espesor total, que consiste generalmente en un material arcillo-arenoso, muy fino, que puede ser descrito litológicamente como un « loess ». Este limo del « Horizonte B » tiene por lo general un color entre gris claro y gris amarillento. Contiene zonas herrumbrosas pardas y una o dos intercalaciones lenticulares de conglomerados gruesos que están bien visibles cerca del río Guadalquivir.

Cerca de Choza, al NO de Concepción, y también en otras partes, la parte superior del « Horizonte B » contiene una capa calcárea o margosa. Esta capa, como asimismo las capas ligníticas del « Horizonte A » indican que el fondo de la cuenca estaba ocupado por lagunas someras temporarias, hasta una época muy reciente.

Oppenheim ha observado que el « Horizonte B » fué afectado por dos distintos ciclos de erosión que corresponden a dos subperíodos en que prevalecieron procesos de elevaciones. Estos levantamientos han dado lugar al aumento de los procesos erosivos de manera que durante el segundo subperíodo, más brusco, todo el sistema de drenaje de la cuenca ha sido acentuado.

En el mundo científico Tarija se ha hecho famoso como lugar de hallazgos de fósiles mamíferos, cuyo estudio ha ocupado a numerosos autores. Hay que subrayar los trabajos de Weddel (1845, 170), De Carles (1888), Ameghino (18), Nordenskjöld (118) y Sefve (143). En 1903, una misión científica francesa, bajo la dirección de G. de Crequi Monfort, visitó Tarija y adquirió una gran colección de fósiles de allí, que sirvió como base del trabajo clásico sobre los mamíferos fósiles de Tarija de Marcellin Boule y A. Thevenin, publicado en 1920 (36).

Solamente dos veces, en 1925 y en 1926, se llevaron a cabo excavaciones sistemáticas, por M. Riggs del Field Museum en Chicago. En 1928 el Museo Nacional de La Paz adquirió del señor M. Echazu una gran colección de fósiles de Tarija que no han sido clasificados científicamente hasta el presente.

Los mamíferos fósiles de la cuenca de Tarija se hallan principalmente en la parte superior del « Horizonte B », asociados con dos hiladas ferruginosas de color de herrumbre. En estos sitios aparentemente se encuentran los esqueletos más completos. Pero resulta difícil extraer estos esqueletos de la tierra que los cubre. En el « Horizonte A » no se tiene conocimiento de hallazgos de fósiles, los que aparentemente parecen circunscritos al « Horizonte B » exclusivamente.

El « Horizonte A » falta en la cuenca de Padcaya, cuyos sedimentos corresponden a los del « Horizonte B » de Tarija. También allí observamos una capa de turba endurecida de 40 cm de espesor, a 4 km al SE de Padcaya, cerca del camino carretero a Bermejo. Además aflora una capa de margas calcáreas en varios puntos de la superficie. Tales hechos prueban que también esta cuenca estuvo periódicamente ocupado por un lago. Allí los fósiles se hallan en estratos margosos de color ceniciento, de donde pueden ser extraídos y preparados con facilidad. Por tal motivo Riggs efectuó sus excavaciones especialmente en este distrito.

En total, hasta la fecha en la región de Tarija se han descrito 35 especies de mamíferos grandes y hasta gigantescos. Los animales de menor tamaño, especialmente las aves acuáticas cuyos cráneos siempre han sido encontrados en forma aplastada, no han sido clasificados científicamente. M. Boule describe en su gran monografía de 1920 las siguientes especies :

Mastodon andium Cuv.
Tapirus cf. *americanus* Lin. (*T. tarijensis* Amegh.)
Hippidium neogaeum Lund. y *H. principale* Lund.
Onhippidium devillei P. Gerv.
Equus andium Vranco, var. *insulatus* Amegh.
Dicotyles cf. *mayor* Lund.
Cervido indet.
Paleolama weddelli P. Gerv.
Paleolama crequii Boule
Hemiauchenia cf. *paradoxa* Gerv. y Amegh.
Lama castelnaudi P. Gerv.
Lama intermedia P. Gerv.
Lama mesolitica Gerv.
Toxodon cf. *platensis* Owen.
Macrauchenia patagonica Owen.
Glyptodon clavipes Owen.
Dasypus cf. *villosus* Desm.
Dasypus cf. *sexcinctus* Linné
Tatusia grandis Amegh.
Megatherium americanum Blun (var. *tarijensis* Amegh.)
Lestodon armatus P. Gerv.
Mylodon robustus Owen (var. *tarijensis* Amegh.)
Scelidotherium tarijensis P. Gerv.
Scelidotherium patrium Amegh.
Ctenomys subassentiens Amegh.
Mycastor coypus Molina
Hydrochoerus capybara Erixl. (var. *tarijensis* Amegh.)
Arctotherium tarijensis Amegh.
Paleocyon tarijensis Amegh.
Conepatus cf. *suffocans* Illig.
Felis platensis Amegh.
Smilodon neogaeus Lund. (var. *ensenadensis* Amegh.).

Todas estas especies habían sido conocidas anteriormente y descritas ya tanto de la Patagonia como de otras partes de la Argentina, del Brasil, del Ecuador o del Perú. En su mayor parte son formas extinguidas. Entre los mamíferos se distinguen por una parte especies que han vivido en forma autóctona en Sudamérica como por ejemplo *Macrauchenia*, *Toxodon* y los Edentados; y por otra, especies que han inmigrado a Sudamérica desde el Norte, por el istmo del Panamá, como los mastodontes, los tapiros, los caballos, los Auquenidos, las llamas y los ciervos.

La mayor parte de las especies de Tarija, muestran características algo primitivas y fueron consideradas por los paleontólogos, que precedieron a Boule como Gaudry, Zittel, Ameghino y otros, como del Plioceno. Pero estudios realizados desde entonces en muchos puntos de Sudamérica han dado el resultado, de que estos mamíferos deben haber vivido en cuevas hasta épocas muy recientes y que los hallazgos pertenecen al perio-

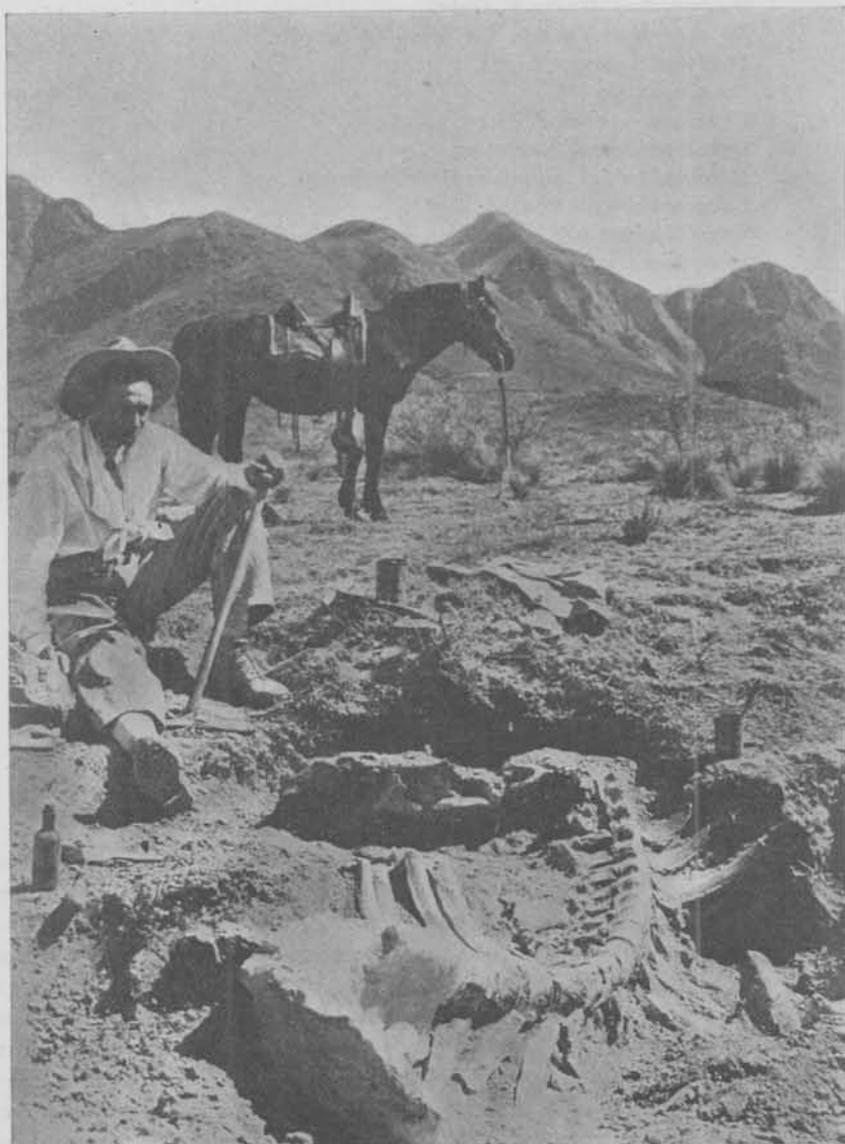


Fig. 109. — Hallazgo de un esqueleto de *Scelidotherium* en la cuenca de Padcaya (foto Pérez, Tarija)

do pleistoceno. La « Formación Pampeana » de la Argentina donde se ha encontrado el número más grande de estos mamíferos fósiles, actualmente se considera como indudablemente pleistocena. En lo que respecta a la edad de los sedimentos de la cuenca de Tarija, según Oppenheim el « Horizonte B », que contiene los fósiles, no puede ser más antiguo que pleistoceno medio o superior. Rapios fluvio-glaciales de la última época glacial, arriba de Pinos, según las observaciones del autor, se enlazan con el « Horizonte B » de los sedimentos de la cuenca, lo que prueba que los sedimentos de referencia o por lo menos el grupo superior de éstos, es coetáneo con la última época glacial. La causa de la extinción de la fauna rica en mamíferos debe relacionarse con el enfriamiento de la atmósfera durante el último ciclo glacial.

Por fin hay que recalcar que los sedimentos, en que se encontraron *in situ* los mamíferos fósiles, nunca han proporcionado restos humanos. En las terrazas fluviales recientes se hallan naturalmente, a más de huesos de mamíferos llevados por las aguas, también huesos y calaveras humanas que provienen de las sepulturas destruidas por la erosión. Estos huesos, sin embargo, pertenecen evidentemente a los habitantes de los últimos tiempos precolombianos y también a los indígenas que poblaron esta región en tiempos recientes.

III. OTRAS CUENCAS

Además de las grandes cuencas de Cochabamba y de Tarija, que hemos descrito más detalladamente, dentro de las cadenas orientales de la Cordillera Andina, existen numerosas cuencas secundarias de tamaño más reducido. En tanto que han sido examinadas geológicamente, siempre se ha comprobado su origen tectónico.

Entre Cochabamba y Santa Cruz debemos citar las cuencas de Tiraque, Pulquina, Mataral, Pampa Grande, Mairana y Samaipata, colocadas todas como cámaras entre cadenas constituídas por sedimentos paleozoicos y mesozoicos. En todas estas cuencas se notan terrazas fluviales diluviales, compuestas por rodados de areniscas.

A 110 km al ESE de Cochabamba está situada la depresión honda, casi circular, de Mizque (2035 m) atravesada por el río del mismo nombre. La pequeña cuenca de Padilla (2120 m) situada al ESE de Sucre tiene un desagüe al río Grande. En la parte oriental de la provincia de Cinti al Norte del río Pilaya se encuentra la cuenca de *Culpina* (aproximadamente a 3000 m de altura), bien encajonada dentro de una planicie que se desarrolla encima de los estratos ordovícicos. La cuenca de *Culpina*, de 12 km de diámetro, no tiene desagüe. En su interior se encuentra el resto de una laguna salada pantanosa. Terrazas que existen allí, documentan que la cuenca fué ocupada antiguamente por un lago.

Más al NE está ubicada la cuenca de *Incahuasi* (± 3000 m), de mayores proporciones, que tiene un desagüe hacia el Sud, al río Pilaya. Ambas cuencas mencionadas, la de Culpina y la de Incahuasi, tienen gran importancia como zonas agrícolas y especialmente como productoras de maíz y de cebada.

En la « Hondura de Chichas-Chuquisaca », denominada así por Troll, que se extiende desde Talara, pueblo situado cerca de la frontera argentina, siguiendo por Tupiza-Cotagaita-Vitiche hacia Sucre, al Norte de Tupiza (véase el mapa fig. 111) se halla la cuenca encajonada de Oploca (3250 m) atravesada por el río del mismo nombre. La profundidad de este hundimiento se puede medir por el hecho de que el cerro Portillo, formado por los sedimentos del relleno, sobresale 400 m desde el fondo del valle. Los estratos basales consisten en conglomerados gruesos, y en su tope descansan sedimentos amarillentos parecidos al loess, separados en bancos gruesos. En la sección oriental de la misma depresión tales sedimentos se hallan inclinados en sus partes basales, lo que constituye una indicación de movimientos tectónicos muy recientes.

Al SE de Tupiza, el río San Juan corre por la cuenca ancha de *Suipacha* (2800 m), una hondonada cuyos sedimentos de relleno fueron eliminados en gran parte. En los bordes de esta cuenca se notan terrazas altas.

Entre dos ramas de la Cordillera de Santa Victoria, constituida principalmente por rocas cámbricas, está encajado el bolsón de *Tacsara*. Su extensión desde el Norte al Sud alcanza a 30 km. Su altura llega a 3600 m. La parte meridional de la cuenca tiene un drenaje natural hacia el NO por el río Hondo que corre al río San Juan. Por el contrario, la sección septentrional es arcica. Allí se encuentran algunas lagunas, en parte de agua dulce y en parte de agua débilmente salada. La cuenca está cubierta por grandes conos de deyección y por morrenas glaciales, procedentes de las faldas de las montañas circundantes.

F. — LA ACCIÓN TERMAL EN LOS ANDES CENTRALES Y OCCIDENTALES

Respecto a la actividad termal bastante modesta del Oriente de Bolivia y de la zona subandina, ya hemos hecho referencia más arriba. La Cordillera Oriental y la sección oriental de la Cordillera Central son muy pobres en aguas termales. Son dignas de mención en la faja referida, las termas alcalino-sulfurosas de Liriuni ubicadas al pie del macizo del cerro Tunari; las aguas minerales tibias de Cayacayani, ricas en anhídrido carbónico, situadas en la ribera oriental de la cuenca de Santiváñez; además las termas de Pojo y algunas otras que no son muy numerosas.

Una actividad termal bastante viva, reina en la parte occidental de la Cordillera Central, dentro de aquel arco ancho denominado la « Faja Estannífera », a causa de su riqueza en yacimientos minerales. La extensión de

estas termas coincide generalmente con la zona del plegamiento más intenso, con la repartición de las rocas magmáticas ácidas y con la acumulación de diversos yacimientos minerales.

En mi obra titulada *Los Yacimientos Minerales de Bolivia* (8) he publicado una lista de 64 regiones termales, las que se diseminan sobre toda la extensión de la « Faja Estannífera ». Estas termas se hallan indicadas en el mapa geológico. La enumeración no es completa, pues el número de las termas en el distrito de referencia llega a más de cien.

Importantes líneas termales son las fallas y fracturas marginales, que limitan a la Cordillera Central hacia el Altiplano (entre Oruro y Uyuni), como asimismo las grandes fallas transversales de los Andes Centrales. La mayor parte de estas termas están ubicadas dentro de los terrenos paleozoicos; otras surgen por intermedio de grietas entre el sistema paleozoico y la Formación Puca; algunas pocas están situadas en las zonas de « Areniscas Inferiores ». Una notable acumulación de termas salta a la vista, especialmente en la línea de bisagra del doblamiento de la « Faja Estannífera », allí donde el Paleozoico está fuertemente dislocado entre Oruro y Potosí.

Las termas de Obrajes al Este de Oruro y las de Pulacayo se presentan dentro de los filones metalíferos. Doce casos de aguas termales aparecen en zonas de dislocaciones dentro de la serie paleozoica, en fallas que contienen yacimientos de antimónita. Los manantiales salen con preferencia en los cruces de las quebradas con los filones.

Las temperaturas de las termas, al salir de la roca, varían entre 20° y el punto de ebullición. La temperatura máxima, por lo general, no excede de los 80°. Según la composición química de sus aguas pueden distinguirse los siguientes grupos:

- a) Manantiales con un contenido preponderante de bicarbonatos, con o sin H_2S .
- b) Manantiales en los que predomina el cloruro de sodio;
- c) Manantiales ferruginosos, generalmente alcalinos, con o sin NaCl.
- d) Manantiales con un contenido predominante de sulfatos.

La composición de las termas es bastante compleja. Muy difundidas son aguas termales alcalino-sulfurosas conteniendo cantidades considerables de bicarbonatos de calcio, de magnesio y de hierro. Se relacionan íntimamente en su génesis con los yacimientos minerales, y representan la última fase de la actividad volcánica. Estas termas ya no contienen notables cantidades de sílice ni de bario.

Refiriéndome a los depósitos de los manantiales, se hallan bastante difundidos depósitos de carbonato cálcico, ya sea en forma de caliza o de aragonita. Los de caliza y de travertino, muy extendidos en la Cordillera de los Frailes, indican una actividad termal antigua que fué mucho más intensa que en la actualidad.

Como depósitos de termas extinguidas deben comprenderse los mantos

y terrazas de mármol-ónix que se encuentran en Mirazapani, a 12 km al Sud de Berenguela, provincia de Pacajes, en el extremo NO de la República. El ónix, que se compone de calcita, se usa como piedra de ornamentos.

Aparte de los carbonatos de calcio en los depósitos termales se ha comprobado la presencia de los siguientes minerales: Azufre, yeso, pirita, cinabrio y rejalgar (en las termas de Urmiri, Dep. de La Paz), baritina, ópalo, copiapita, jarosita, limonita, y por fin psilomelano con un contenido insignificante de wolfram (termas de Uncía).

Termas ricas en cloruro de sodio son las fuentes alcalino-ferruginosas de Challapata. Manantiales calientes y fríos, con abundante bióxido de carbono en forma libre, son especialmente numerosos en la Cordillera de los Frailes, donde tienen conexión genética con el volcanismo plioceno (ejemplo Río Mulato); asimismo las termas que surgen en la Veta Tajo en Pulacayo contienen en proporción cuantiosa anhídrido carbónico libre.

Los siguientes análisis informan respecto a la composición de una calda muy usada para baños medicinales, y además acerca de la constitución de una terma encontrada a 500 m de profundidad en el filón « Veta Tajo » de Pulacayo, que es un filón argentífero-plumbífero-zincoífero.

	1 Veta Tajo, Pulacayo, nivel 536 m	2 Urmiri, Dept. La Paz
Temperatura	59° C	74° C
Aspecto	Incoloro claro: deposita copos blancos después de larga quietud.	Incoloro claro: deposita copos grises después de larga quietud.
Olor	No tiene	aH ₂ S
Reacción	Visiblemente alcalina	Visiblemente alcalina
pH	7.5	7.7
H ₂ S libre	—	0.0298 gr/l
CO ₂ total	1.8908 gr/l	1.2606 »
Residuo de evaporación	4.9008 »	1.7940 » (agua filtrada)
SiO ₂	0.0308 »	0.0730 gr/l
Cl'	0.7067 »	0.0638 »
SO ₄ ''	0.7979 »	0.6294 »
K'	0.0199 »	0.0652 »
Na'	0.8040 »	0.3104 »
Ca''	0.2486 »	0.0264 »
Mg''	0.0839 »	0.0096 »
Fe'''	0.0077 »	0.0004 »
Al'''	0.0032 »	0.0018 »

En el Altiplano mismo, no existen termas. Recién acercándose a los Andes Occidentales las encontramos con cierta frecuencia. Allí constituyen las últimas manifestaciones del volcanismo moderno. En este lugar debemos hacer mención de las termas situadas al pie del volcán Pomarapa, al NO de la población de Sajama; las de Chinchillani (Prov. de Carangas) situadas al Oeste de Todos Santos cerca de la frontera con Chile; otras cerca de la terminación meridional del Salar de Empexa, en las vecindades de Caite; las termas cerca de Toua y de Empexa al Oeste y SO de Caite; termas en la orilla del Salar de la Laguna, al Norte del volcán Olca y muchas otras termas en Sud Lípez, en parte termas sublacustres dentro de salares.

La composición de estas termas apenas ha sido investigada. Disponemos tan sólo de algunos análisis de las termas de Caite y de Toua, efectuados por el doctor Barrande Hesse de La Paz, que reproducimos a continuación:

	Temperatura
Número 1 Vertiente Toa.....	79°C
» 2 Pie de Caite.....	74°C
» 3 Pie de Caite.....	62°C

	N° 1 neutra	N° 2 muy ácida	N° 3 muy ácida
Reacción al Tornasol. Residuo seco a 100°C. Mineralización total (sales hidratadas).....	3,634 g/l	18,608 g/l	19,223 g/l
Residuo seco al rojo oscuro. Mineralización total (sales anhidricas).....	3,526 g/l	16,852 g/l	16,729 g/l
SiO ₂	181 mg/l	251,4 mg/l	187,5 mg/l
SO ₃ total.....	278,4 »	2369,8 »	2359,1 »
H ₂ SO ₄ total.....	341,1 »	2903,3 »	2890,3 »
H ₂ SO ₄ libre.....	—	1578 »	1441 »
Cl.....	1780 »	9376 »	9957 »
CaO.....	9,8 »	868,8 »	860,0 »
MgO.....	2,5 »	372,6 »	367 »
Fe ₂ O ₃	14,3 »	100,6 »	91,6 »
Al ₂ O ₃	1,5 »	216,2 »	201,8 »

El gran contenido de sulfatos en las termas de Caite que salen en la orilla del salar de Empexa, indica que se trata de una solfatará sublacustre. Las termas están ubicadas allí donde el yacimiento azufrero de Caite, que contiene muchos escapes de gases calientes, buza debajo del nivel del salar.

En las futuras investigaciones sobre las termas bolivianas debe prestarse especial atención a la presencia de vestigios de metales como litio, titanio, estroncio, bario, cadmio, manganeso, etc., los que se han encontrado en los

análisis espectroscópicos de manantiales europeos, como por ejemplo de Fachingen, Dürkheim y Oehnhausen. Tampoco se sabe nada hasta el presente acerca de manantiales arsenicales en Bolivia, que debemos suponer en la zona de Berenguela de Pacajes. Además debe investigarse la radioactividad de los manantiales, especialmente de las termas con escasa mineralización, las que en Europa llevan el nombre de « Baños Salvajes », o « Termas indiferentes ».

CAPÍTULO VIII

Las orogénesis en la zona andina de Bolivia

A. — MOVIMIENTOS OROGÉNICOS DE LA ERA PALEOZOICA

El plegamiento más antiguo que se conozca en el campo cordillerano, señalado por la notable disconformidad de los estratos cámbricos con respecto al Precámbrico, ha sido observado en la cordillera de Santa Victoria, en el Norte Argentino. En la sección boliviana de la misma cordillera no se pudo comprobar la existencia de estos fenómenos, estando ausente allí la serie precámbrica.

Parece que en Bolivia, no existen indicios de un plegamiento caledónico puesto que el desarrollo de la formación silúrica aparentemente es completo. Solamente en el extremo Norte, es decir en el Caupolicán pueden existir sospechas respecto a un plegamiento caledónico; sin embargo no existen estudios detallados que se hayan ocupado de este problema.

Como todo el sistema paleozoico, hasta el Pérmico inferior, se halla desarrollado en Bolivia sin ninguna discordancia entre las formaciones y grupos distintos, el primer plegamiento del geosinclinal andino no puede haberse efectuado antes del Pérmico medio. Hemos visto que la facies marina de los estratos del carbonífero superior pasa a una facies terrestre, sobreponiéndose areniscas y arcosas rojas encima de las calizas fosilíferas, como sucede por ejemplo en Tiquina y en Yaco. En ninguna parte del Altiplano o de la cordillera alta, ha sido comprobada la presencia de las formaciones triásicas y jurásicas. La dificultad respecto a la observación de plegamientos antiguos, estriba especialmente en el hecho, de que el plegamiento terciario, sumamente intenso, ha borrado los rasgos de los plegamientos anteriores, en todo el espacio andino.

Parece que los movimientos permo-triásicos, que tienen un desarrollo tan evidente en las sierras pampeanas de la Argentina, disminuyen hacia el norte, manifestándose en el norte de Bolivia, únicamente en forma de un levantamiento epirogénico durante el Pérmico medio. Asimismo se han observado señales de un plegamiento pérmico en el Sud de la zona

subandina. Estos indicios se notan en el hiato y en la ligera discordancia que existe entre el Gondwana Inferior y el Mandiyuti.

La falta de intensidad de los fenómenos magmáticos, manifiesta decididamente un plegamiento débil, contrariamente a las observaciones que se han hecho en el Perú respecto al mismo diastrofismo. En Bolivia hemos observado un vulcanismo geosinclinal débil del Permo-Carbonífero, y no se conoce ningún plutonismo sin-orogénico ni post-orogénico. Las escasas intrusiones de rocas alcalinas que se supone sean del Pérmico, no indican un plegamiento intenso. La edad de los granitos y sienitas alcalinas en la Cordillera de Santa Victoria, situada en el extremo sud del país, aún es desconocida.

En el norte de la zona andina de Bolivia, especialmente en la región del Titicaca, observamos las capas del Cretácico descansando, con una discordancia angular muy pronunciada, encima de estratos paleozoicos. Mientras que cerca de Puerto Acosta el Devónico tiene un rumbo N 45° O (véase el mapa, fig. 39), el Cretácico, que está sobreescorrido sobre el Devónico hacia SO, muestra la dirección N 70° a 80° O. En tanto que en el área situada al este del Lago Titicaca, todos los sobreescorrimientos están dirigidos hacia SO, contrariamente en la región al Oeste del Titicaca los sobreescorrimientos tienen una dirección inversa, es decir, hacia NE. Como se ha observado en el distrito de Lagunillas (al NO de Puno) una fuerte discordancia angular entre Jurásico y Cretácico (compárese la publicación de Douglas), es posible que hemos de ver allí un plegamiento intrajurásico. Tal plegamiento ha sido comprobado también por Newell, según una comunicación verbal al autor.

Nuestros conocimientos tanto al respecto del plegamiento pérmico como del plegamiento intrajurásico en la zona andina de Bolivia, precisan aún de estudios más detallados. Sin embargo es indudable que a mediados de la época pérmica, el bloque andino sufrió un primer ascenso, siendo eliminados por consiguiente, la mayor parte de los depósitos permo-carboníferos marinos.

B. — MOVIMIENTOS OROGÉNICOS DURANTE EL TERCIARIO

I. MOVIMIENTO PRINCIPAL

La diferenciación de las diversas fases de movimientos orogénicos terciarios es muy difícil en Bolivia, a causa del escaso desarrollo del Terciario en la zona del plegamiento más intenso. Además, la facies continental de los estratos respectivos, no permite una determinación exacta de su edad geológica. Resumiendo primeramente nuestros conocimientos acerca de estos plegamientos en los territorios limítrofes, P. Groeber (comunicación verbal al autor) distingue en la cordillera de la Argentina, los movimientos siguientes :

Movimientos	Horizontes y series	Erupciones	Formación
3 ^{er} movimiento Terciario Fas. postumas Fase principal	Puelchense o Jujuyense Rionegrense Araucaniano o Calchaquí reciente	Basalto II	Siciliano Astiano Pleisanciano Plioceno
2 ^o movimiento Terciario 3 ^a Fase 2 ^a Fase 1 ^a Fase	superior inferior Colloncurenses Santacrucenses Santacruciano	Andésita y liparita Basalto I, dacita Riodacita, liparita andésita	Pontiano Vindobomiano Burdigalio Mioceno
1 ^{er} movimiento Terciario 2 ^a Fase 1 ^a Fase	Superpatagónico Leonense Juliense Colchaguaense Descadense Mustersense Casamayorenses Tobas mamalíferas Descadiano	Serie andésita oligocena, basalto Serie andésita eocena, teschenitas	Aquitaniano Stampiano Oligoceno Sannoiano Priaboniano Auversiano Lutésiano Eoceno
1 ^a Fase Movimiento interterciario	Formación de Río Grande, Salta, Pucá y Rimac	Meláfros y diabas	Ypresiano Thanetiano Montiano Daniano Maestrídesiano Campaniano Lardínico Coniaciano Turoniano Cretácico

H. Stille (155), en su análisis cuidadoso del desarrollo del sistema cordillerano en el Perú, Bolivia y en el Norte Argentino, distingue dos períodos principales de plegamiento :

1. El plegamiento subhercínico (o ándico) a lo largo de la costa del Pacífico. Este plegamiento, que corresponde al « plegamiento peruano » de Steinmann, tuvo lugar después de la época del Emscher y antes de la época senoniana ;

2. El plegamiento neoterciario, que se efectuó en las cordilleras orientales y en la zona subandina, correspondiendo al « plegamiento quichuano » de Steinmann.

El plegamiento subhercínico de Stille está restringido a la zona del litoral que pertenece al Perú y a Chile y no se manifiesta en Bolivia. Asimismo faltan vestigios de un plegamiento « larámico » (en el límite entre el Cretácico y el Terciario), pues las Margas Multicolores, cuya porción inferior con el « Calcáreo » pertenece todavía al Cretácico superior, pasan en todas partes de Bolivia, sin discordancias notables, a los grupos superiores del Terciario, probablemente hasta el Mioceno.

El plegamiento principal de la zona andina de Bolivia debe corresponder a una edad relativamente moderna, en conexión con el segundo movimiento orogénico de Groeber. Este autor supone que el plegamiento principal tuvo lugar durante la época miocena. Un lugar importante que puede servir para la determinación exacta de la edad de este plegamiento principal es el Cerro de Potosí, donde la intrusión dacítica ha perforado tufitas plantíferas que según Berry (32) serían de edad pliocena. Estas tufitas han sido alteradas por el metamorfismo de contacto de las rocas ígneas. Al discutir su edad, ya hemos indicado que su flora no permite una determinación precisa de aquélla (pág. 195) y que los sedimentos respectivos también pueden haberse acumulado durante la época miocena. Con tal motivo la edad de la intrusión del Cerro de Potosí solamente puede ser estimada con aproximación, como « probablemente miocena ». Contra la aceptación de una edad pliocena existe principalmente el argumento de que debe haber transcurrido un intervalo considerable, con levantamientos y denudaciones consiguientes, entre la génesis de las intrusiones metalíferas por un lado, y el vulcanismo plioceno de la misma región, sin mineralización, por el otro (pág. 229).

El segundo problema fundamental concierne a la edad de las otras rocas magmáticas de las cordilleras centrales de Bolivia, especialmente la edad de los plutones granodioríticos hipabisales en el Norte. En otra oportunidad he expuesto las razones que arguyen en favor de una edad aproximadamente igual de todas las rocas magmáticas estanníferas de Bolivia (pág. 222). A continuación, vamos a resumir estas consideraciones de la siguiente manera :

a) Como ya queda dicho (pág. 222), todas las rocas magmáticas y estanníferas de Bolivia pertenecen a la misma provincia magmática, bien circunscrita ;

b) Las rocas magmáticas, en su mayor parte, no muestran vestigios de una alteración dinámica por plegamientos posteriores que las hubieran alcanzado ;

c) Las plutonitas, como asimismo los macizos que se enfriaron cerca de la superficie, y las rocas efusivas, se hallan acompañadas por yacimientos minerales que pertenecen a una sola provincia metalífera bien definida, con la paragénesis de los elementos Sn, W, Bi, Sb, Zn, Pb, Ag, Au y Cu. Es improbable que esta paragénesis se haya desarrollado en rocas que correspondan a dos periodos de actividad magmática, muy dispares respecto a la época de su formación ;

d) Rodados de los granitos andinos faltan siempre en los sedimentos eoterciarios y mesoterciarios. Aparecen por primera vez, en reducida cantidad, en los rípios pedemontanos que acompañan a la Cordillera Real por el lado del Oeste, y que tienen una edad pliocena. En mayor cantidad aparecen los rodados graníticos en la « Formación Inferior de La Paz », de edad neopliocena.

Por estas razones, me inclino a la opinión de que no existe una gran diferencia de edad entre los granitos del Norte y las rocas porfíricas del centro y Sud de Bolivia, en vista de que pertenecen a la misma provincia petrográfica y están acompañados por los mismos yacimientos metalíferos.

A este respecto coincide mi criterio con el de Steinmann que dice (150, pág. 301) :

El ejemplo ya mencionado del Cerro de Potosí, donde la dacita portadora de mineral, es aparentemente más joven que los sedimentos plegados, con plantas del Neógeno inferior, nos enseña que tales intrusiones tuvieron lugar todavía en el Plioceno. La misma posibilidad existe también para fenómenos iguales en el Perú. Luego pues, si las dacitas y riolitas que contienen minerales de estaño, están relacionadas (no solamente por su génesis, sino también por su edad) con las granodioritas de la Cordillera Oriental boliviana, que contiene igualmente estaño — lo que parece probable — éstas resultarían igualmente pliocenas y lo mismo pasaría con varias granodioritas situadas en el SE de la cordillera peruana que pueden, según esto, tener la misma edad.

Kozłowski (103) que se ha ocupado detalladamente del problema en cuestión, considera la edad terciaria de los granitos como comprobada. Sin exteriorizar mayores detalles al respecto dice :

La ausencia completa de sedimentos terciarios marinos, y el conocimiento aún muy imperfecto de los sedimentos continentales de este período, hace sumamente difícil establecer una cronología de las rocas eruptivas terciarias de Bolivia.

Más arriba ya hemos mencionado que los granitos del Norte no muestran vestigios de una alteración dinámica o mecánica. Esto se refiere a la mayor

parte de los plutones, pero no es evidente respecto a los granitos que afloran en los valles profundamente erosionados del faldeo oriental de la Cordillera Real, que hemos conocido anteriormente (pág. 206). Estos granitos de Yani y los filones cuaríferos y auríferos de aquella zona que contienen scheelita, se hallan intensamente contorsionados y plegados.

Buscando una explicación de los fenómenos tectónicos que han influido fuertemente en estas rocas, resultan dos posibilidades :

a) Los granitos de Yani serían más antiguos que los granitos miocenos andinos ;

b) Se trataría de las zonas profundas de los granitos andinos, cuyas raíces se hallarían expuestas por la erosión, y estas zonas profundas habrían sido alcanzadas todavía por el plegamiento andino.

En favor de la segunda posibilidad puede alegarse el hecho de que los granitos gneísicos que afloran en las zonas profundas orientales de los batolitos de Chucura y del Taquesi, pasan hacia el techo a granitos normales ; igualmente la circunstancia de que contienen yacimientos estanníferos, wolframíferos y auríferos.

El plegamiento andino principal ha influido sobre las diferentes zonas de la parte andina de Bolivia con diferente intensidad. La altiplanicie, o sea la zona interior de la cordillera plegada, muestra un plegamiento débil con sinclinales anchos y « reventones » cortos (pág. 242) o « sillars » delgadas, sin rumbo decidido o con un rumbo poco pronunciado dirigida hacia el NE. La intensidad del plegamiento aumenta hacia el Este. Pequeñas intrusiones de rocas generalmente andesíticas, se hallan esparcidas en forma irregular, sobre aquella zona. Intrusiones dacíticas y riolíticas son escasas y restringidas a la parte oriental de esta área, a la que pertenece también en el Norte, la región del Titicaca.

Al Este de la faja mencionada observamos una zona de plegamiento muy intenso. El límite occidental de esta faja plegada pasa al Este del lago Titicaca, después por el distrito de La Paz, siguiendo desde allí por el declive de la Cordillera Central hacia el Altiplano, hasta Esmoraca. El límite oriental corre desde Apolo en el Norte, rumbo SE, por Tipuanirío Ayopaya-Capinota, hasta las cercanías de Sucre, torciendo allí con rumbo Sud y pasando al Este de Tupiza hasta llegar a la frontera argentina.

Aquella zona fuertemente plegada, coincide con el distrito de la máxima propagación de rocas magmáticas leucócratas, y con la diseminación más densa de yacimientos minerales. Corresponde generalmente a la zona III (faja estannífera) del mapa (fig. 112). El plegamiento alcanzó allí sedimentos paleozoicos que ya estaban plegados y consolidados en cierto modo. Estos sedimentos fueron en parte nuevamente plegados y en parte fracturados. Por eso prevalece una tectónica de fallas, caracterizada por sobreescurrecimientos parados que buzan con fuerte inclinación hacia el SO u O. La vergencia general está dirigida hacia el NE. Un buen perfil a través de esta zona de máxima, perturbación lo ofrece la vía del ferrocarril de Oruro a

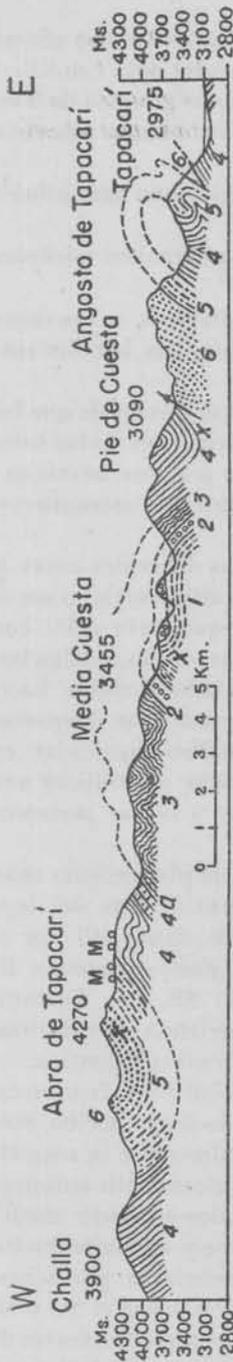


Fig. no. — Perfil a través del abra de Tapacari (según Steinmann) : 1, Esquistos negros piríticos con *Didymogropus nitidus*; 2, Cuarzita; 3, Pizarras finiles; 4, Esquistos gris-verdosos con *Lingula* (1-4: Ordovícico); 5, Areniscas devónicas; 6, Formación Puca

Cochabamba (fig. 110). Allí observamos numerosas escamas con rumbo NO que están inclinadas hacia el SO. Restos de la Formación Puca se hallan en forma concordante, como escamas paralelas, dentro del Paleozoico. Las Margas Multicolores plásticas, con sus intercalaciones de yeso, constituyen a veces escamas de pocas decenas de metros de espesor que se encuentran como zonas concordantes dentro de los estratos ordovícicos; así por ejemplo la escama yesífera de Orcomasica, que tiene una extensión de 30 km de largo y cuya anchura no excede de 10 a 60 m.

A veces se acumulan tales escamas, originándose estructuras imbricadas. Como en el Perú, también en Bolivia faltan las cobijaduras delgadas.

Al Este de la faja de máximo plegamiento, en la falda oriental de los Andes Centrales y en las cordilleras orientales, está situada la zona exterior, que se caracteriza por un plegamiento débil, por la ausencia de rocas magmáticas y por la escasez de yacimientos minerales. El paleozoico muestra allí por grandes trechos, una posición horizontal o poco inclinada. Los sobreescurrecimientos son raros. Existen sinclinales regulares y poco dislocados, compuestos por estratos del Cretácico terrestre y del Terciario. Estos sedimentos descansan en aparente concordancia sobre diversos grupos del Paleozoico. Como ejemplos citaremos los sinclinales de Camargo y de Tarabuco.

La zona exterior termina por el Este, en el declive que separa el bloque levantado de la Puna de la zona subandina, la que tiene una tectónica muy diferente.

Así es que podemos deducir el siguiente esquema de los procesos del plegamiento (del Oeste al Este):

a) Zona interior (altiplanicie), con plegamiento moderado, con sobre-escurrecimientos de poca amplitud, con vulcanismo generalmente básico y no muy pronunciado;

b) Zona intermedia, de plegamiento máximo, con sobrecurrimientos y estructuras imbricadas; con actividad magmática muy pronunciada. Abundan intrusiones de rocas graníticas;

c) Zona exterior, con plegamiento débil, sin actividad magmática.

La vergencia está dirigida por lo general hacia al E y NE. Una excepción importante observamos en el Norte, al Este del lago Titicaca. Allí domina una vergencia opuesta que es evidente en el perfil a través de la Serranía Matilde (fig. 91). Parece que los batolitos graníticos del Norte están volcados hacia el SO, pues en sus alas orientales los sedimentos muestran un buzamiento menos inclinado cerca del contacto que en las alas occidentales. Sin embargo, esta cuestión requiere aún estudios más detallados.

II. MOVIMIENTOS DURANTE EL PLIOCENO

Después del plegamiento principal se efectuó un levantamiento notable del bloque andino y por consiguiente una denudación que alcanzó especialmente a los sedimentos elevados del techo de los batolitos graníticos. Por tal motivo se acumularon a lo largo del borde oriental del bloque ascendido, enormes cantidades de detritos; igualmente en la depresión interandina.

El plegamiento plioceno (tercer movimiento andino de Groeber) alcanzó también a todo el espacio andino, pero su intensidad fué menor que la del plegamiento principal, y solamente en algunas regiones restringidas se produjeron plegamientos mayores. Una subdivisión de este diastrofismo en fases diferentes, que fué posible establecer en la cordilleras argentinas, todavía no es factible en Bolivia, porque disponemos de muy pocos detalles acerca de la edad de los sedimentos neoterciarios. Por lo demás, sobre la base de nuestros conocimientos actuales de la tectónica andina, aún no es posible distinguir en todos los casos la fase miocena de la pliocena, pues ambos movimientos orogénicos han influido de la misma manera al Paleozoico.

Según nuestra opinión, la génesis de la depresión altiplánica se efectuó por fallas longitudinales a lo largo del borde oriental del Altiplano. Asimismo se formó la depresión del Titicaca durante la primera o segunda fase del movimiento orogénico plioceno.

En el Altiplano, esta fase de movimientos corticales se desarrolló ampliamente. Fué en esta época que se originó el sobrecurrimiento por algunos kilómetros de extensión que puso los « Ramos » encima de las « Vetas » de Corocoro (pág. 243). Esta pequeña cobijadura fué posterior al plegamiento general de aquella región y a su mineralización. Los desplazamientos modernos, que fueron relativamente fuertes, aquí están dirigidos hacia el Oeste. La contorsión de los sedimentos terciarios dió lugar a desplazamientos transversales, perturbando los horizontes yesíferos de los « Ramos » en forma de cúpulas o domos.

Fué probablemente en una fase posterior que se produjo la inclinación y el plegamiento fuerte de los rípios pedemontanos al Oeste de la Cordillera Real (conglomerados de Taraco, pág. 251). En las margas rojas y areniscas, que aparecen en la base de estos conglomerados, se han medido, cerca de Tambillo, inclinaciones hasta de 50°.

A causa de la compensación de las tensiones tectónicas, fué fallada y fracturada la « Formación Inferior de La Paz ». A las mismas causas deben su origen las dislocaciones que afectaron allí el manto de tobas en el techo de esta formación. Según toda evidencia, hemos de suponer que esta tectónica, que no es muy intensa, se haya efectuado en la época pleistocena.

En las cordilleras centrales, el plegamiento plioceno se manifiesta en muchos lugares por el hecho de que, en los sinclinales de la Formación Puca, también participan los sedimentos neoterciarios, especialmente los Estratos de Jujuy. Un ejemplo ofrece el sinclinal de Tarabuco (véase el perfil, fig. 46).

De un modo muy llamativo se manifiesta la tectónica pliocena en la depresión de Tupiza. Vamos a estudiar los detalles consultando el mapa (fig. 111). Los estratos más antiguos de aquella región se componen de esquistos ordovícicos, muy inclinados y fuertemente dislocados, con rumbo \pm NS. Encima del Ordovícico descansan, en potente desarrollo, lavas melafíricas en la base de las Margas Multicolores. Todas estas formaciones se hallan muy inclinadas, metidas en forma de escamas, dentro del Ordovícico. Durante la época miocena se produjeron las intrusiones de magmas dacíticos que constituyen los cerros San Miguel, Choroma y Karaorco, a lo largo de fracturas que tienen un rumbo de S a N. De especial interés son los « Conglomerados de Tupiza », cuyos peñascos, con su color vivamente rojo, dan una nota pintoresca al paisaje. Estos conglomerados forman dos filas subparalelas de colinas. La fila oriental, de poca extensión, se encuentra al Este de Tupiza. La fila occidental comienza al Oeste de la cuenca de Oploca, cruza al río Tupiza al Norte de la ciudad, constituyendo las alturas más importantes al Oeste de la misma. Cerca de Ichupampa atraviesa la cadena al río San Juan, prolongándose al Este del río hasta Talara.

Los conglomerados, bastante consolidados, consisten en rodados gruesos, poco redondeados y mal distribuidos, de rocas paleozoicas, de meláfiro y de cenizas. En el cerro Jatunorco, situado más al Sud, contienen también rodados de galena. Especialmente en la escama al Este de Tupiza, se hallan grandes cantidades de rodados de las mismas rocas volcánicas, que componen el cerro Choroma. Estos conglomerados están muy inclinados, formando estructuras imbricadas con los estratos ordovícicos. La época en que ellos se formaron, está separada de los volcanitos miocenos de la región por un intervalo en que tuvieron lugar levantamientos y denudaciones. Los conglomerados han sido plegados por los movimientos pliocenos. Tam-

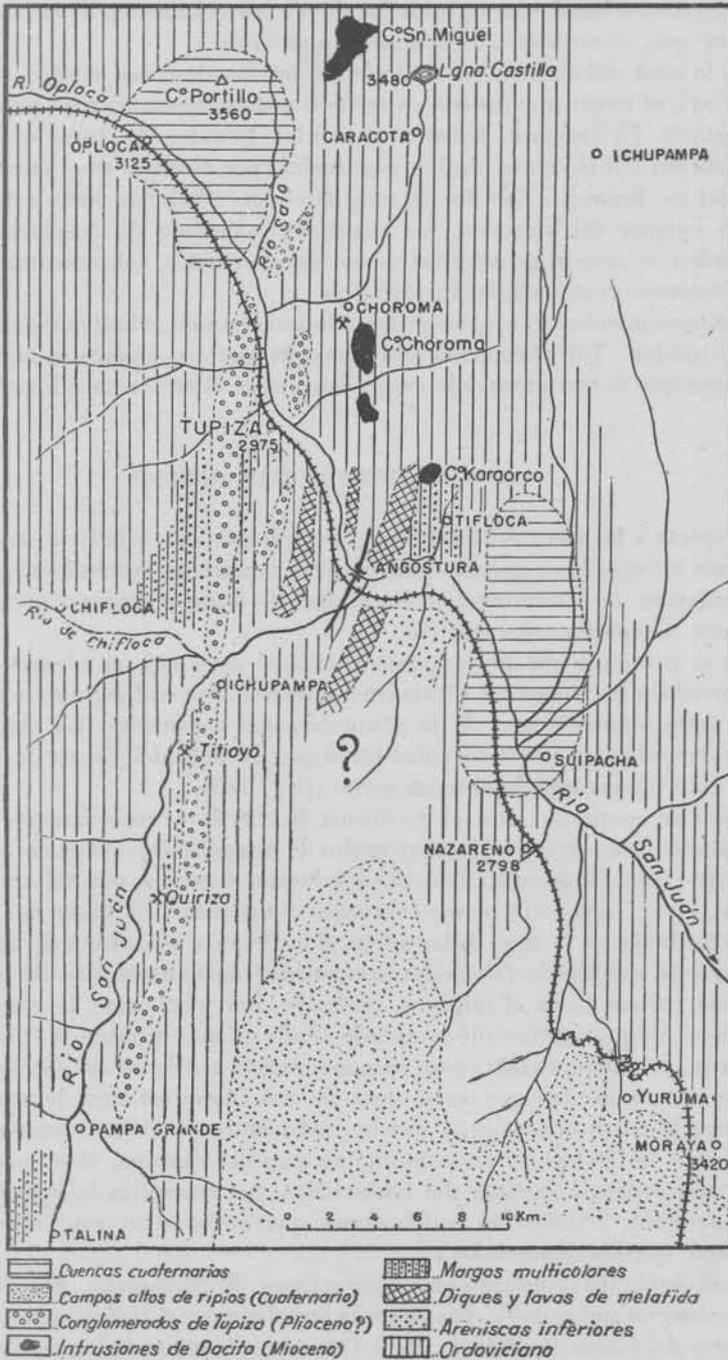


Fig. 111. — Croquis geológico de Tupiza y alrededores

bién fueron inclinados los estratos basales de los sedimentos de la cuenca de Oploca que se atribuyen al Cuaternario antiguo.

En la zona subandina, cuya tectónica hemos descrito en otro capítulo (pág. 82), el tercer movimiento orogénico andino desempeña un papel muy importante. El Terciario subandino con los Estratos de Jujuy inclusive, constituyen allí el centro de los sinclinales, por ejemplo en el curso superior del río Bermejo. Estratos de muy diferente edad han sido sobreescudridos encima del Neógeno; los resaltos y la medida de desplazamientos ascienden a 3000 m en aquellas zonas donde existen sobreescudridamientos del Neoterciario encima del Eodevónico.

Los movimientos tectónicos de aquella zona aún no se hallan enteramente compensados. Tal afirmación está apoyada por los ligeros movimientos sísmicos que se han observado especialmente en el sector meridional.

C. — LEVANTAMIENTOS EPIROGÉNICOS

Respecto a las fases del levantamiento epirogénico en Bolivia solamente estamos informados a grandes rasgos, pues nuestros conocimientos se fundamentan en la determinación de la edad de floras terciarias, que, según veremos, tienen un valor relativo.

En el principio del plegamiento principal mioceno, el bloque andino del territorio boliviano constituía un continente. Sin embargo no es posible traer datos seguros acerca de la altura de aquel continente. La clave para todas las estimaciones está constituida por la flora del Cerro de Potosí, de la cual hemos tratado anteriormente (pág. 325).

Antes de ocuparnos con el problema de esta flora, recordaremos el pretendido hallazgo de fósiles braquiópodos de la especie *Discinisca* en el Cerro de Potosí, por Singewald. Estos fósiles fueron descritos por Schuchert (en Berry, 1917, pág. 116) como *Discinisca Singewaldi*. El lugar del hallazgo está situado en la base de las tufitas plantíferas, a una altura de 4440 m. Como esta especie de *Discinisca* se encuentra entre los fósiles de la costa pacífica chilena hasta el mioceno inclusive, Berry (23) sacó la conclusión de que el bloque andino fué levantado desde el mar durante la época neoterciaria. Steinmann (150) en un reconocimiento geológico del Cerro de Potosí, pudo comprobar que no se trata de una *Discinisca* sino de una *Orbiculoidea* de edad ordovícica, y que los sedimentos plantíferos neoterciarios del Cerro de Potosí se encuentran, en algunos lugares, descansando en pseudoconcordancia encima del Ordovícico. Así se explica la equivocación de Singewald, y todas las conclusiones que quiso sacar este autor de su hallazgo, quedan descartadas.

Kozłowski (103) confirmó las observaciones de Steinmann. Sin embargo pudo observar una notable discordancia angular entre el Ordovícico y el Neoterciario del Cerro de Potosí. Berry (32) admitió que se había equivocado.

Respecto a las plantas fósiles de este cerro, últimamente Berry (32) se pronunció decididamente en favor de una edad pliocena de esta flora, no enunciando afirmación alguna acerca de la altura en la cual pudo desarrollarse. Steinmann (150) expresó su escepticismo respecto a la posibilidad de proporcionar datos seguros acerca del levantamiento moderno, a base de datos florísticos. Y estima el solevantamiento andino en 1000 m minimum y 2000 m como maximum.

Kozłowski (103), que comparte las opiniones y las dudas de Steinmann, expresa las mismas dudas, diciendo: « Desgraciadamente, las plantas fósiles no dan al respecto más que informaciones bastante discutibles, pudiendo presentarse las mismas especies en alturas muy variables, según las condiciones climáticas locales ».

Por todo lo que antecede, tanto la determinación de la edad de la flora fósil de Potosí como la apreciación del monto del levantamiento moderno de los Andes, son poco seguros.

Las mismas consideraciones están justificadas respecto a la flora de Pislipampa (situada a 3600 m de altura en la Cordillera de Cochabamba), la que fué determinada por Berry (25) como pliocena. Este autor cree que la misma flora se halla hoy día en niveles más bajos de los Yungas, es decir, en alturas de 6500 a 9000 pies a lo sumo. Tal estimación correspondería a un levantamiento post-plioceno de aquella región, de 800 a 1600 m. Pero debe tomarse en cuenta que probablemente la cuenca de Pislipampa se ha originado recién durante la época pliocena. Los sedimentos del relleno de esta cuenca ya no han sido involucrados por el plegamiento principal andino.

Consideraremos ahora la consideración de la flora de las « Vetas » de Corocoro, que fué descrita por Berry (146). Esta flora es aproximadamente contemporánea de la flora de Potosí. Los estratos respectivos, que afloran a una altura de más o menos 4000 m, pertenecen al piso III del « Sistema de Corocoro », que fué afectado por el plegamiento principal. Berry indica que esta flora se habría originado « a una altura mucho menor y bajo un clima más húmedo »; afirma que esta flora puede haber existido hasta un límite superior de 6500 pies de altura máxima. Por consiguiente puede inferirse un levantamiento reciente del Altiplano de ± 2000 m, siempre que estas suposiciones fueran exactas.

Kozłowski (103) en un estudio conceptuoso acerca de la edad del solevantamiento andino, menciona el hallazgo de maderas silicificadas en los « Ramos » de Chacarilla, a 50 km al SE de Corocoro, a 4000 m de altura. Los sitios donde se hallaron estas maderas pertenecen a los pisos II y III del sistema de Corocoro. Los estratos respectivos han sido plegados durante el Mioceno. Los restos fósiles de madera, que corresponden probablemente a una *Cesalpinea*, no muestran anillos de crecimiento; por consiguiente estas plantas deben haber vivido en un clima cálido, sin grandes variaciones de la temperatura entre las diferentes estaciones del año. Kozłowski saca las siguientes conclusiones:

Las plantas que se hallan en los pisos inferiores de la formación terciaria (Corocoro, Chacarilla) indican un clima uniformemente cálido durante todo el año. En cambio, las plantas que he recogido en las capas superiores de la misma formación, en Jancocata (cerca de Santiago, Departamento de La Paz), indicarían, según Berry, una temperatura no demasiado diferente de la que hoy existe, pero con una mayor humedad. Tales conclusiones se avienen a la idea de un solevantamiento progresivo de la región andina mientras duró la sedimentación del conjunto de la formación terciaria. Sus pisos inferiores se habrían depositado probablemente a una altitud inferior a 1000 metros, es decir a un nivel donde, en la zona tropical, las variaciones anuales de la temperatura no llegan a producir diferencias entre la estructura del bosque de otoño y del bosque de primavera. Estas capas inferiores han sufrido todavía los efectos del contragolpe del plegamiento andino. Las capas superiores por el contrario, se habrían formado a una altura mucho mayor y por consiguiente, únicamente han sido dislocadas en menor escala o en forma débil ».

Con todas estas observaciones y reflexiones llegamos al resultado de que el bloque andino habría tenido al principio del plegamiento principal mioceno, una altura de 500 a 1000 m s.n.m.

El período más importante respecto al levantamiento epirogénico de los Andes, lo constituyó el Plioceno. Una prueba interesante que sirve para atestiguar el solevantamiento, lo tenemos en la flora fósil del Cerro Jancocata, situado cerca de Santiago, en el Oeste del Altiplano (pág. 246). Esas plantas se hallan en el piso IV del sistema de Corocoro. Ese piso superior fué depositado recién después del plegamiento principal; sus estratos muestran únicamente ligeras ondulaciones. La flora, que se halla a una altura de 3863 m, indica, según Berry (26), que se ha originado bajo un clima que no era muy diferente del clima actual de aquella región; solamente debe suponerse que la humedad atmosférica fué mayor. Anteriormente hemos descrito que las floras de Corocoro y de Chacarilla conocidas para los pisos inferiores de los sedimentos altioplánicos, plegados durante la época miocena, indican haber vivido bajo un clima cálido. Esta diferencia entre las floras nos hace deducir un levantamiento progresivo de aquella zona después del plegamiento principal. Pero no puede arriesgarse una evaluación del importe de este ascenso.

Durante el solevantamiento plioceno se intensificó la erosión en varias fases. Por fin el paisaje de los Andes orientales y occidentales fué desnudado hasta alcanzar un relieve maduro. Es éste el primer « ciclo de erosión » de Bowman (37). Así resultó la formación de enormes altiplanicies en los Andes Occidentales y Orientales, a fines de la época pliocena. En los Andes Orientales observamos que la peniplanicie muestra un declive escalonado hacia el Este, a causa de dislocaciones que marcan el límite del bloque de Puna, cuyo ascenso fué mayor, con la zona subandina que quedó en un nivel más bajo, la altura de sus cumbres, no excediendo por lo general, de los

2000 m. En cambio, las grandes y vastas altiplanicies de los Andes Centrales cerca del límite con el Altiplano, alcanzan alturas de 4400 a 5000 m. Como ejemplo citaremos la altiplanicie de Morococala, situada al Este de Oruro (pág. 223) que tiene por término medio, una altura de 4500 m; esta altiplanicie está cubierta por una extensa napa de tobas.

Más al Este, las semillanuras están situadas a alturas de 3000 a 4000 m. El ferrocarril de Atocha a Villazón atraviesa entre Mocoya y La Quiaca una vasta altiplanicie, recubierta por ripios, de una altura entre 3500 y 3400 m. Igualmente puede observarse en los alrededores de Atocha, la peniplanicie que corta estratos ordovícicos, y que tiene allí una altura de 3800 m (fig. 112).

Las penillanuras que se han conservado en la parte oriental del bloque de Puna, se hallan a alturas entre 3000 y 2000 m. Como ejemplo mencionaremos las extensas pampas de Mojocoya, situadas a 2500 m de altura, que llegan al Norte de Tomina hasta las proximidades del valle del río Grande. Allí, los bloques paleozoicos poco inclinados (fig. 113) han sido denudados y nivelados.

Así vemos que, por lo general, el ascenso del bloque de Puna se efectuó en mayor escala en el Oeste, disminuyendo el levantamiento hacia el Este. No obstante debemos destacar que ciertos listones fueron elevados en mayor grado, a causa de movimientos diferenciales. Esto sucedió primeramente en las cordilleras altas del Norte (Cordillera Real); además en toda la Cordillera Oriental, sobre una extensión de 350 km, desde la Cordillera de Arcopongo al NO hasta el río Yapacaní al SE. Este levantamiento peculiar se efectuó probablemente a causa de la proximidad del escudo brasileño que se halla al Este.

El levantamiento plioceno del bloque andino, no coincide de ninguna manera con el límite oriental de la Cordillera de los Andes. Según demuestra el mapa geológico, el borde del bloque de Puna que linda con la zona subandina, menos elevada, casi en todas partes es de carácter tectónico. Este límite entre la zona andina levantada y la faja subandina menos elevada, se puede estudiar bien en el extremo Sud. Allí el declive forma una pared abrupta, de una altura relativa de casi 2000 m, en el faldeo oriental de las serranías de Ñauparuma y Cóndor, extendiéndose este límite morfológico desde el curso superior del río Bermejo, cerca de Majón, hacia el Norte. Las dislocaciones marginales se encuentran allí dentro del Devónico. Las cuencas de Tarija que están situadas dentro del bloque de Puna, aparentemente no han sido afectadas por el levantamiento.

Más al Norte, el borde oriental del bloque levantado, se observa al Oeste del río Acero y al Este de Padilla. Entre Cochabamba y Santa Cruz esta línea tiene menor importancia morfológica, encontrándose al Este de Saipina, mientras que los alrededores de Pulquina, San Isidro y la cadena del Quiñi, situada al Este de Mataral, ya deben atribuirse a la zona subandina. En el sector de Santa Cruz hasta el río Chapare, el bloque levanta-

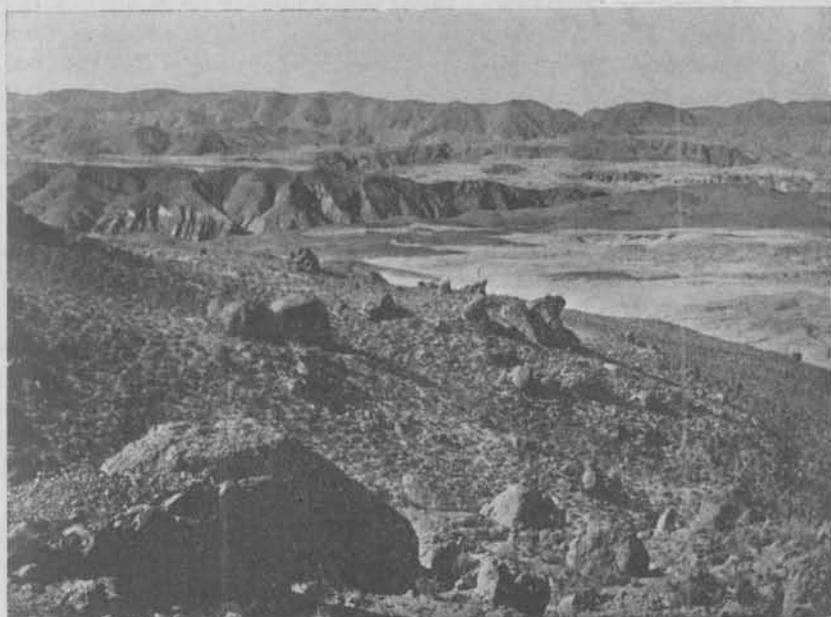


Fig. 112. — Peniplanicie recortada en los estratos ordovícicos, cerca de Atocha
En primer plano, los volcanitos de Chocaya



Fig. 113. — Pampa de Mojocoya

tado de la Cordillera Oriental, que tiene allí una cresta con rumbo EO, se aproxima al borde de los Andes. Después la zona levantada del margen de los Andes se aleja nuevamente. Al pie oriental de la Cordillera Real, el declive tectónico es bien visible arriba de Guanay y de Mapiri, llegando a la frontera peruana al Oeste de Apolo. En cambio, extensas porciones del Paleozoico no han sido alcanzadas por el levantamiento.

Puede suponerse que a fines de la época pliocena, el bloque de la Puna, que se hallaba levantado y denudado, se encontraba a un nivel inferior al actual, digamos en 800 a 1000 m. Pero el proceso principal del levantamiento ya se había realizado. Únicamente en menor escala, y con interrupciones, continuaron los levantamientos durante el período cuaternario. La rica fauna de vertebrados del Cuaternario antiguo, que se ha hallado en el Altiplano y en los Andes Centrales, hace suponer que aquellas regiones se encontraban entonces a menor altura. Por lo demás pruebas concluyentes confirman tales levantamientos, de cuyos detalles se han ocupado especialmente los estudios de C. Troll (161). Este autor hizo resaltar el aumento notable de la erosión durante el período cuaternario, como asimismo la disección profunda de las peniplanicies que se habían formado a fines de la época pliocena. Estas peniplanicies especialmente fueron incisas al SE del bloque de Puna. Troll escribe al respecto lo siguiente:

A la circunvalación elevada del Altiplano, representada por la Cordillera de Lípez y la Cordillera de los Frailes, se apoya hacia el Este un paisaje montañoso cuyas crestas quedan por lo general encima de los 4000 m, alcanzando en algunas cumbres, los 5000 m. Las cabeceras del sistema del Pilcomayo (río San Juan, río de Cotagaita, río de Tumasla y Pilcomayo) han sido surcadas en esta comarca mediante muchos valles de erosión, cuyo fondo baja hasta los 2000 m. Sin embargo desde algunos puntos muy altos, como por ejemplo desde el Chorolque, es muy evidente la nivelación que afectara las cumbres y que en parte se extiende como un plano de denudación (semillanura) encima de los estratos paleozoicos plegados y muy inclinados. Esta altiplanicie en parte está recubierta por los derrames efusivos y mantos volcánicos de la región situada al Oeste de Potosí. La misma planicie es idéntica con la « Peniplanicie de la Puna » de Walter Penck, y contiene cerca de Potosí la flora terciaria de carácter tropical, descrita por Steinmann, en estratos que se hallan actualmente a una altura de más de 4000 m. Hacia el Este, la altiplanicie de la Puna tiene un declive primero hacia una hoyada vistosa que lleva el mismo rumbo de las serranías vecinas. Esta zona hundida, que llamaré *Hoyada de Chichas-Chuquisaca*, corre desde la región de Tupiza, por Cotagaita y Vitiche por el Norte hasta más allá del río Pilcomayo. Al Este, la zona baja está limitada por la larga cadena compuesta por la Cordillera de Mochacruz y la Cordillera de Liqui, mostrando de tal manera, por término medio, una anchura de 40 km. Este hundimiento o bajo corresponde a una antigua zona de acumulaciones, pues las vastas planicies que se extienden entre

Los diferentes valles, se manifiestan geológicamente como campos de ripios que suben suavemente a las serranías adyacentes. Las capas compuestas por detritos, siguen en su pendiente el sistema actual de drenaje, siendo surcadas por los ríos hasta una profundidad de 500 m. Estos planos de ripios se extienden inclusive encima de las actuales líneas divisorias entre el río San Juan, el río Grande de Cotagaita y el río Pilcomayo. Las numerosas cabeceras fluviales que bajan a la hoyada desde el Oeste, confluyen en tres arterias principales (Pilcomayo, río de Cotagaita y río San Juan). Estos son los únicos ríos que atraviesan a la mencionada cadena de Puna con rumbo al Este. La uniformidad de los depósitos evidentemente está en conexión con la reunión de estos valles y con el estancamiento de los ripios, originado por tal represa. El fenómeno en sí solamente puede tener causas tectónicas, según se desprende de los perfiles y del hecho de que el gradiente de la erosión posterior, aumenta rápidamente ríos abajo. Quiere decir que debajo de las llanuras de ripios, se halla un sistema de valles más antiguos que no coincide con el drenaje actual. Por lo tanto se trata de un ritmo: Erosión-Acumulación-Erosión. Este ritmo recuerda la subdivisión de campos glaciales de ripios que han sido estudiados en los Alpes. Sin embargo, aquí en Bolivia no tiene causas climáticas sino tectónicas, porque la erosión no ha operado desde la Cordillera hacia a la zona pedemontana, sino a la inversa, es decir desde el nivel bajo hacia la Cordillera. No obstante el ritmo coincide con los ciclos glaciales. Los ripios se aproximan, en los alrededores de La Lava, Puna y Chaquí, tanto al macizo volcánico de Andacaba y de Cari-Cari (de más de 5000 m de altura, situado al SE de Potosí), de manera que puede estudiarse su relación con los terrenos de acarreo glacial en las faldas de la serranía. Resulta que los ripios deben ser más antiguos que el último ciclo glacial, pues los depósitos neodiluviales bajan con una pendiente considerable casi hasta el fondo de los valles actuales, de suerte que según lo expuesto, deben corresponder a un ciclo glacial más antiguo, mientras que el gran período de erosión corresponde a una época interglacial.

Sgrosso (144) distingue en el Norte Argentino las siguientes unidades morfo-tectónicas: primero, al Oeste de La Quiaca, *La Puna*, desarrollada por ejemplo alrededor del yacimiento estannífero de Pirquitas, con alturas volcánicas hasta 5800 m; luego el *Cordón Oriental*, al Este de La Quiaca, constituido por estratos cambro-ordovícicos. Esta unidad orográfica que comprende la serranía de Santa Victoria, de Zenta, etc., con alturas máximas hasta 5130 m, se halla sobreescurrada arriba de la tercera unidad, que es la *zona subandina* (serranía de Santa Barbara, etc.). Parece que esta división tectónica también puede efectuarse, y en forma más detallada, dentro de territorio boliviano, en la siguiente forma:

1°. *La Puna*, desarrollada al Oeste de Tupiza en las cordilleras de Lipez y de Chichas; 2°. *El Cordón Oriental* situado al Este de Tupiza, que contiene minerales de plomo en la serranía de Mocha Cruz, cuya continuación

septentrional es la cordillera de Liqui, mencionada por Troll, hasta San Lucas. Al Este de aquel anticlinal largo existe la depresión del valle del río San Juan y de Cinti (sinclinal de la Formación Puca en la zona de Camargo y de Camataquí). Más al Este se levantan varios anticlinales que integran la Zona tremadociana de Yavi-Salitre-Yunchará-Guanacuno-Iscaya. Esta rama occidental se halla separada, por la pampa de Tacsara (3615 m), del anticlinal cámbrico del Campanario (5050 m). Esta cadena principal, muy elevada, se halla en la continuación de la serranía de Santa Victoria, y su prolongación septentrional se ve en el Abra de Sama (3907 m) y en la cuesta de Erquis (Ordovícico). Al naciente de esta cadena principal, los cordones van bajando poco a poco hacia el Chaco. Al Este de Concepción de Tarija comienza la zona subandina que llega a su pleno desarrollo, por ejemplo en los alrededores de Entre Ríos. Todas las estructuras descriptas, a pesar de que puedan tener un origen más antiguo, deben la distribución de sus alturas y depresiones principalmente a la última fase del plegamiento andino y a movimientos verticales. Las dislocaciones que separan las unidades citadas, corren rumbo Norte-Sud.

En el Norte de Bolivia observamos que las planicies morrénicas del penúltimo ciclo glacial, se hallan surcadas por quebradas profundas, en cuyo fondo fueron depositadas las morrenas terminales del último ciclo glacial (pág. 283). De estas observaciones deduce Troll un levantamiento interglacial. Asimismo las terrazas fluviales de la cuenca de La Paz, situadas en diferentes niveles, indican levantamientos rítmicos, interrumpidos por fases estacionarias. Trazando un corte vertical a través de los pisos principales de estas terrazas, observamos los siguientes niveles:

Piso de Pampajsi (terrazza más antigua).....	3840 m
Piso de Irpavi.....	3760 »
Piso de Miraflores (terrazza más reciente).....	3600 »

Estos tres órdenes de terrazas que muestran un desarrollo potente, corresponden a tres épocas de suspensión de los movimientos tectónicos; entre estas épocas estacionarias deben haberse encontrado períodos de ascenso que reactivaron la erosión.

El río de La Paz, atraviesa a la Cordillera Real, en una zona de menor resistencia, entre los batolitos del Illimani y de la Cordillera de Quimsa Cruz, mediante una sucesión de cañones imponentes (fig. 114). Su cauce se encuentra en aquella angostura a 1700-1800 m sobre el nivel del mar, o sea a un nivel de 4600 m debajo de la cumbre del Illimani.

Dicho sea de paso, Kozłowski (105) no está en lo cierto cuando afirma que no existen granitos en aquellas gargantas. Este autor quiso sacar la conclusión de que los batolitos de la Cordillera Real y de Quimsa Cruz, no tienen una conexión en profundidad. Por el contrario, observé un dique potente de granito, que atraviesa el valle de referencia, entre Tirata y Lurata.

El curso inferior del río de La Paz, según Troll y Berry, sería de edad

preglacial. Pero este río antiguo aún no poseía un gran embudo imbrifero inicial. Recién a causa de los levantamientos interglaciales del bloque andino, y por el aumento consiguiente de la erosión regresiva, sus cabeceras se extendieron más al Oeste, capturando ciertas zonas del Altiplano. Por

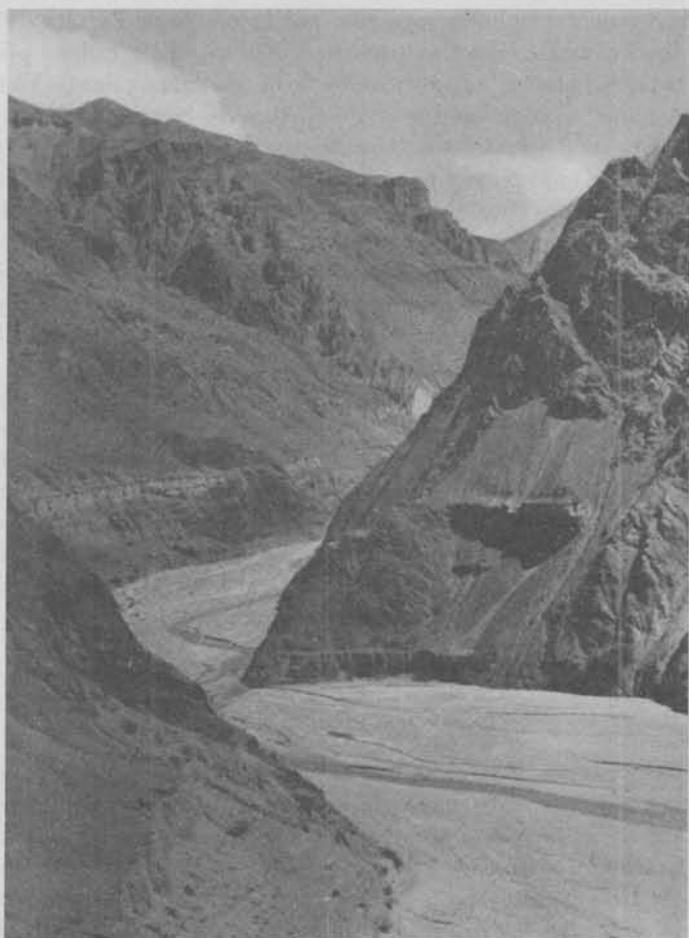


Fig. 114. — Angostura del río de La Paz, aguas abajo de la confluencia con el río Caracasto

tal causa la Cordillera de Quimsa Cruz y una tercera parte meridional de la Cordillera Real, fueron drenadas hacia el Amazonas. Anteriormente estas crestas habían formado el divortium entre el Amazonas y el Altiplano.

De especial interés para nosotros es la región de Tipuani, situada en la zona pedemontana antepuesta a la Cordillera Real por el naciente. El declive oriental de la Cordillera Real, allí se efectúa de un modo muy brusco.

Existe un desnivel considerable entre las cimas de 5000 a 6000 m de la Cordillera y la zona pedemontana que tiene solamente 500 metros de altura s.n.m., y esta diferencia de alturas se efectúa sobre una extensión horizontal de solamente 65 km. Las minas de oro de Tipuani están situadas a una altura de 575 m, al pie oriental del bloque levantado. En el valle del río Tipuani, descansa en forma discordante, encima de los estratos paleozoicos, el « Cangalli », un conglomerado poligénico consolidado y ferrificado, formado por guijarros bien redondeados de rocas paleozoicas y de granitos andinos. La formación del Cangalli se halla fracturada e inclinada, aflorando en Tipuani solamente en una extensión reducida. En un sondeo que alcanzó una profundidad de 150 metros debajo del nivel de los aluviones, no fué atravesado todo su espesor.

Encima del Cangalli y por otra parte encima del relieve accidentado del Paleozoico, reposan en forma discordante enormes cantidades de conglomerados rojizos blanquecinos, que constituyen terrazas de 15 km de anchura, entre los ríos Tipuani y Zongo, a lo largo del pie oriental de la Cordillera. La potencia de tales depósitos de origen torrencial, alcanza 150 m. Se hallan a alturas hasta de 2500 m.

El « Cangalli » corresponde probablemente a los « Conglomerados de Taraco ». Se trata de « Piedmont Gravels » (gravas pedemontanas), de edad neopliocénica, que se hallan tanto al Oeste como al Este de la Cordillera. Pero en el Este, estos depósitos se han hundido profundamente. El sistema de drenaje de aquella época fué muy diferente del actual.

Los campos de ripio que se hallan más arriba, fueron depositados al naciente de la Cordillera, durante el último levantamiento interglacial de los Andes. Estos rípios se extienden más al NO, en una cuenca de hundimiento, como en una zanja larga, por Mapiri hasta el Oeste de Apolo, siempre al pie del bloque levantado de los Andes.

CAPÍTULO IX

Historia geológica de Bolivia

Huelga decir que resulta difícil hacer una relación sintética de la historia geológica de Bolivia, sobre base de nuestros escasos conocimientos. Por lo tanto, trataré de describir cronológicamente el desarrollo del área andina, apoyándome en los datos que hemos consignado anteriormente. Me limitaré a la descripción de la zona andina, pues no se puede extender la relación al Oriente de Bolivia donde los datos disponibles al presente son demasiado deficientes.

Poco sabemos acerca de la circunscripción primitiva del antiguo macizo de « Brasilia ». Sin embargo, es seguro que la demarcación de este comple-

jo fundamental no tenía nada que ver con la actual delimitación del continente sudamericano. En las épocas posteriores, elementos que pertenecen a este cratón antiguo, han sido comprendidos en la estructura tectónica de los pliegues andinos, especialmente en la Precordillera argentina y en el Este del Perú, pero también en Bolivia, hecho que está comprobado por la existencia de estratos precámbricos en Sud Lípez. Además, a lo largo de la actual costa pacífica del Perú (y tal vez de Chile) existen restos de rocas precámbricas altamente metamórficas, aflorando en la base de la Cordillera costanera.

Mientras que durante la primera mitad del período cámbrico, según toda probabilidad la mayor parte de Sudamérica era tierra firme, recién en la época del Cámbrico superior observamos la primera irrupción del mar en los bordes del macizo continental. Los estratos correspondientes afloran en el sudeste de Bolivia. Esta transgresión, según Harrington (74) probablemente vino de la provincia pacífica norteamericana a lo largo de la costa occidental de Sudamérica, pues la fauna cámbrica de Bolivia guarda una relación íntima con la fauna contemporánea norteamericana (Croixiano).

Los sedimentos del Cámbrico Superior, que se han estudiado por ejemplo al Oeste de Tarija, corresponden a una facies nerítica.

Mientras que la transgresión cámbrica alcanzó solamente la parte oriental del actual sistema andino, podemos notar un avance progresivo de las transgresiones que le siguieron. Así por ejemplo, los depósitos ordovícicos se extienden más al Oeste y los devónicos aún más todavía en la misma dirección. Los depósitos ordovícicos descansan en conformidad encima del Cámbrico superior. El fondo del geosinclinal preandino acusaba un descenso continuo, de manera que el mar del ordovícico aumentaba en extensión. Se conocen los estratos del Ordovícico inferior, en una facies batial, especialmente en el Norte de Bolivia (Caupolicán) y en el Sud (Cuesta de Erquis); tal vez pertenecen a este grupo los esquistos graptolíticos con *Didymograptus* de la cuesta de Tapacaré. Generalmente en la parte central de Bolivia, prevalece una facies nerítica, particularmente en el desarrollo del Ordovícico Superior (areniscas con *Bilobites* y esquistos con *Lingula* en los alrededores de Cochabamba y Arani). La potencia total de los sedimentos ordovícicos es considerable, excediendo probablemente de los 5000 metros.

Es dudoso si tuvo lugar una sedimentación continua entre la época ordovícica y gotlándica (según supone Steinmann) o si existe un hiato entre ambas formaciones como prueban las observaciones efectuadas en la Argentina. Es posible que hubiera habido un movimiento positivo del fondo del geosinclinal a fines del Ordovícico y a principios del Gotlándico; sin embargo, esta cuestión precisa de mayores observaciones en Bolivia. Es cierto que durante la época gotlándica hubo una nueva transgresión marina nerítica que se extendió a las partes meridional y central del territorio de la Repú-

blica (estratos con *Clarkeia*); además, se han observado sedimentos de origen marino-glacial en el Sudeste y centro de Bolivia.

Un nuevo hundimiento progresivo del fondo del mar consta durante la época Eodevónica (Oriscaniano) de manera que sigue el aumento de la extensión marina hacia el Oeste. En el Devónico Inferior el centro del geosinclinal preandino, con mayores profundidades, estaba situado en el Norte (esquistos con *Acidaspis* de la Cordillera Real). En la zona intermedia y en el Sud de Bolivia prevalecen los depósitos de un mar epicontinental, como lo prueban restos de plantas y depósitos costaneros y de estuarios que se han observado especialmente en los «estratos de Iquiri» del Eodevónico superior. Es posible que estratos devónicos se encuentren también en el subsuelo del Altiplano, donde están cubiertos por sedimentos modernos. Pero no se sabe hasta donde se extienden hacia el Oeste, porque se han hundido al Oeste de la falla de Coniri.

La potencia total de los estratos devónicos no ha podido ser determinada con exactitud; debe ser considerable, pasando posiblemente los 5000 m de espesor. La gran potencia de estos depósitos acumulados bajo aguas no muy profundas, atestigua la proximidad de tierra firme al Oeste, que ascendía progresivamente durante el periodo devónico. La ocurrencia de ciertos fósiles guías muy difundidos, como *Leptocoelia flabellitis*, *Chonetes falklandicus*, *Dalmanites maecurua* o *Conularia africana*, demuestra que este mar devónico se extendía desde el Perú por Bolivia, el Sud del Brasil (Paraná), el Uruguay, la Argentina y las Islas Malvinas hasta Sudáfrica, mientras que la zona pacífica que corresponde a la actual costa chilena, era tierra firme (Austro-Andea, compárese el mapa paleogeográfico confeccionado por Kenneth E. Caster, 1942, pág. 53). Llama la atención el carácter de su fauna pobre en especies, pero muy uniforme sobre vastas regiones. Clarke ha destacado particularmente el carácter «austral» de esta fauna marina del Devónico, que es una fauna peculiar, caracterizada por un marcado aislamiento, que la coloca en contraste con las faunas existentes al Norte del Ecuador. Sedimentos calcáreos de la época devónica se hallan muy poco desarrollados en Bolivia; calizas de mayor potencia faltan.

En el límite entre el Devónico inferior y medio se verificó una extensa regresión marina que se manifiesta en la acumulación de sedimentos arenosos y en un cierto empobrecimiento de la fauna. Grandes partes de Bolivia ya se habían levantado encima del nivel del mar a fines de la época eodevónica. Solamente en una faja delgada situada al Oeste de la actual Cordillera Oriental, se mantuvo un mar pando durante el Devónico medio (piso de *Sicasica* con *Homalonotus Dekayi*).

Con la regresión del mar en la segunda mitad del Devónico se inició la formación de un gran continente austral de extraordinarias dimensiones, que persistió durante largas épocas de la historia geológica. Es éste el concepto del continente que unía las masas continentales dispersas del hemisferio del Sud, en una sola masa — concepto creado por Neumayr y Suess —

y que fué denominado « Continente Gondwana » (tomando su nombre de la región de Gondwana en Indostán).

Un período de tierra firme continuó en Bolivia durante la época del Devónico superior y Carbonífero, prolongándose hasta la mitad inferior del Carbonífero superior. Pizarras carbonosas en el Carbonífero superior del distrito del Titicaca, indican la proximidad de la costa. Recién a fines de la época pensilvaniana se produjo la transgresión marina uraliana que provenía seguramente del Pacífico y alcanzó solamente la parte septentrional de Bolivia. En sus depósitos neríticos es notable la facies calcárea. Durante el final del Carbonífero Superior y principio del Pérmico hemos de suponer repetidas oscilaciones epirogénicas, que ocasionaban cambios entre un mar somero y una tierra firme de poca elevación. Respecto a la fauna marina del Permo-Carbonífero de Bolivia, con *Spirifer Condor* y *Productus Cora*, entre sus formas más importantes, es interesante anotar que esta pequeña asociación faunística ocurre también en las capas de la misma época del Ural y de la Salt Range de la India.

A fines del Pérmico Inferior se levantó el suelo, produciéndose probablemente el primer plegamiento, no muy fuerte, de los depósitos acumulados en el sinclinal preandino. Asimismo hubo una fase magmática débilmente desarrollada. La extensión y la correlación de este diastrofismo aún no están establecidas con exactitud. Sin embargo, es cierto que existían desde la época del Pérmico medio, dos macizos continentales no muy elevados, comprendiendo por un lado el distrito de los actuales Andes Orientales y por otro el dominio mucho mayor del continente de Gondwana que se extendía desde Brasilia y Sudáfrica hasta la India y Australia. Entonces Bolivia se encontraba cerca del borde occidental de este gran continente. Entre las dos masas continentales se formó una depresión profunda y ancha como una artesa ubicada a lo largo del margen oriental del actual sistema andino. Esta cubeta durante la época pérmica, recibió enormes cantidades de detritus terrestres desde ambas masas continentales. En la parte meridional de esta hoyada avanzaron los depósitos terrestres de la glaciación pérmica desde el Este. Se hallan tales depósitos tilíticos hasta el río Pilcomayo en el Norte, correspondiendo a la formación de Tarija de la zona subandina del Sud.

Durante los períodos del Triásico, Jurásico y del Cretácico inferior, Bolivia continuó siendo tierra firme con reducidas elevaciones. Entonces Bolivia formaba parte del gran continente Brasilo-Etiópico (o Afro-Brasileño) de la era Mezosoica. La transgresión marina del período jurásico penetró solamente hasta la zona pacífica del litoral chileno y hasta el Sud del Perú, es decir hasta al Oeste del Lago Titicaca. En cambio la gran transgresión marina del Cretácico medio llegó hasta la región situada al Este del Lago Titicaca. Nuevos levantamientos, que tuvieron lugar durante una época no fijada del Cretácico, ocasionaron un rejuvenecimiento de la erosión y por consiguiente la formación de las « Areniscas Inferiores » en la zona oriental

andina. Después se hundió el terreno provocando una breve transgresión marina, la última en la historia geológica de la zona andina de Bolivia. La monografía de Fritzsche sobre la fauna encontrada en el Horizonte Calcáreo pone de relieve la existencia de una asociación faunística en que se mezclan formas francamente marinas con formas de agua dulce o salobre. Fritzsche compara por eso el mar «Pucaense» con un mar continental de poca profundidad y de comunicación restringida con el Océano, que recibía aportes considerables de agua dulce. Este mar poco profundo y de corta duración, que penetró probablemente desde el Norte, por canales estrechos, hasta la región de Potosí y tal vez más allá hacia el Sud, quedó separado del Océano y las aguas que persistieron en numerosas lagunas, en gran parte evaporaron, depositándose sal y yeso. Igualmente se depositaron margas rojas terrestres y areniscas coloradas de gran potencia. Steinmann ha explicado que en estas cuencas se acumularon los productos de descomposición y denudación de la larga época continental anterior, formando en su mayoría areniscas y arcillas de color rojo, y en parte conglomerados, pues las rocas de la superficie que habían sufrido una profunda descomposición laterítica, fueron barridas en vasta escala. Este detrito compone la «Formación Puca».

Durante el Cretácico medio y superior sucedieron, en la Cordillera Oriental, intrusiones melanócratas de tipo geosinclinal que se prolongaron en el Sud de la zona subandina hasta el Eoterciario, es decir hasta la formación de las Margas Multicolores.

Como en la Cordillera Oriental la sedimentación se realizó continuamente desde el Cretácico superior hasta la época oligocena y tal vez miocena, no existen señales de un diastrofismo en el límite entre Cretácico y Terciario en aquella zona. Otras condiciones regían en la parte occidental del sistema andino. En consecuencia del plegamiento intersenoniano de la Cordillera costanera, el territorio del actual Altiplano que se encontró al Este de esta serranía, constituía un gran recipiente que fué rellenado por detritos terrestres probablemente desde fines del Cretácico y durante el Eoterciario. Estos depósitos corresponden al primer piso del sistema de Corocoro. La mayor parte de estos sedimentos provenían del Oeste; pero también desde el Este, fueron acarreadas margas rojas, especialmente en la parte oriental del Altiplano, formándose en cuencas cerradas depósitos de yeso y sal (sistema de Corocoro, piso II).

Los Andes de Bolivia formaban tierra firme con alturas hasta de 1000 m más o menos, hasta el Mioceno Inferior. El clima suave y húmedo favorecía el desarrollo de la vegetación (estratos plantíferos de Potosí y de Corocoro).

El gran proceso de la orogénesis del Terciario no se ha realizado de un solo golpe sino en ciclos de fases sucesivas. La etapa más importante del diastrofismo andino hemos de localizarla en el límite entre la época oligocena y miocena, o durante el Mioceno. Entonces el bloque andino experimentó plegamientos, dislocaciones y sobreescurrimientos muy considerables, cuyo rumbo por lo general estaba dirigido hacia el E y NE (pero en el

Norte de la Cordillera Oriental en dirección al SO). Durante y después de estos plegamientos se produjo la intrusión de magmas hipabisales granodioríticos del tipo andino, y probablemente un poco después, la erupción de macizos de rocas de la misma familia, pero de textura porfirica. Tales macizos cuya erupción se efectuó en la región del máximo plegamiento de la Cordillera Oriental, constituyen los criaderos metalíferos de la « Faja Estannífera ». En cambio en el territorio del Altiplano, donde el plegamiento no alcanzó la misma intensidad, prevalecían erupciones andesíticas.

Después de esta fase principal del plegamiento andino, siguió una época de levantamiento y de denudación durante la cual se depositaron en el Altiplano el piso III del sistema de Corocoro, y en la zona subandina del Sudeste, las « Areniscas Superiores » (Formación Tacurú).

El período plioceno fué caracterizado por el levantamiento gradual del sistema andino cuyo paisaje, que presentaba unos 1000 m de elevación s.n.m. a fines de la época miocena, habría ascendido hasta casi la elevación actual a fines del Plioceno. Este fuerte levantamiento plioceno se efectuó después de un plegamiento débil (prefase del tercer movimiento andino), y alcanzó (según confirman las floras miocenas de Potosí y de Corocoro que indican un clima caluroso y húmedo), una elevación vertical de por lo menos 1500 a 2000 m. El levantamiento plioceno se realizó en forma desigual, de manera que las altas cordilleras del Norte y la Cordillera de Cochabamba, se levantaron a mucha mayor altitud que el resto de la Puna. De este modo se efectuó el cambio fundamental del clima y del drenaje de la altiplanicie que desde entonces formó una hoyada cerrada, que ya no fué influenciada por los vientos calientes del NE y cuyo clima se tornó más seco.

A fines del Plioceno podemos registrar otro plegamiento (fase principal del tercer movimiento andino) que se manifestó en las zonas ya consolidadas, en forma de una tectónica de bloques fallados, mientras que los sedimentos modernos de la zona subandina y del Altiplano experimentaron nuevos plegamientos. En ciertas regiones las dislocaciones y desplazamientos fueron bastante fuertes, como por ejemplo en el Norte del Altiplano donde se produjo el sobreescorrimento de Corocoro con rumbo al Oeste, y en la zona subandina donde se realizaron grandes sobreescorrimientos dirigidos hacia el Este y cuya amplitud alcanzó 3000 m. Los potentes depósitos de detritus arrastrados desde la Cordillera hacia el Este (Terciario Subandino y Conglomerados de Jujuy), también han sido sometidos a este plegamiento.

Esta última intensa orogénesis fué acompañada, en las Cordilleras Centrales, en el Altiplano y en la Cordillera Occidental, por una intensa fase volcánica que produjo efusiones andesíticas y liparíticas (Serie de Mauri, mantos de lava de Morococala y de la Cordillera de los Frailes). Tales rocas piroclásticas se depositaron sobre una gran extensión, encima de un relieve más o menos irregular del Paleozoico, Cretácico y Terciario, en potentes mantos subhorizontales.

Antes del comienzo del período cuaternario, las Cordilleras Occidentales y Orientales formaron una vasta peniplanicie cuya altura fué 500 a 1000 m menor que en la actualidad. La orogénesis pliocena había creado las grandes dislocaciones del borde oriental del Altiplano que se hallaba a menos altura que las Cordilleras Orientales, fuertemente elevadas. Fuera de esta gran hoyada, se originaron entonces las cuencas más reducidas de Cochabamba, Tarija y otras en la Cordillera Oriental, nacidas todas por movimientos diferenciales y desiguales de los grandes bloques entre los cuales se verificaron hundimientos tectónicos.

Al pie de los bloques elevados que ofrecieron, por su composición y por la dureza de los batolitos graníticos, notable resistencia a la obra de la denudación, se formaron capas potentes de gravas y campos de ripios que en parte se han conservado tanto en el Oeste (Formación Taraco) como en el Este de la Cordillera Oriental (Conglomerados consolidados de Apolo y de Tipuani y *piedmont gravels* de la hoyada de Chuquisaca-Chichas). Estos conglomerados rellenaron las depresiones, nivelando también, como « Estratos de Jujuy », los sinclinales de la Formación Puca y del Terciario Subandino.

Estos sedimentos pre-pleistocenos fueron alcanzados por la fase póstuma del tercer movimiento andino y fracturados en bloques inclinados, según demuestra la sección inferior de Formación de La Paz, cuyos potentes depósitos se acumularon en una cubeta profunda originada por el levantamiento diferencial de la Cordillera Real, a fines del Plioceno.

Durante el Cuaternario antiguo se formó, en la cuenca del actual Titicaca, un precursor mucho mayor que es el « Lago Ballivián ». Las terrazas de sus riberas se hallan entrelazadas con los sedimentos horizontales del « Piso de Ulloma », que contiene restos fósiles de una fauna de mamíferos que desapareció al principio del período glacial.

Hemos de suponer, por lo menos, en el Norte de la zona andina de Bolivia, dos ciclos glaciales. En el primer ciclo de glaciación bajaron enormes heleros de la Cordillera que se extendieron sobre las planicies pedemontañas adyacentes. Durante el ciclo interglacial que precedió a la última glaciación, el bloque de Puna sufrió un último levantamiento epirogénico cuya amplitud vertical probablemente alcanzó casi 1000 m. Por lo tanto se reactivó la erosión, originándose las honduras profundas de la cuenca de La Paz y la honda disección de la Cordillera Oriental.

El último ciclo glacial se manifestó en el Norte por la formación de heleros que bajaron en los valles, incisos durante la época interglacial. Estos heleros depositaron morrenas en el fondo de los valles y más abajo se formaron los depósitos fluvio-glaciales correspondientes.

En la parte central y meridional del Altiplano apareció durante la última glaciación, un gran lago sin desagüe, el « Lago Minchin ». Los remanentes de este lago enorme que se extinguió después en varias etapas, son los lagos Poopó y Coipasa. A causa de la desecación y evaporación se formaron en tiempos recientes los grandes salares del Sud del Altiplano.

Antes o durante la última época glacial, se rebajó el nivel del Lago Ballivián hasta el nivel actual del Lago Titicaca.

La actividad volcánica que había sido muy intensa tanto en la zona altiplánica como en la Cordillera Occidental, desde el Mioceno por toda la época pliocénica, se limitó en el Cuaternario a una faja angosta de la Cordillera Occidental donde se produjo principalmente la erupción de magmas andesíticas.

Mientras que la fauna de mamíferos en la zona altiplánica ya estaba condenada a la extinción al principio de las glaciaciones, se conservó la misma fauna en las cuencas de la Cordillera Oriental, es decir en zonas de menor altura, especialmente en la hoyada de Tarija, hasta la mitad de la época pleistocena.

Al final de este capítulo presento un cuadro provisional comparativo de la sedimentación en la zona andina.

CAPÍTULO X

La distribución de los yacimientos minerales

No es oportuno entrar en detalles, en el siguiente capítulo, acerca de los yacimientos minerales de la República, porque éstos ya han sido descritos por el autor en dos monografías tituladas: *Los Yacimientos minerales de Bolivia* (8) y *Los Yacimientos de Wolfram de Bolivia* (9).

En este lugar solamente pretendemos recalcar, en breves rasgos, la distribución de los yacimientos minerales de Bolivia, mediante el siguiente bosquejo:

- I. Antiguo macizo brasileño
- II. Zona petrolífera subandina
- III. Faja estannífera
- IV. Faja mineralizada del Altiplano
- V. Yacimientos de azufre de los Andes Orientales.

I. Dentro del antiguo macizo brasileño encajan vetas de cuarzo aurífero, relacionadas con granitos antiguos, especialmente en la provincia Ñufflo de Chávez.

Las pegmatitas que se derivan de los mismos granitos respecto a minerales de importancia económica, contienen moscovita y columbita, en la provincia mencionada.

Existen afloramientos de cristal de roca a lo largo de la frontera con el Brasil, especialmente en el cantón de Santo Corazón que corresponde a la jurisdicción de la provincia de Chiquitos.

Los yacimientos de hematita en la serranía de Mutún, situada al Sud de

Cuadro comparativo de la sedimentación en la zona andina de Bolivia

Formación	Zona Subandina		Cordilleras Centrales y Orientales		Altiplanicie	
	Sector Sud	Sector Norte	Sector Sud	Sector Norte	Sector Sud	Sector Norte
Cuaternario	Aluviones, limo, médanos, etc. Ripios pedemontanos	Aluviones, limo, etc. Ripios pedemontanos	Morrenas, aluviones, etc. Sedimentos modernos en cuencas. Mamíferos de Tarija	Morrenas, aluviones, etc. Sedimentos modernos en cuencas	Sedimentos modernos en cuencas, médanos, etc.	Morrenas, ripio fluvial, sedimentos modernos en cuencas, etc. Formación Superior de La Paz Estr. Ulloma con mamíferos
Neoferciario	Terciario Subandino	Terciario Subandino	Areniscas y margas con tobas con plantas de Potosí	Areniscas y margas con tobas en cuencas	Ripio de piedemonte Areniscas, margas, tobas, conglomerados	Formación Inferior de La Paz. Conglomerados Tiraco. Estratos Mauri
Terciario	Horizonte Petacas Areniscas Superiores Margas multicolores (en el Sud)	Arcillas Quendeque ?	Areniscas Superiores Margas multicolores	Margas rojas y conglomer.	Areniscas Superiores Margas rojas	IV } III } Sistema II } de Corocoro I }
Eoterciario	Horizonte Calcáreo Areniscas Inferiores	Areniscas Bala ?	Horizonte Calcáreo Areniscas Inferiores	Horizonte Calcáreo (desde el S hasta Yaco) Cr. Inferior y Medio al E del Lago Titicaca	—	? Horizonte calcáreo de Jesús de Mallara
Cretácico	—	—	—	—	—	—
Jurásico	—	—	—	—	—	—
Triásico	Gondwana Superior ?	Areniscas Beu ?	—	—	—	—
Pérmico	Gondwana Inferior	Calcáreo fosilífero del río Beni	—	Areniscas rojas de Yaco { Estratos calcáreos con pseudo-schwagerina, Spirifer condor, etc. de Cochabamba	—	Areniscas arcóscas de Tiquina { Estratos con pseudo-schwagerina, Spirifer condor, etc. del Titicaca Areniscas con huilla de Copacabana
Superior	—	—	—	—	—	—
Carbonífero	—	—	—	—	—	—
Inferior	—	—	—	—	—	—
Superior	—	—	—	—	—	—
Devónico Medio	—	—	—	Estratos Sicásica	—	Estratos Sicásica
Inferior	Areniscas Iquiri Esquistos Los Monos	Areniscas y esquistos	Estratos de Isla	Esquistos de la Cordillera Real	—	Esquistos y Areniscas
Gotlándico	—	Cuarzitas de Cosincho ?	Areniscas con <i>Clavkeia</i> de Tarabuco	?	—	—
Ordovícico	—	?	Desarrollo completo en el Norte (Caupolicán) en facies batial-graptolítica, en Cochabamba y Potosí en facies esquistosa-arenosa	Tremadociano con facies de <i>Kainella</i> en el S. (Salitre)	—	—
Cámbrico	—	—	Esquistos y areniscas con <i>Plethopetis</i> del Cámbrico Superior de Tarija	—	—	—
Precámbrico	—	—	—	—	Filitas de Sud López	—

Puerto Suárez, de origen sedimentario-metamórfico, pertenecen probablemente al sistema ordovícico.

Los campos de diamantes en la provincia de Caupolicán, que hasta la fecha no han sido examinados por expertos respecto a la cuestión de si son

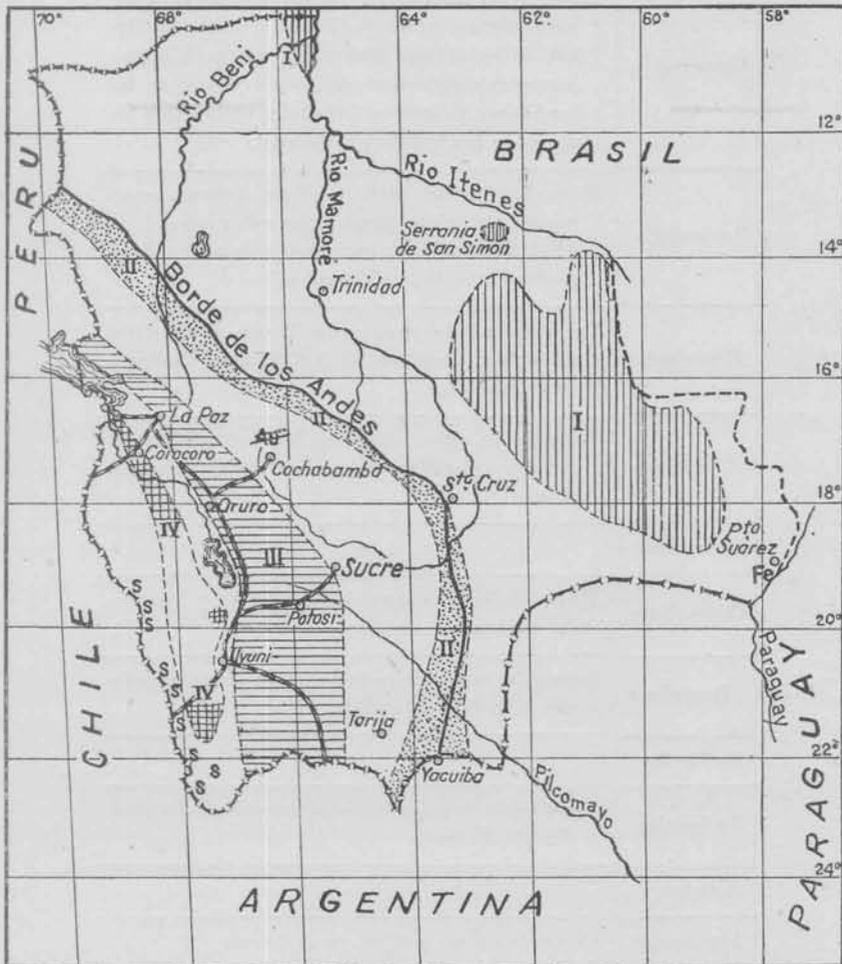


Fig. 115. — Mapa de las zonas mineralizadas de Bolivia

dignos de ser explotados, provienen posiblemente desde el naciente, es decir de la formación pérmica de Mattogrosso, habiendo sido acarreados hacia el Oeste mediante transporte fluvial.

II. Los yacimientos petrolíferos se limitan a la zona subandina en toda su longitud, desde la frontera argentina (Bermejo) hasta la frontera con el Perú (yacimientos de Caupolicán, Tuichi, etc.).

Formación	Yacimientos minerales
Cuaternario	Salares de la altiplanicie con yacimientos de boronatrocalcita y de sal de Glauber; mantos de lignito en las cuencas diluviales; mantos de turba; morrenas y aluviones con estaño y oro, en las cordilleras Central y Oriental; yacimientos de azufre en la Cordillera Occidental.
Neoterciario	Mineralización de estaño, wolfram, bismuto, antimonio, oro, plata, plomo, zinc, cobre, etc., de la «Faja Estannífera»; yacimientos de cobre, plata, plomo y zinc de la Altiplanicie.
Eoterciario	Yacimientos de sal gema en las Margas Multicolores de la faja subandina, en la Cordillera Central y en el Altiplano.
Cretácico	Hallazgos de cobre nativo en lavas melafíricas de Narváz y Tarabuco y de cobalto de Chulchucani (Potosí).
Pérmico	—
Carbonífero	Mantos de hulla impura de Copacabana y Ayopaya del Carbonífero superior.
Devónico	Formación madre del petróleo en el Devónico inferior de la faja subandina.
Golándico	—
Ordovícico	Yacimientos de hematita en la serranía de Jacadigo (Puerto Suárez).
Cámbrico	—
Algónquico	?Vetas de cuarzo aurífero en el Oriente
Arcaico	Pegmatitas con moscovita y columbita en Ñufflo de Chávez.

Al Oeste de la zona subandina está ubicada una faja paleozoica muy pobre en minerales, la que comprende la Cordillera Oriental y la parte Este de la Cordillera Central, faja que pertenece ya al bloque de la Puna.

III. Los ricos yacimientos de estaño, wolfram, antimonio, plata, zinc, bismuto y oro están restringidos a la «Zona estannífera», que forma un

arco abierto hacia el Oeste y cuyo límite al poniente casi coincide con la falda occidental de la Cordillera Central hacia el Altiplano.

IV. Al Oeste de la zona estannífera se extiende, en la región altiplánica, otra faja mineralizada que se caracteriza especialmente por yacimientos cupríferos, fuera de algunos yacimientos argentíferos, plumbíferos y zincíferos.

V. Los yacimientos de azufre, como asimismo los de bórax y de otras sales que se hallan en los salares, se relacionan con el volcanismo moderno de los Andes Occidentales.

El cuadro (pág. 350) demuestra la filiación cronológica de los yacimientos minerales citados.

CAPÍTULO XI

Actividad sísmica

Como actualmente Bolivia no tiene participación en el territorio de la costa del Pacífico, la extensión de la República comprende elementos muy estables de la costra terráquea. Aparte del observatorio de San Calixto (La Paz), dirigido por el padre Descottes, no existen en el país otras estaciones destinadas a la observación de movimientos sísmicos. Por tal motivo faltan observaciones exactas acerca de terremotos locales; tampoco se han encontrado mayores detalles en la bibliografía.

Una zona inestable está representada por la faja subandina que se extiende a lo largo del pie oriental de los Andes. Sin embargo parece que terremotos fuertes allí son raros. Una conmoción sísmica destruyó el pueblo de Caiza, situado a $21^{\circ}48'$ latitud Sud. También en Yacuiba se registran ocasionalmente oscilaciones débiles. Según informe del geólogo K. Glazewski, los movimientos tectónicos que se efectúan a lo largo de la gran dislocación que corre en el eje del anticlinal de Camiri, aun no han llegado a una compensación.

Es de suponer que tales movimientos tectónicos débiles no son raros en este distrito; pero como es una región poco poblada, no han llegado al conocimiento general.

Una zona de temblores de tierra constituye la cuenca de Cochabamba. Los temblores que alcanzan más o menos los grados uno a tres, se hallan ligados a la dislocación longitudinal, en la cual « capas terciarias », inclusive los conglomerados de Jujuy, se encuentran sobreescorridos encima de estratos ordovícicos. Esta gran línea de dislocación (fig. 106) corre desde Morochata en el NO, continuando por Viloma y Sipesipe hasta Saticollo al SE. Especialmente el pueblo de Sipesipe, donde la dislocación atraviesa la parte occidental de la hoyada de Cochabamba, a menudo es afectado por ligeros temblores.

Los movimientos sísmicos que se observan con cierta regularidad en la ciudad misma de Cochabamba y que alcanzan a lo sumo el grado dos, deben estar relacionados con desplazamientos que se efectúan a lo largo de la gran dislocación que limita la Cordillera del Tunari y que corre con rumbo EO a pocos kilómetros al Norte de Cochabamba en el borde del valle y al pie de la serranía.

En lo que se refiere al Oriente de Bolivia, esa parte del macizo brasileño antiguo está ya de tal manera consolidada, que los movimientos tectónicos de la costa pacífica y de la Cordillera de los Andes, poco influyen en esa región central y estable del continente. Tal consolidación constituye la causa por la cual la provincia Ñuflo de Chávez se ve muy raras veces afectada por temblores. Una ligera conmoción sísmica fué sentida en 1908 en Mercedes (cantón San Pedro).

OBSERVACIONES RELATIVAS AL MAPA GEOLÓGICO DE BOLIVIA

El primer mapa geológico de Bolivia, contenido en la obra famosa de Alcides d'Orbigny, tiene solamente un interés histórico. En 1912 se publicó, como complemento de una memoria del Ministerio de Justicia e Industria, un mapa geológico de la República, trazado por Leonardo Olmos, que se fundamenta en sus puntos esenciales en el mapa de d'Orbigny ¹.

El autor de la presente obra abrigaba en un principio la intención de editar un mapa geológico de todo el territorio de la República, en escala 1 : 2.000.000, como anexo a este libro. Pero como el Oriente de Bolivia en gran parte está ocupado por terrenos bajos, geológicamente monótonos; como además el territorio con que participa Bolivia en el gran macizo brasileño, apenas es conocido respecto a su composición geológica, excepción hecha de ciertas partes de la provincia Ñuflo de Chávez y de Chiquitos, de las cuales publicamos en el texto mapas separados; por todas estas razones me pareció más conveniente limitarme a la confección de un mapa geológico de la zona andina de la República, en escala 1 : 1.000.000.

Desgraciadamente, la base topográfica, también respecto a estas zonas, es deficiente. Los mapas más exactos de la parte andina de Bolivia, constituyen todavía las hojas Puno-Río Beni, La Paz y Pilcomayo, que han sido editadas desde 1922 por la Geographical Society of America. El mapa de Bolivia en colores, publicado en 1934, editado por la Comisión Cartográfica del Ministerio de Guerra y Colonización, en escala

¹ Respecto al *Mapa geológico generalizado de Bolivia* de V. Oppenheim (*Bol. Soc. Geol. del Perú*, tomo XVII, 1944) puedo referirme a las apreciaciones formuladas por L. Ibáñez (*Minería Bol.* 1945). El mapa citado llegó a mi conocimiento después de terminar el manuscrito de la presente obra. En su mayor parte este mapa se basa en informaciones y en mapas preliminares que han sido facilitadas al señor Oppenheim por la Sección Geología de la Dirección General de Minas en La Paz, durante su estadía en esta capital en 1942.

1 : 1.000.000, utiliza en primer término los mapas de la Geographical Society of America, pero contiene también los errores de éstos. Los mapas del Instituto Geográfico Militar en La Paz, organización que recién se ha hecho cargo del levantamiento topográfico del país, son poco accesibles.

Como base topográfica del mapa que acompaña la presente obra, aproveché el mapa general de Bolivia publicado en 1934, haciendo algunas correcciones conforme a mis propias observaciones. Sin embargo, fué imposible confeccionar un mapa geológico exacto, por falta de una base topográfica segura. Por tal motivo debí limitarme al levantamiento geológico de rutas. Entre estos itinerarios tuve a disposición las observaciones realizadas por Steinmann y Kozlowski en la zona alta de la Cordillera, y además numerosos itinerarios no publicados en la zona subandina. El autor, durante sus actividades desarrolladas en los últimos diez años, tuvo la oportunidad de hacer observaciones geológicas en sus viajes por casi todas partes de la República, en rutas que abarcan un total de 65.000 kilómetros aproximadamente. Donde la red de las rutas es más angosta, tanto más exacto resulta el mapa y es menor la cantidad de errores en los trechos que se encuentran entre las rutas estudiadas. La zona mejor conocida constituye la « faja estannífera » que se halla bien explorada por el interés minero que ofrece. En la zona altiplánica la red de rutas es menos densa, y partes de la Cordillera Oriental, todavía están poco exploradas. De gran valor son los excelentes levantamientos topográficos del Sud de la zona subandina, efectuados por la Standard Oil Co. de Bolivia.

En lo que se refiere al mapa mismo, no fué posible señalar el Silúrico y el Devónico por separado, mediante colores diversos, pues ambas formaciones difieren muy poco en sus caracteres litológicos, hallándose tan íntimamente vinculadas entre sí que solamente en muy pocos lugares puede trazarse una línea de división entre ellas. También es difícil separar el Cretácico del Eoterciario, porque ambas formaciones están desarrolladas principalmente en una facies terrestre, que carece de fósiles. La « Formación Puca » que comprende el Cretácico y el Terciario hasta las Areniscas Superiores inclusive, está marcada con color verde.

En la simbolización de las rocas eruptivas terciarias y cuaternarias fué preferible distinguir por diferentes colores los macizos dacíticos y riódacíticos por un lado, y las erupciones andesíticas por otro, a pesar de que existen a menudo transiciones. Los extensos mantos pliocenos que se componen de lavas y de tobas, también fueron marcados con un color especial.

Entre los hallazgos de fósiles en el mapa se han indicado únicamente los puntos más importantes.

Como se trata de la primera tentativa de evidenciar en un mapa la geología de la zona andina de Bolivia, debo solicitar indulgencia de mis colegas con respecto a ciertos detalles. Pues la fijación estratigráfica de muchas formaciones de ninguna manera está todavía asegurada. Observaciones más detalladas ocasionarán sin duda cambios esenciales.

APÉNDICE

ESCUDO BRASILEÑO

Del interesante estudio realizado por el ingeniero Raúl Canedo Reyes en 1945, que comprende los cursos de los ríos Iténez y su afluente el Río Verde en una longitud de 1450 km en la frontera boliviano-brasileña — zona geológicamente desconocida hasta ese momento, — extractamos la siguiente columna estratigráfica (de abajo para arriba):

1. Rocas del basamento cristalino; expuestas a lo largo del Río Iténez debajo de su confluencia con el Río Verde;

2. Formación « Tancredo »: Cuarzitas blancas macizas sacaroides y sílice puro. Espesor y edad desconocidos. Posiblemente Algonquiano. Su mejor afloramiento se observa cerca de la confluencia de los ríos Mamoré e Iténez en el puerto brasileño de Tancredo;

3. « Areniscas de la Serranía Huanchaca ». Estas areniscas forman una vasta meseta, entre 14° y 15° lat. Sur, ligeramente inclinada hacia el SO. Hacia el Sur, la meseta baja con declive brusco. Las « serranías » de Ricardo Franco, en territorio brasileño y de Huanchaca, en territorio boliviano, forman parte de la meseta, cortada por el Río Verde, que las separa. Las Areniscas de Huanchaca se pueden dividir en tres pisos:

a) Formación inferior de Huanchaca: areniscas micáceas rojas de textura cruzada con intercalaciones de delgados bancos de arcilla roja; delgados horizontes conglomerádicos en las areniscas contienen solamente rodados de cuarzo blanco, faltando los de las rocas del basamento cristalino; espesor: 80 a 100 m.

b) Horizonte guía con abundante piedra córnea; espesor: 8 a 10 m.

c) Formación superior de Huanchaca: areniscas blancas, a veces conglomerádicas, con intercalaciones de arcilla roja y amarilla. Las areniscas son más blandas que las de la formación inferior; espesor: 200 a 300 m.

Los pisos a)-c) de esta serie continental yacen en plena concordancia uno encima del otro. El basamento no aflora. La edad de la Formación de Huanchaca es desconocida; posiblemente corresponde a la de las areniscas ordovícicas de Santiago y San José en Chiquitos (pág 34).

En su curso bajo, el río Verde cruza un macizo de roca plutónica verde oscura, de 2 kms de diámetro, que se encaja en las areniscas de la « Formación de Huanchaca » y cuya composición todavía no ha sido determinada.

4. Sedimentos neoterciarios y cuaternarios de la llanura beniana.

ZONA SUBANDINA

El señor A. Unterladstaetter, geólogo jefe de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, quien tuvo la amabilidad de revisar el capítulo de la pre-

sente obra que trata de la zona subandina, envió sus anotaciones sensiblemente demasiado tarde para que pudieran incluirse en el texto. Como se trata, en parte, de observaciones importantes, no omito dar un resumen de ellas a continuación.

Devónico (pág. 60). — El tipo de Devónico en Camiri es muy diferente del tipo « Los Monos » y « Espejos », pero idéntico a la facies devónica de la Serranía de Charagua, y sería mejor llamarlo « Iqniri », pues se trata especialmente de sedimentos litorales.

Mandiyuti (pág. 66). — Mientras la demarcación del contacto entre las formaciones de Oquita y de Mandiyuti es muy difícil, porque ambas formaciones son continentales y el paso de una a la otra es muy paulatino, el « Mandiyuti » se distingue fácilmente de la formación « Tarija », la que se caracteriza por estar compuesta casi enteramente de tilitas de color gris y gris oscuro.

Las denominaciones « Tarija » y « Tupambi » no pueden aplicarse más al Norte de la región de Camatindi, porque las formaciones correspondientes no se desarrollaron pasando ese límite. El ambiente glacial no se extendió más allá en escala comparable. Los elementos « tilitoides » son siempre de colores rojo y rojo violáceo y elementos que se les asemejen son escasos y esporádicos hacia el Norte de Camatindi.

Perfil Bermejo (pág. 63). — La columna estratigráfica del Bermejo publicada por el doctor Schlagintweit y reproducida en el texto, sobre la base de las nuevas observaciones en los pozos 10, 11 y 12, debe ser modificada en la forma siguiente :

	Areniscas Superiores								
	Discordancia de erosión								
« Calcáreo » Espesor 28 a 30 m	<table style="border: none;"> <tr> <td style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td style="padding-left: 0.5em;">Areniscas calcáreas claras</td> </tr> <tr> <td style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td style="padding-left: 0.5em;">Areniscas con piedra córnea y areniscas calcáreas</td> </tr> <tr> <td style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td style="padding-left: 0.5em;">Caliza rojo-marrón en bancos delgados (2 a 4 m)</td> </tr> <tr> <td style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td style="padding-left: 0.5em;">Arenisca conglomerádica y calcárea</td> </tr> </table>	}	Areniscas calcáreas claras	}	Areniscas con piedra córnea y areniscas calcáreas	}	Caliza rojo-marrón en bancos delgados (2 a 4 m)	}	Arenisca conglomerádica y calcárea
}	Areniscas calcáreas claras								
}	Areniscas con piedra córnea y areniscas calcáreas								
}	Caliza rojo-marrón en bancos delgados (2 a 4 m)								
}	Arenisca conglomerádica y calcárea								
	Areniscas Inferiores. Espesor 50 a 200 m								
	Discordancia de erosión								
Gondwana inferior	<table style="border: none;"> <tr> <td style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td style="padding-left: 0.5em;">Formación de Tarija. Espesor 800 a 900 m</td> </tr> <tr> <td style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td style="padding-left: 0.5em;">Esquistos silicosos negros. Espesor 20 a 30 m</td> </tr> <tr> <td style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td style="padding-left: 0.5em;">Areniscas de Tupambi. Espesor 120 a 150 m</td> </tr> <tr> <td style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td style="padding-left: 0.5em;">Devónico (pozo AB-10)</td> </tr> </table>	}	Formación de Tarija. Espesor 800 a 900 m	}	Esquistos silicosos negros. Espesor 20 a 30 m	}	Areniscas de Tupambi. Espesor 120 a 150 m	}	Devónico (pozo AB-10)
}	Formación de Tarija. Espesor 800 a 900 m								
}	Esquistos silicosos negros. Espesor 20 a 30 m								
}	Areniscas de Tupambi. Espesor 120 a 150 m								
}	Devónico (pozo AB-10)								

(Pág. 63). — El nombre « Esquistos de Yaguacúa » debe ser suprimido. Los esquistos lenticulares denominados así por los geólogos de la Standard Oil, forman parte del piso directamente debajo del calcáreo y corresponden a las Areniscas Inferiores.

Terciario Subandino (pág. 78). — El horizonte de cenizas volcánicas más

potente observado hasta la fecha en la zona subandina, existe en el Terciario Subandino, 800 a 1000 m encima del horizonte Petacas, entre Tarin-guiti y Palo Marcado, 35 km al Este de Villamontes, donde el Río Pilco-mayo cruza la prolongación meridional de la estructura de Carandayti. El espesor de esta capa de ceniza es de 6 m.

Manifestaciones de Petróleo (pág. 80). — 25 km al Sud de los pozos de Camiri, en la cúspide del anticlinal de Camiri, brota el fuerte manantial de petróleo y gas de Guairuy. El petróleo mana aquí a lo largo de dislocaciones longitudinales secundarias ligadas al plano principal de sobreescurremientto al Este del anticlinal, habiendo saturado bancos potentes de la Formación Oquita. En la estructura de Camiri propiamente dicha, no existe ninguna manifestación de petróleo o gas.

Horizontes productivos de Bermejo (pág. 81). — Los horizontes superiores productivos de Bermejo se encuentran en el « Tarija-clay-grit ». Son lenticulares y corresponden a épocas de retroceso de los glaciares. Estas areniscas fueron depositadas por corrientes de agua, procedentes de tales glaciares; el ambiente sedimentario fué netamente fluvial, y las areniscas productivas son típicas « shoe-string sands ». Frecuentemente desaparecen estos horizontes de un pozo al otro en distancias de no más de 250 m. En su base y techo existen tilitas típicas.

El horizonte productivo inferior y más importante (pozo B-5) se encuentra en las Areniscas de Tupambi y consiste en más de 100 m de areniscas petrolíferas en las partes altas del anticlinal, acuíferas en las partes bajas.

(Pág. 82). — Las aguas sulfhídricas de Bermejo previenen de las Areniscas Superiores, que contienen, en partes, 5 a 10% de pirita en distribución finísima.

REGIÓN DEL LAGO TITICACA

Recientemente llegó a mis manos el interesantísimo estudio del doctor Norman D. Nevell *Investigaciones geológicas en las zonas circunvecinas al lago Titicaca* que saldrá en el *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*. Sus resultados que más nos interesan en conexión con la Geología del Noroeste boliviano, son los siguientes:

La potencia total de los sedimentos acumulados alrededor de la actual cuenca del Lago Titicaca pasa de los 20000 m, sin contar la secuencia casi desconocida del Eopaleozoico.

Sobre la base del descubrimiento de Fusulinas (*Schwagerina* y *Pseudoschwagerina*), el doctor Nevell sitúa definitivamente en el Pérmico Inferior la serie marina con *Productus cora* y *Spirifer condor* del Norte boliviano, que figura en el texto de la presente obra como « Permo-Carbonífero » o « Carbonífero superior », con lo cual resulta dudosa la existencia del Carbonífero en Bolivia.

Las rocas cretácicas descubiertas por Nevell en el Norte del Lago Titicaca

y que pasan por territorio boliviano hasta Ancoraimes y Sorata, pertenecen al Cretácico Medio y Superior. Su espesor total llega a los 3000 m.

La deformación orogénica de la región que se manifiesta en discordancias angulares, tuvo lugar en las seis épocas siguientes :

1, Al fin del Paleozoico ; 2, entre el Jurásico y el Cretácico medio ; 3, al fin del Cretácico medio ; 4, al fin del Cretácico superior ; 5 y 6, durante el Terciario.

La sexta y última fase andina de compresión originó las grandes fracturas de sobreescorrimento tan características de la región del Lago Titicaca. Es sorprendente observar aquí extensas cobijaduras, como han sido observadas solamente, aunque en pequeña escala, en Corocoro, en territorio boliviano. Nevell dice al respecto :

« Pese a que no se ha conocido de una manera general sobreescorrimientos en gran escala en los Andes centrales, es de una evidencia concluyente el hecho de que la hoya del lago se halla comprendida entre dos sistemas opuestos de sobreescorrimientos. La fuerza de compresión fué dirigida hacia el eje del lago, esto es de NE a SO y en sentido opuesto ».

BIBLIOGRAFÍA

En esta lista se enumera en la forma más completa posible la literatura geológica, paleontológica y petrográfica sobre Bolivia y las regiones vecinas; además las obras más importantes sobre geografía, fisiografía e hidrografía. De las publicaciones acerca de la geología aplicada he incluido únicamente aquellos trabajos que contienen resultados de mayor interés respecto a la geología general de la República. Una lista completa de dichos trabajos figura en mi obra *Los Yacimientos Minerales de Bolivia* (1941). Recientemente Joseph T. Singewald ha publicado una bibliografía completa sobre la geología aplicada de Sud América (*Bibl. of Economic Geol. of South America. — Geol. Soc. of Am.*, n° 50, 1943). Respecto a la mineralogía, la obra de Ahlfeld y Muñoz Reyes, *Los Minerales de Bolivia* (1943) contiene un registro de todas las publicaciones sobre este ramo.

1. AGASSIZ, A., *Hydrographic Sketch of Lake Titicaca. — Proc. Americ. Acad. of Arts and Sci.*, II, 1875-76.
2. AGASSIZ, A. y W. GARMAN, *Exploration of Lake Titicaca. — Bull. Museum of Comp. Zool. at Harvard Coll.*, III, 1871, pp. 274-285.
3. AHLFELD, F., *Die Erzlagerstaetten der tertiären Magmaprovinz der bol. Zentralanden. — N. Jhrb. Min.*, B. B. 65, 1932, pp. 285-456.
4. — *Ein neues Nutzglimmerorkommen in Bol. — Ztschr. prakt. Geol.*, 44, 1936, pp. 143-145.
5. — *Ueber das Alter der zinnbringenden Magmengesteine Boliviens. — Zbl. Min.*, A, 1937, pp. 34-38.
6. — *Die Silber-Zinnerz-lagerstaetten von Colquechaca, Bol. — N. Jhrb. Min.*, B. B. 74, A, 1938, pp. 466-492.
7. — *Die Silber-Zinnerz-lagerstaette Pulacayo, Bol. — Id.*, B. B. 75, 1939, pp. 1-23.
8. — *Los Yacimientos Minerales de Bolivia. — La Paz*, 1941.
9. — *Los Yacimientos de Wolfram en Bol. — La Paz*, 1942.
10. — *Los yacimientos de crocidolita en los Yungas de Cochabamba. Notas Museo La Plata*, 8, 1943, pp. 355-371.
11. — *La Geología del Mineral de San Cristóbal de López. — Minería Bolív.*, I, n° 8, 1944.
12. — *Geología de los yacimientos de «Estaño Madera» de Macha (Bol.) y de yacimientos similares del Noroeste Argentino. — Notas Museo La Plata*, 10, 1945.
- 12a. — *Reseña geológica de la cuenca de La Paz. — Minería Boliviana*, 2, n° 16 y 17, 1945.
- 12b. — *Mapa de los Yacimientos Minerales de Bolivia, con una memoria explicativa. En preparación.*
13. AHLFELD, F. y R. MOSEBACH, *Ueber Alkaligesteine in der bol. Ostkordillere. — N. Jhrb. Min.*, A 69, 1935, pp. 388-414.
14. AHLFELD, F. y J. MUÑOZ REYES, *Mineralogie von Bolivien. — Berlin*, 1938.
15. — *Los Minerales de Bolivia. — 1ª edición*, La Paz, 1937; 2ª ed., La Paz, 1943.
16. — *Die Bodenschaetze Boliviens. — Berlin*, 1939.
17. ALDAG, A., *Petrogr. Untersuchungen boliv. Andesit- und Diabas gesteine. — Diss.*, Bonn, 1913.
18. AMEGHINO, F., *Notas sobre algunos Mamíferos fósiles nuevos o poco conocidos del valle de Tarija. — An. Museo Nac. Arg. Buenos Aires*, 8, 1902, pp. 225-261.
19. BANDELIER, F., *The basin of Lake Titicaca. — Bull. Amer. Geogr. Soc.*, 35, 1905, p. 449.
20. BANDY, M., *Geología del distrito minero de Colavi-Machacamarca. — Minería Bol.*, I, 1944, pp. 9-16.

21. BAVAY, A., *Mollusques terrestres et fluviatiles recollés par et Dr. Neveu-Lemaire.* — *Bull. Soc. Zool. de France*, 29, 1904, pp. 152-156.
22. BERRY, E. W., *The age of the Bol. Andes.* — *Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelphia*, 54, 1917, pp. 283-285.
23. — *Fossil plants from Bol. and their bearing upon the age of the uplift of the Andes.* — *Proc. U. S. Nat. Museum*, 54, 1917, p. 103-164.
24. — *Age of certain plant bearing beds and associated marine formation in South America.* — *Bull. Geol. Soc. A.*, 29, 1918, pp. 637-648.
25. — *Pliocene fossil plants from Eastern Bol.* — *The Johns Hopkins Univ. Studies in Geol.*, 4, 1922, p. 145-200.
26. — *Late Tertiary plants from Jancocota, Bol.* — *id.* 1922, pp. 205-220.
27. — *Marine Upper Cretaceous and new Echinocorys from the Altiplanicie of Bol.* — *Journ. of Geol.* 30, 1922, pp. 227-231.
28. — *The Quimsa Cruz region of Bol.* — *The Johns Hopkins Univ. Studies in Geol.* 6, 1925, pp. 1-27.
29. — *The age of the uplift of the Andes.* — *Soc. Scien. Nat. Croatica, Glasnik* 38/39, 1926, pp. 3-29.
30. — *Sketch of the Geology of Bol.* — *Panam. Geol.*, 57, 1932, pp. 241-262.
31. — *Bothodendron from Bol.* — *Jour. Washington Acad. Sci.*, 21, 1931, p. 295.
32. — *The fossil flora of Potosí, Bol.* — *The Johns Hopkins Univ. Studies in Geol.*, 13, 1939, pp. 1-67.
33. BERGT, W., *Die Gesteine der Ruinenstaette Tiahuanacu im alten Perú.* — *Abh. Ges. Isis, Dresden*, 1894, pp. 35-52.
34. BONARELLI, G., *Tercera contribución al conocimiento geol. de las regiones petrolíferas subandinas del Norte.* — *Anales Minist. Agric., Dirección de Minas, etc.* 15, Buenos Aires, 1921.
35. — *Fósiles de la Formación Petrolífera o Sistema de Salta.* — *Bol. Ac. Nac. de Ciencias, Córdoba*, 30, 1927.
36. BOULE, M. y A. THEVENIN, *Mammifères fossiles de Tarija.* Paris, 1920.
37. BOWMAN, I., *The physiography of the Central Andes.* — *Amer. Jour. of Sci.*, Ser. 4, 28, 1909, pp. 197-217; 373-402.
38. — *The Andes of Southern Perú*, New York, 1912.
39. — *Results of an expedition to the Central Andes.* — *Bull. Amer. Geogr. Soc.*, 46, 1914, pp. 161-183.
40. BRUEGGEN, J., *Grundzuege der Geologie und Lagerstaettenkunde Chiles*, Heidelberg, 1934.
41. — *Geologia de la Puna de San Pedro de Atacama y su formación de arenisca y arcilla roja.* — *Anales del primer Congreso Panam. de Ing. de Minas y Geología*, Santiago, 1945.
42. BULMAN, O. M. B., *South American Graptolites with special reference of the Nordenskjöld collection.* — *Arkiv for Zool. K. Svenka Vetenskapsak.*, 22 A, N° 3, 1931.
43. CABRERA LA ROSA, A. y G. PETERSEN, *Reconocimiento geol. de los yacimientos petrolíferos del Dept. de Puno.* — *Bol. Cuerpo de Ing. de Minas del Perú*, 115, Lima, 1936.
44. CAMPBELL, D. F., *The Oruro Silver-Tin District, Bol.* — *Econ. Geol.*, 37, 1942, pp. 87-115.
45. CASTER, KENNETH E., *The age and relations of Columbian Devonian strata.* — *Proc. 8 Am. Sci. Congr.*, 4, 1942, pp. 27-67.
46. CLARKE, I. M., *Fosséis devonianos do Parana.* — *Mon. Serv. Geol. y Min. do Brasil*, 1, 1913.
47. CONWAY, M., *Climbing and exploration in the bol. Andes*, London y New York, 1901.
48. COURT, G., *Explorations geol. dans l'Amérique du Sud*, Paris, 1907.

49. DERBY, O. A., *Notes on the palaeozoic fossils, exploration of Lake Titicaca by A. Agassiz.* — *Bull. Mus. Comp. Zool.*, 3, 1876, pp. 279-283.
50. DEREIMS, A., *Excursiones científicas 1901-1904.* — *Anexo de la Memoria del Min. de Gobierno y Fomento, La Paz, 1906.*
51. — *Le Haut Plateau de Bolivie.* — *Ann. Géogr.*, 16, 1907.
52. DERINGER y PAYNE, *Patíño, leading producer of tin.* — *Eng. Min. Journ.*, 1937.
53. D'ORDIGNY, A., *Voyage dans l'Amérique meridionale, 1826-1833, Paris y Strasbourg, 1835-1847.*
54. DOUGLAS, L. A., *Geol. sections through the Andes of Perú and Bol. — I. From the coast of Arica to La Paz and the bol. Yungas.* — *Quart. Jour. Geol. Soc.*, London, 70, 1914, pp. 1-53.
55. ENGELHARDT, H., *Ueber fossile Pflanzenreste vom Cerro de Potosi.* — *Abh. Naturw. Ges. Isis, Dresden*, 1887, pp. 36-38.
56. — *Ueber neue fossile Pflanzenreste vom Cerro de Potosi, id.*, 1894, pp. 3-13.
57. EVANS, I. G., *The Geology of Matto Grosso, particularly the region drained by the upper Paraguay.* — *Quart. Jour. Geol. Soc.*, London, 50, 1894, pp. 85-104.
58. — *Expedition to Caupolicán, 1901/1902.* — *Geogr. Jour.*, London, 1903.
59. — *The rocks of the cataracts of the river Madera and the adjoining portions of the Beni and Mamoré.* — *Quart. Jour. Geol. Soc.*, London, 62, 1906.
60. FORBES, D., *Geology of Bolivia and Southern Perú, Id.*, 17, 1861, pp. 7-62.
61. FRENGUELLI, J., *Investigaciones geológicas en la zona salteña del valle de Santa María.* — *Inst. del Museo La Plata, Obra del Cincuentenario, II, 1937.*
62. FRITZCHE, C., *Neue Kreidefaunen aus Suedamerika.* — *N. Jhrb. Min. BB*, 50, 1923, pp. 1-56.
63. GEIER, A., *Beitraege zur Frage der Entstehung der bol. Kupfererz-lagerstaetten vom Typus Corocoro, Id.*, A, BB, 58, 1828, pp. 1-42.
64. — *Die Zinnerz-lagerstaette Morococala, Bol.* — *Ztschr. prakt. Geol.*, 38, 1930, pp. 113-121; 135-142.
65. GERTH, H., *Geologie Suedamerikas, Tomo I, Berlin 1932; tomo II, Berlin 1935.*
66. GILSON, N. G., *The Percy Sladen Expedition to Lake Titicaca, 1937. Description of the expedition.* — *Trans. Linn. Soc.*, London, 1938.
67. GREGORY, H. E., *The La Paz (Bolivia) gorge.* — *Am. Jour. Sci.*, ser. 4, 36, 1913.
68. — *Geologic sketch of Titicaca island and adjoining areas.* — *Id.*, 36, 1913, pp. 188-213.
69. GROEBER, P., *Anotaciones sobre un artículo de C. Troll, referente a la Geología de Bol.* — *Gaea, An. de la Soc. Argent. de Estadística y Geografía*, 3, Buenos Aires, 1928, pp. 335-346.
70. GROTH, I., *Sur quelques trilobites du Devonien de Bol.* — *Bull. Soc. Géol. France*, 12, 1912.
71. HAGERMAN, T. H., *Informe preliminar sobre el levantamiento geol. del Depto. de Santa Bárbara.* — *Bol. Inf. Petrol.*, 10, n° 107, Buenos Aires, 1933.
72. — *Investigaciones sobre el material clástico en formaciones del Norte Argentino. Id.*, 13, n° 139, Buenos Aires, 1936.
73. HARRINGTON, H. I., *Sobre la fauna del Ordoviciano inferior del Norte Argentino.* — *Rev. Museo La Plata, nueva serie*, 1, 1938, pp. 110-289.
74. — *A brief summary of early paleozoic formations and faunas of Argentina.* — *Proc. VIII Am. Sci. Congr.*, 4, 1940, pp. 69-78.
75. HARRINGTON, H. I. y A. T. LEANZA, *La fámula del Tremadociano inferior de Salitre, Bol.* — *Rev. Mus. La Plata, nueva serie*, 2, 1943, pp. 343-356.
76. HAUSEN, H., *Geolog. Beobachtungen in den Hochgebirgen der Prov. Salta und Jujuy, NW-Argentinien.* — *Medelanden Abo Akad. Geol. Min. Inst.*, n° 11, Helsingfors 1930.
77. — *Zur Kenntnis der Magmgesteine der chilen. Atakamawueste, N. Jhrb. Min.*, A, BB, 73, 1937, pp. 151-238.

78. HAUTHAL, R., *Reisen in Bolivien und Perú 1908*. — Leipzig, 1911.
79. — *Quartaere Vergletscherung der Anden in Bolivien und Perú*. — *Ztschr. f. Gletscherkunde*, 1906.
80. HEALD, K. C. y K. F. MATHER, *A reconnaissance of the eastern Andes between Cochabamba and Santa Cruz*. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, 33, New York, 1922, pp. 553-570.
81. HEATH, E. R., *Explorations of the river Beni in 1880/81*. — *Proc. Royal Geogr. Soc.*, 1883.
82. HERZOG, TH., *Beitraege zur Kenntnis von Ostbolivien*. — *Peterm. Mittlg.*, 1910.
83. — *Die bolivianischen Kordilleren*. — *Peterm. Mittlg.*, 59, 1913, pp. 192-195; 247-250; 304-308.
84. — *Beitraege zur Kenntnis von Tektonik und Glazial der boliv. Ostkordilleren*. — *Geolog. Rundschau*, 5, 1914, pp. 353-371.
85. HETTNER, A., *Ueber seine Reisen in den Anden von Perú und Bolivien*. — *Verh. Ges. Erdkunde*, Berlin, 17, 1890, pp. 1-14.
86. HOEK, H. y G. STEINMANN, *Erlaeterungen zur Routenkarte der Expedition Steinmann in den Anden von Bol.* — *Peterm. Mittlg.*, 52, 1906, pp. 1-20.
87. HUEOT, V., *Géographie des Hauts-Plateaux del Andes*, Paris, 1908.
88. HUXLEY, T., *On a new species of Macrauchenia*. — *Quart. Jour. Geol. Soc.*, London, 17, 1860, pp. 73-84.
89. JASKOLSKI, ST., *Les gisements argento-stannifères de Chocaya, Bol.* — *Arch. Min.*, 11, Warsavia, 1935, pp. 25-102.
90. — *Les gisements argento-stannifères de Potosí, Bol. Id.*, 1933, pp. 47-92.
91. KANTER, H., *Der Gran Chaco und seine Randgebiete*, Hamburg, 1936.
92. KEIDEL, J., *Paleozoic glaciation in South America*. — *Proc. VIII Am. Sci. Congr.*, 4, 1942, pp. 89-108.
- 92 a. KEMPEFF MERCADO, N. y F. PRISER, *Geología del cantón Santa Ana (prov. de Velazco)*. — *Minería Bol.* 2, 1945, n° 20.
93. KITTL, E., *Estudios preliminares sobre las rocas eruptivas de Bolivia*. — *Rev. Min. Bol.*, 2, 1927, pp. 289-300.
94. — *Estudios sobre rocas eruptivas de Bolivia. Id.*, 3, 1928, pp. 1-11.
95. KOHANOWSKI, N. N., *Geología de yacimientos cupríferos de Bolivia*. — *Minería Boliviana*, 1, 1944, pp. 9-21.
96. KNODT, R., *Devonische Faunen Boliviens*. — *N. Jhrb. Min.*, BB, 25, 1908, pp. 493-600.
97. KOBAYASHI, T., *The cambr.-ordovic. shaly fauna of South America*. — *Jour. Fac. Sci. Tokio*, Sección II, vol. 4, parte 4, 1937.
98. KOZLOWSKI, R., *Les Brachiopodes du Carbonifère supérieure de Bolivie*. — *Ann. Palaeont.*, 9, Paris, pp. 1-99.
99. — *Informe sobre un viaje en el Norte de la prov. de Carangas*. — *Bol. Dir. Grt. Estadist. y estudios geográficos*, 88, La Paz, 1914, p. 34.
100. — *Informe sobre una excursión geológica a la región petrolífera de Pacajes*. — *Id.*, n° 3, La Paz, 1918, pp. 30-39.
101. — *Apuntes acerca de un viaje geológico por los departamentos de Oruro, Potosí y Chuquisaca*. — *Bol. Soc. Geogr.*, La Paz, 1920, pp. 37-92.
102. — *Faune devonienne de Bolivie*. — *Annales Palaeont.*, 12, Paris, 1923.
103. KOZLOWSKI, R., *A propos de l'âge du soulèvement de la cordillere de Bolivie*. — *Bull. Soc. Geol. France*, 1923, pp. 57-61.
104. — *Andobolus gen. nov. et quelques autres brachiopodes inarticulés de l'Ordovicién de Bolivie*. — *Bull. Soc. Geol. de Pologne*, 6, Warsavia, 1930.
105. KOZLOWSKI, R. y K. SMULIKOWSKI, *Les roches éruptives des Andes de Bolivie*. — *Arch. Min. Soc. Sci.*, 10, Warsavia, 1934, pp. 121-242.
106. KOZLOWSKI, R. y ST. JASKOLSKI, *Les gisements argento-stannifères d'Oruro, Bol.* — *Arch. Min.*, 8, Warsavia, 1932, pp. 1-121.

107. LAKE, P., *Tribolites from Bolivia*. — *Quart. Jour. Geol. Soc.*, London, 72, 1906, p. 445.
108. LIENDO LAZARTE, M., *Nota preliminar sobre un pequeño Toxodonte del Altiplano*. — *Publ. del Museo Nacional Tiahuanacu*, La Paz, 1943.
109. LINDGREN, W., *Replacement in the tin bearing veins of Caracoles, Bolivia*. — *Econ. Geol.*, 21, 1926, pp. 135-144.
110. LISBOA, M. R., *Oeste de Sao Paulo, Sud de Matogrosso*. Rio de Janeiro, 1909.
111. MARKHAM, C. L., *The basin of the Amaru-mayu and the Beni*. — *Proc. Royal Geogr. Soc.*, London, 1883.
112. MATHER, K. F., *Front ranges of the Andes between Santa Cruz and Embarcacion*. — *Bull. geol. Soc. Am.*, 33, 1922, pp. 703-764.
113. — *The Land of the Yurakares*. — *The Geograph. Revue*, 12, 1923.
114. MEYER, H., *Carbonfaunen aus Bolivien und Peru*. — *N. Jhrb. Min.*, BB, 37, 1914, pp. 590-652.
115. MINCHIN, J. B., *Notes on a journey through part of the Andean table-land of Bol. in 1882*. — *Proc. Royal Geogr. Soc.*, 4, London, 1882, p. 671.
116. MOON, H. P., *Geology and Physiography of the Altiplano of Peru and Bol.* — *Trans. Linnean Soc. of London*, I, 1939.
- 116a. NEWELL, N. D., *Investigaciones geológicas en las zonas circunvecinas al lago Titicaca*. — *Bol. Soc. Geol. del Perú*, 18, 1945.
117. NEVEU-LEMAIRE, M., *Les lacs des hauts plateaux de l'Amerique du Sud*. — *Publ. de la misión Créqui Monfort y Sénéchal de la Grange*, Paris, 1906.
118. NORDENSKJOLD, E. v. *Ueber die Saeugetierfossilien im Tarijatal*. — *Bull. Geol. Inst. Upsala*, n° 5, 1902, p. 262.
119. — *Exploration scientifique au Peru et en Bol. (1904-05)*. — *La Geographie*, 12, 1905, pp. 289-296.
120. — *Ueber die Saeugetierfossilien des Tarijatales, I. Mastodon Andium*. — *Kgl. Svenska Vetensk Akad. Handlingar*, 37, n° 4,
121. OLIVEIRA, A. I. de y O. H. LEONARDOS, *Geologia do Brasil*, 2ª ed., Rio de Janeiro, 1943.
122. OGILVIE, G., *Geography of the Central Andes*. — *Am. Geogr. Soc.*, New York, 1922, p. 240.
123. OPPENHEIM, V., *Diamonds in the northeastern bol. Andes*. — *Econ. Geol.*, 38, 1943, pp. 658-661.
124. — *The fossiliferous basin of Tarija, Bol.* — *Journ. Geol.*, 51, 1943, pp. 548-555. (Texto castellano: *Notas del Museo La Plata*, 8, 1943, pp. 179-190.
- 124a. — *Mapa geológico generalizado de Bolivia y Memoria explicativa*. — *Bol. Soc. Geol.*, Perú, 17, 1944.
125. PAIVA, G. y J. MUÑOZ REYES, *Geologia da faixa subandina da Bolivia*. — *Min. Agric., div. de Geol. y Min.*, Rio de Janeiro, 1939.
126. PEISER, F., *Las pegmatitas de la prov. Ñustlo de Chávez y la explotación de mica*. — *Mineria Bol.*, 1, 1944, n° 10.
127. — *Los yacimientos auríferos de la prov. Ñustlo de Chávez*. *Id.*, 1, n° 12.
128. PHILIPPI, R. A., *Vorläufige Nachricht ueber fossile Saeugetierknochen von Ulloma*. — *Ztschr. Geol. Ges.*, 44, 1893, pp. 87-96.
- 128a. PICK, J., *La capa fosilifera de Betanzos*. — *Mineria Bol.*, 2, 1945, n° 13.
129. PILSBRY, H. A., *Freshwater mollusca and crustacea from near El Molino, Bol.* — *The Johns Hopkins Univ. Studies in Geol.*, 13, 1939, pp. 69-72.
130. POMPECKI, S. F., *Mastodon-Reste aus dem interandinen Hochlande von Bolivien*. — *Palaeontographica*, 52, Stuttgart, 1905, p. 51.
131. RECK, H., *Geographie und Statistik der Republik Boliviens*. — *Peterm. Mittl.*, 1865 y 1867.
132. RUDOLPH, F., *Beitraege zur Petrographie der Anden von Peru und Bolivien*. — *Tscherm. Min. u. Petrogr. Mittl.*, 9, 1887, pp. 269-317.

133. SALTER, J. E., *On the fossils on the high Andes.* — *Quart. Jour. Geol. Soc.*, London, 1861, p. 62.
134. SCHILLER, W., *Contribución al conocimiento de la formación petrolífera de Bolivia del Sur.* — *Rev. Mus. La Plata*, 1913.
135. SCHLAGINTWEIT, O., *Los insectos fósiles en el Norte Argentino.* — *Bol. Ing. Petrol.*, 13, Buenos Aires, 1936, p. 61-69.
136. — *Observaciones estratigráficas en el Norte Argentino.* *Id.*, n° 152, Buenos Aires, 1937, pp. 1-52.
137. — *Correlación de las calizas de Miraflores en Bolivia con el horizonte calcáreo-dolomítico del Norte Argent.* — *Notas del Museo La Plata*, 6, 1941, pp. 337-354.
138. — *La posición estratigráfica del yacimiento de hierro de Zapla y la difusión del horizonte glacial de Zapla en la Argentina y en Bolivia.* — *Rev. Min. Argent.*, 13, n° 4, Buenos Aires.
139. SCHMIEDER, O., *The eastern bol. Andes.* — *Geography*, 1943, II, 5, Berkeley, 1926.
140. SEFVE, I., *Hyperhippidium, eine neue suedamerik. Pferdegattung.* — *Kgl. Svenska Handlingar*, 46, n° 2, 1910.
141. — *Ueber eine Art der Gattung Macrauchenia aus Ulloma, Bol.* — *Geol. Inst. Upsala*, 12, 1914, pp. 205-256.
142. — *Scelidotherium-Reste aus Ulloma, Bol.* *Id.*, 13, 1915, pp. 61-92.
143. — *Ueber einen Scelidotherium-Schaedel aus Tarija, Bol.* — *Kgl. Svenska Handlingar.*, Stockholm-Upsala, 1915.
144. SGROSSO, P., *Contribución al conocimiento de la Minería y Geología del Noroeste Argent.* — *Bol. n° 53 de la Dirección de Minas y Geol.*, Buenos Aires, 1943.
145. SINGEWALD, J. T., *Bibliography of Economic Geol. of South America.* — *Geol. Soc. Am. Spec. papers* n° 50, 1943.
146. SINGEWALD, J. T. y E. W. BERRY, *The Geology of the Corocoro copper district of Bol.* — *The Johns Hopkins Univ. Studies in Geol.*, 1, 1922, pp. 1-116.
147. STEINMANN, G., *Ueber Diluvium in Suedamerika.* — *M. Ber. der Deutschen Geol. Ges.*, 1906.
148. — *Gebirgsbildung und Massengesteine in der Nord. Suedamerikas.* — *Geol. Rundschau*, 1, 1910, pp. 13-35.
149. — *Die Entstehung der Kupferlagerstaetten in Corocoro.* — *Rosenbusch-Festschr.*, Stuttgart, 1906, pp. 335-376.
150. — *Die junge Hebung der Kordillere Suedamerikas.* — *Geol. Rundsch.*, 13, 1922, pp. 1-8.
151. — *Umfang, Beziehungen und Besonderheiten der andinen Geosynklinale.* — *Id.*, 14, 1923, pp. 69-82.
152. — *Geologie von Perú.* Heidelberg, 1929. (Texto castellano: *Geología del Perú*, Lima, 1934.
153. STEINMANN, G. y H. HOEK, *Das Silur und Kambrium des Hochlandes von Bolivien.* — *N. Jhrb. Min. B. B.* 34, 1912, pp. 176-252.
154. STEINMANN, G., H. HOEK y A. v. BISTRAM, *Zur Geologie des suedoestl. Boliviens.* — *Zbl. Min.*, 5, 1904, pp. 1-4.
155. STILLE, H., *Die Entwicklung des amerik. Kordillerensystems in Zeit und Raum.* — *Sitz. Ber. Preuss. Akad. Wiss. (physik. — mathem. Kl.)* 25, 1936, pp. 134-156.
156. SWARTZ, F. M., *The devonian fauna of Bolivia.* — *The Johns Hopkins Studies in Geol.*, 6, 1925, pp. 29-70.
157. TIGHT, W. G., *Glaciation of the height plateau of Bolivia.* — *Bull. Geol. Soc. Am.*, 15, 1904.
158. TOIT, DU, A. L., *A geological comparison of South America with South Africa.* — *Carnegie Inst. of Wash. Publ.*, n° 381, 1927.
159. TOULA, A., *Ueber einige Fossilien des Kohlenkalks von Bolivien.* — *Sitz. Ber. K. K. Akad. Wiss. (mathem. naturw. Kl.)* 59, Wien, 1869, p. 433.

160. TROLL, C., *Forschungsreisen in den zentralen Anden von Bolivien und Peru.* — *Peterm. Mittl.*, 1927, p. 41; 218-222, 1928, pp. 100-103.
161. — *Die zentralen Anden.* Id. *Jubilaeums-Sonderband*, 1928.
162. — *Die Cordillera Real.* — *Ztschr. Ges. Erdkunde*, Berlin, 1929.
163. — *Die Uebersichtskarte der Cordillera Real.* — *Id.*, 1931, pp. 117-124.
164. — *Quartaere Tektonik und Quartaerklima der tropischen Anden.* — *Frankfurter geogr. Hefte*, 11, 1937, pp. 64-67.
165. TROLL, C. y R. FINSTERWALDER, *Die Karten der Cordillera Real und des Talkessels von La Paz.* — *Peterm. Mittl.*, 81, 1935, pp. 393-399; 454-455.
- 165a. TURNEAURE, F. S., *The Tin deposits of Llallagua, Bol.* — *Econ. Geol.*, 30, 1935, pp. 14-60; 170-190.
166. ULRICH, A., *Palaeozoische Versteinerungen aus Bolivien.* — *N. Jhrb. Min.*, BB, 8, 1892, pp. 1-116.
167. URQUHART, D. R., *The Bol. Altiplanicie.* — *Scot. Geogr. Mag.*, 10, 1894.
168. VIELMETTER, R., *Untersuchungen von Eruptivgesteinen und ihrer Kontaktgesteine aus den Kordilleren von Bolivien und Peru.* — *N. Jhrb. Min. A*, BB, 46, 1928.
169. WEAVER, C. F., *A general summary of the Mesozoic of South America and Central America.* — *Proc. VIII Am. Sci. Congr.*, 4, 1942, pp. 149-194.
170. WEDDELL, H. A., *Voyage dans le Sud de la Bolivie* (contenido en *Expedition dans les parties centrales de l'Amérique du Sud* de F. de Castelnau, tomo 6, Paris, 1851).
171. WELTER, O., *El petróleo de Caupolicán en Bolivia.* — *Soc. Geol., Perú*, 4, Lima, 1931.
172. WOOD, E. M. R., *On Graptolites from Bolivia, collected by Dr. I. W. Ewans in 1901/02.* — *Quart. Geol. Soc.*, London, 62, 1906.
173. WOODWORTH, I. B., *Geol. expedition to Brasil and Chile.* — *Bull. Museum of comp. Zool. Harvard College*, 56, n° 1.

ÍNDICE DE LOCALIDADES

Abapó, cantón, provincia Cordillera, departamento Santa Cruz.....	56
Achacachi, capital de la provincia Omasuyos, departamento La Paz.....	207
Aguaragüe, serranía en la zona subandina, entre 20°20' y 23° lat. Sud.....	55, 85
Amayapampa, cantón, provincia Bustillo, departamento Potosí.....	124
Ancocata, posta, provincia Abaroa, departamento Oruro.....	130
Ancoraimes, cantón, provincia Omasuyos, departamento La Paz.....	145, 287
Apillapampa, finca, provincia Capinota, departamento Cochabamba.....	147 a 150
Apolo, capital de la provincia Caupolicán, departamento La Paz.....	54, 116, 341
Araca, asiento minero, provincia Loayza, departamento La Paz.....	130
Arani, capital de la provincia Arani, departamento Cochabamba.....	59
Atocha, pueblo, provincia Sud Chichas, departamento Potosí.....	222, 296, 335
Avichaca, finca, provincia Omasuyos, departamento La Paz.....	209
Ayoayo, cantón, provincia Sicasica, departamento La Paz.....	131, 295
Ayopaya, provincia del departamento Cochabamba.....	151
Beni, departamento.....	49
Beni, río, afluente del río Madera.....	96, 98, 100
Bermejo, centro petrolífero, prov. Gran Chaco, dep. Tarija... 63, 73, 81, 355,	356
Berenguela, cantón, provincia Pacajes, departamento La Paz.....	240, 320, 322
Betanzos, capital de la provincia Cornelio Saavedra, departamento Potosí..	168, 280
Bonete, cerro, provincia Sud Lípez, departamento Potosí.....	211
Boyube, cantón, provincia Cordillera, departamento Santa Cruz.....	55
Caigua, pueblo, provincia Gran Chaco, departamento Tarija.....	60
Caiza, cantón, provincia Gran Chaco, departamento Tarija.....	56
Calacoto, cantón, provincia Pacajes, departamento La Paz.....	232
Camargo, capital de la provincia Cinti, departamento Chuquisaca.....	185
Camatindí, cantón, provincia Azero, departamento Chuquisaca.....	56
Camiri, centro petrolífero, prov. Cordillera, dep. Santa Cruz. 68, 71, 72, 78,	81, 85, 86, 189, 351, 355, 356
Capinota, capital de la prov. Capinota, departamento Cochabamba..	121, 188, 310
Carabuco, cantón, provincia Camacho, departamento La Paz.....	207, 228
Carandaití, cantón, provincia Azero, departamento Chuquisaca.....	56
Carguaicollo, asiento minero, provincia Quijarro, departamento Potosí... 210,	280
Carpacaima, estancia, provincia Charcas, departamento Potosí.....	147, 158
Catavi, cerro, provincia Ingavi, departamento La Paz.....	242
Caupolicán, provincia del departamento La Paz. 97, 101, 108, 116, 117, 322,	349
Cerro Rico de Potosí, prov. Frías, dep. Potosí. 121, 194, 195, 213, 215, 325, 326,	332

Cliza, capital de la provincia Cliza, departamento Cochabamba.....	309, 310,	351
Coati (Isla de la Luna), isla en el Lago Titicaca, prov. Omasuyos, dep. La Paz....		251
Cochabamba, capital departamental.....	307 a 310, 328, 351,	352
Coipaza, lago y salar, provincia Carangas, departamento Oruro.....		302
Colavi, cantón, provincia Cornelio Saavedra, departamento Potosí.....		211
Colcha, cantón, provincia Arque, departamento Cochabamba.....		169
Colquechaca, capital de la provincia Chayanta, departamento Potosí.....	188,	211
Comanche, cerro, provincia Ingavi, departamento La Paz.....		253
Concepción, capital de la provincia Ñuflo de Chávez, departamento Santa Cruz. 17,		41
Coniri, finca, provincia Ingavi, departamento La Paz.....	252,	253
Copacabana, cap. de la 2ª sec. de la prov. Omasuyos, dep. La Paz. 228, 230, 251,		292
Copacabana, península en el Lago Titicaca.....	140,	142
Cordillera de Andacaba, al SE de Potosí.....	202,	203
Cordillera de Apolobamba, parte septentrional de las altas cordilleras orientales del Norte Boliviano.....	199,	201
Cordillera de Arcopongo, provincia Sud Yungas, departamento La Paz.....		335
Cordillera de Azanaques, al Este de Challapata, prov. Abaroa, dep. Oruro. 202, 210, 227, 284,		299
Cordillera de Cocapata, provincia Ayopaya, departamento Cochabamba.....		120
Cordillera de Cochabamba.....	120, 196,	284
Cordillera de Los Frailes, provincia Quijarro, departamento Potosí... 227, 284,		320
Cordillera de Livichuco, provincia Chayanta, departamento Potosí.....		227
Cordillera Real, dep. La Paz. 127, 128, 199, 201, 205, 218, 219, 281, 288,		340
Cordillera Santa Victoria, véase cordillera de Tacsara.		
Cordillera de Tacsara, departamento Tarija.....	107, 109, 197, 284,	318
Cordillera de Tres Cruces (cordillera Quimsa Cruz), dep. La Paz. 198, 202, 282,		340
Cordillera Vera Cruz (cordillera Santa Vela Cruz), departamento La Paz... 199,		202
Corocoro, capital de la prov. Pacajes, dep. La Paz. 194, 233 a 237, 243 a 245, 250, 255, 329,		333
Covendo, misión en el río Santa Elena, prov. Sud Yungas, dep. La Paz.....		54
Cuevo, provincia Cordillera, departamento de Santa Cruz.....		59
Culpina, bolsón, provincia Cinti, departamento Chuquisaca.....		317
Cumana, península en el Lago Titicaca, provincia Los Andes, departamento La Paz.		143
Curahuara, cantón, provincia Carangas, departamento Oruro.....		254
Chacaltaya, serranía al Norte de La Paz.....	130,	204
Chacapaya, finca, provincia Quillacollo, departamento Cochabamba.....		151
Chacarilla, cantón, provincia Sicasisca, departamento La Paz.....	245, 333,	334
Chaco Boreal.....		52
Challapata, capital de la provincia Abaroa, departamento Oruro.....		320
Chapare, río, afluente del río Mamoré.....	91,	92
Charagua, serranía, prov. Cordillera, dep. Santa Cruz. 52, 55, 65, 67, 71, 77, 84,		86
Chiguana, salar, provincia Nor Lípez, departamento Potosí.....		306
Chilla, cerro, provincia Ingavi, departamento La Paz.....		253
Chocaya, asiento minero, provincia Sud Chichas, departamento Potosí.... 196,		216
Chochís, cerro, provincia Chiquitos, departamento Santa Cruz.... 16, 17, 36,		38
Choquilla, islita en el Lago Titicaca, provincia Camacho, departamento La Paz..		207
Chorolque, cerro, provincia Sud Chichas, departamento Potosí.....		213
Chucapaca, cerro, provincia Pacajes, departamento La Paz.....		253

El Carmen, est. del F.C. Corumba-Roboré, prov. Chiquitos, dep. Santa Cruz.	34,	36
Empexa, salar, provincia Nor Lípez, departamento Potosí.....	306,	321
Entre Ríos, capital de la provincia O'Connor, departamento Tarija....	74, 189,	339
Erquis, cantón, provincia Méndez, departamento Tarija.....		114
Escoma, cantón, provincia Camacho, departamento La Paz.....		144, 164
Esmoraca, cantón, provincia Sud Chichas, departamento Potosí.....		194, 210
Espejos, quebrada, provincia Warnes, departamento Santa Cruz....	59, 87, 89,	90
Guanacuno, posta, provincia Méndez, departamento Tarija.....		114
Guanay, cantón, provincia Larecaja, departamento La Paz.....		145, 337
Guayaramerín, provincia Vaca Díez, departamento Beni.....		19
Huachi, cantón, provincia Sud Yungas, departamento La Paz.....		54
Huamampampa (Candelaria), finca cerca de Icla, prov. Zudañez, dep. Chuquisaca .		129
Huancane, cantón, provincia Abaroa, departamento Oruro.....		302
Huanuni, capital de la provincia Dalence, departamento Oruro.....		224
Huarina, cantón, provincia Omasuyos, departamento La Paz.....		251
Ichilo, río, afluente del río Mamoré.....	87,	99
Icla, cantón, provincia Zudañez, departamento Chuquisaca.....		129
Illampu, nevado en la Cordillera Real.....	204,	219
Illimani, nevado en la Cordillera Real.....		202
Incahuasi, bolsón, provincia Cinti, departamento Chuquisaca.....		318
Irruputuucu, volcán, provincia Nor Lípez, departamento Potosí.....	259,	260
Iscaisca, cerro, provincia Nor Chichas, departamento Potosí.....		212
Isla del Sol (Isla Titicaca), provincia Omasuyos, departamento La Paz.....		139
Italaque, cantón, provincia Camacho, departamento La Paz.....		164, 183
Itenez (Guaporé), afluente del río Madera.....		354
Ixiamas, cantón, provincia Iturrealde, departamento La Paz.....	50,	95
Jacadigo, serranía al Sud de Puerto Suárez, prov. Chiquitos, dep. Santa Cruz.	32.	33
Jancocata, cerro cerca de Santiago, provincia Pacajes, departamento La Paz.	246,	334
Jesús de Machaca, cantón, provincia Ingavi, departamento La Paz.....		232
Kaka, río, afluente del río Beni.....		95
Kari Kari, Cordillera al Este de Potosí.....	202,	203
Korpa, estancia, provincia Caupolicán, departamento La Paz.....		117
Lagunillas, pueblo, provincia Cordillera, departamento Santa Cruz.....		57
La Joya, cerro, provincia Cercado, departamento Oruro.....	209,	238
Lamarani, cerro, provincia Capinota, departamento Cochabamba.....		147
La Paz, cuenca.....	263 a 277,	339
La Paz, río, afluente del río Beni.....		339, 340
La Quiaca.....	336,	338
Las Taperas, serranía, provincia Chiquitos, departamento Santa Cruz.....		26
Laurani, serranía, provincia Sicasica, departamento La Paz.....		209
Leque, cerro al Sud de Colcha, provincia Arque, departamento Cochabamba....		121
Letanías, cerro al Sud de Viacha, provincia Ingavi, departamento La Paz..	131,	209
Llallagua, asiento minero, provincia Bustillo, departamento Potosí... 124,	213,	214
Los Monos, quebrada, afluente Sud del río Pilcomayo al Oeste de Villa Montes,		
provincia Gran Chaco, departamento Tarija.....	59,	60
Luribay, capital de la provincia Loayza, departamento La Paz.....		198

Machareti, cantón, provincia Azero, departamento Chuquisaca.....	55,	62
Mandeyapecua, serranía subandina al Este de Boyuibe, a 20°30' lat. Sud....	72,	189
Mandiyuti, serranía al Oeste de Cuevo, prov. Cordillera, dep. Santa Cruz.....		62
Manique, río, afluente del río Rapulo.....		96
Maragua, cantón, provincia Chayanta, departamento Potosí.....		211
Mataral, río, afluente septentrional del Río Grande, prov. Campero, dep. Cochabamba		122
Mauri, río, afluente del río Desaguadero, prov. Pacajes, dep. La Paz.....	247 a	250
Mazo Cruz, serranía, provincia Tapacari y Ayopaya, departamento Cochabamba..		187
Mecoya, cantón, provincia Arce, departamento Tarija.....		159
Miraflores, balneario, provincia Frías, departamento Potosí.....	169, 172, 177 a	179
Miriquiri, cerro, provincia Pacajes, departamento La Paz.....	251,	253
Mizque, capital de la provincia Mizque, departamento Cochabamba.....		317
Mojocoya, pueblo, provincia Zudañez, departamento Chuquisaca.....	335,	336
Monteagudo, capital de la provincia Azero, departamento Chuquisaca.....		61
Morochata, cantón, provincia Ayopaya, departamento Cochabamba.....	151,	186
Moroco, cerro, provincia Sud Lípez, departamento Potosí.....		211
Morococala, asiento minero, provincia Dalence, departamento Oruro.....	223,	335
Muñecas, cordillera, provincia Muñecas, departamento La Paz.....	199,	201
Mutún, fortín, provincia Chiquitos, departamento Santa Cruz.....	32, 33,	348
Narváez, pueblo, provincia O'Connor, departamento Tarija.....		73
Ocuri, cantón, provincia Chayanta, departamento Potosí.....	211,	227
Olea, volcán, provincia Nor Lípez, departamento Potosí.....		159
Ollagüe, volcán, provincia Nor Lípez, departamento Potosí.....	259, 261,	285
Ollagüe, salar, provincia Nor Lípez, departamento Potosí.....		306
Oploca, finca, provincia Sud Chichas, departamento Potosí.....		318
Oquita, pueblo al SO. de Claragua, provincia Cordillera, departamento Santa Cruz.		62
Orcoma, pueblo, provincia Capinota, departamento Cochabamba.....		328
Orozas, río, afluente del río Bermejo, provincia Arce, departamento Tarija.....		124
Oruro, capital departamental.....		217, 223
Pacuani, serranía al Este de Patacamaya, provincia Sicasica, departamento La Paz.		209
Padcaya, capital de la provincia Arce, departamento Tarija.....	314,	316
Padilla, capital de la primera sección de la prov. Tomina, dep. Chuquisaca.		317
Palmarito, estancia en el río San Miguel, prov. Ñulfo de Chávez, dep. Santa Cruz.		18, 27, 46
Parapetí, río en la zona subandina a 20° lat. Sud.....		56
Patacamaya, cantón, provincia Sicasica, departamento La Paz.....	131,	295
Patapatani, abra en el camino de Achacachi a Chululaya, provincia Omasuyos, departamento La Paz.....		144
Payachatas, volcanes en la frontera chilena, prov. Carangas, dep. Oruro. 257, 258,		285
Peñas, cantón, provincia Los Andes, departamento La Paz.....		164
Petacas, río, afluente del río Piray, provincia Florida, departamento Santa Cruz..		77
Pinos, pueblo al Oeste de Tarija.....		159
Pislipampa, finca, provincia Chapare, departamento Cochabamba.....	197,	333
Poopó, capital de provincia Poopó, departamento Oruro.....		210
Poopó, Lago (Lago Pampa Aullagas).....	254,	302
Porco, cantón, provincia Quijarro, departamento Potosí.....		212

Puerta Acosta, capital de la provincia Camacho, departamento La Paz.	162, 228,	323
Puerto Suárez, capital de la 2ª sección de la prov. Chiquitos, dep. Santa Cruz.		
	17, 29, 31,	32
Pulacayo, asiento minero, provincia Quijarro, departamento Potosí.....	215,	320
Quillacas, cantón, provincia Abaroa, departamento Oruro.....		255
Quimsachata, cerro en la serranía de Tiahuanacu, prov. Ingavi, dep. La Paz....		252
Quizer, afluente del río San Miguel, prov. Ñulfo de Chávez, dep. Santa Cruz..	25,	39
Ravelo, capital de la 2ª sección de la provincia Chayanta, departamento Potosí...		166
Rejara, cantón, provincia Arce, departamento Tarija.....		159
Río Grande, est. del F.C. Antofagasta-Uyuni, prov. Nor Lipez, dep. Potosí.	299,	300
Río Grande, afluente del Mamoré.....		56
Roboré, cantón, provincia Chiquitos, departamento Santa Cruz.....	17, 35,	49
Rurrenabaque, capital de la 2ª sección de la prov. Gral. José Ballivián, dep. Beni.		
	50, 94, 95,	101
Sacaba, capital de la provincia Chapare, departamento Cochabamba.....		309
Sacaca, capital de la provincia Alonso de Ibáñez, departamento Potosí.....		223
Saipurú, lugar en la serranía de Charagua, al Norte de Charagua, provincia Cordi- llera, departamento Santa Cruz.....	55,	62
Sajama, volcán, provincia Carangas, departamento Oruro.....	258, 285,	321
Salinas de Macha, río, provincia Chayanta, departamento Potosí.....	181,	225
Salitre, estación aduanera, provincia Sud Chichas, departamento Potosí.....		115
Samaipata, capital de la provincia Florida, departamento Santa Cruz...	54, 87,	317
San Agustín, minas de mica, prov. Ñulfo de Chávez, dep. Santa Cruz.	23, 27,	42
Sanandita, centro petrolífero, prov. Gran Chaco, dep. Tarija..	63, 67, 73, 81,	85
San Antonio de Lipez, asiento minero, provincia Sud Lipez, departamento Potosí.		107
San Cristóbal, asiento minero, provincia Nor Lipez, departamento Potosí.....		254
San Ignacio, capital de la provincia Velazco, departamento Santa Cruz.....		17
San Javier, capital de la 2ª sec. de la prov. Ñulfo de Chávez, dep. Santa Cruz.		
	17, 25, 29,	49
San José, serranía, provincia Chiquitos, departamento Santa Cruz.....	15,	35
San Simón, mina de sal, provincia O'Connor, departamento Tarija.....		75
Santa Ana, cantón, provincia Velazco, departamento Santa Cruz.....	23, 29,	40
Santa Cruz, capital departamental.....		18
Santa Isabel, cerro, provincia Sud Lipez, departamento Potosí.....		210
Santa Rosa de la Mina, cantón, prov. Ñulfo de Chávez, dep. Santa Cruz.	23, 25,	39
Santiago, serranía, provincia Chiquitos, departamento Santa Cruz.....	15, 34,	35
Santo Corazón, cantón, provincia Chiquitos, departamento Santa Cruz.....		348
Sapo, cerro en la serranía de Palca, provincia Ayopaya, departamento Cochabamba.		157
Serranía de Matilde, prov. Omasuyos y Camacho, dep. La Paz..	130, 183, 290,	329
Sevaruyo, cantón, provincia Abaroa, departamento Oruro.....	242, 254,	255
Sicasica, capital de la provincia Sicasica, departamento La Paz.....	131, 132,	197
Sillota, cerro al NO de Oruro.....		225, 296
Siquimpata, serranía en la península de Huata, prov. Omasuyos, dep. La Paz.	228,	251
Sorata, capital de la provincia Larecaja, departamento La Paz..	183, 187, 201,	283
Sucre, capital departamental.....		280
Sud Lipez, provincia del departamento Potosí.....		228, 342
Suipacha, cantón, provincia Sud Chichas, departamento Potosí.....		318

Tacurú, lugar en las faldas E. de la serranía de Charagua, al N. de Charagua.	55, 59,	76
Tapacari, capital de la provincia Tapacari, departamento Cochabamba.....	328,	342
Taquesi, nevado en la Cordillera Real, al Este de La Paz.....	202,	327
Tarabuco, capital de la prov. Yamparáez, dep. Chuquisaca.....	122, 188, 198,	320
Taraco, península en el Lago Titicaca, provincia Ingavi, departamento La Paz.	250,	251
Tarija, capital departamental.....	114, 130, 310 a 317, 335,	339
Tarija, río.....		67
Tariquia, cantón, provincia Arce, departamento Tarija.....		79
Tatarenda, lugar en la zona subandina a 19°10' lat. Sud.....		78
Tatasi, asiento minero, provincia Sud Chichas, departamento Potosí.....		196
Tihuanacu, serranía, provincia Ingavi, departamento La Paz... 231, 232, 252,		253
Tipuani, afluente del río Kaka (Beni), prov. Larecaja, dep. La Paz.....		340, 341
Tiquina, estrecho del Lago Titicaca, prov. Omasuyos, dep. La Paz.	139, 140,	
	141, 143, 144,	156
Titicaca, Lago.....	161, 162, 286 a 295,	356
Toroloro, capital de la 2ª sección de la provincia Charcas, departamento Potosí..		188
Totora, capital de la provincia Carrasco, departamento Cochabamba.....		59
Tuichi, afluente del río Beni, provincia Caupolicán, departamento La Paz... 95,		116
Tunupa (cerro de Tahua), volcán en el salar de Uyuni, provincia Ladislao Cabrera,		
departamento Oruro.....		259
Tupiza, capital de la prov. Sud Chichas, dep. Potosí.... 189, 212, 318, 320,		331
Turco, cantón, provincia Carangas, departamento Oruro.....	238, 239, 254,	256
Ulloma, cantón, provincia Pacajes, departamento La Paz.....		277
Urmiri, balneario, provincia Loayza, departamento La Paz.....		320
Uyuni, salar, provincia Nor Lipez, departamento Potosí.....		304 a 360
Veladero, cerro al Oeste de la confluencia de los ríos Pilcomayo y Pilaya, provin-		
cia Cinti, departamento Chuquisaca.....		159
Vichacla, cantón, provincia Nor Chichas, departamento Potosí.....		159
Vilaque, pueblo, provincia Ingavi, departamento La Paz.....		146
Vilavila, capital de la 2ª sección de la prov. Mizque, dep. Cochabamba	175,	
	176, 184,	199
Villa Montes, capital de la 3ª sección de la prov. Gran Chaco, dep. Tarija.	59, 60,	356
Vitiacua, afluente del río de Machareti, al Oeste de la serranía de Aguarañe,		
20°43' lat. Sud.....		72
Yaco, capital de la 3ª sección de la provincia Loayza, departamento La Paz.	146,	187
Yacuiba, capital de la 1ª sección de la prov. Gran Chaco, dep. Tarija.	55,	351
Yamparáez, capital de la 2ª sección de la prov. Yamparáez, dep. Chuquisaca.	118,	159
Yani, cantón, provincia Larecaja, departamento La Paz... 201, 205, 206, 219,		327
Yapacaní, afluente del río Mamoré.....	88,	90
Yaurichambi, finca, provincia Los Andes, departamento La Paz.....		145
Yocalla, cantón, provincia Frías, departamento Potosí.....		225
Yungachuro, cerro, provincia Charcas, departamento Potosí.....		211

ESTE TOMO ACABÓSE DE IMPRIMIR EL DÍA 18 DE MAYO DE 1946

EN LA IMPRENTA Y CASA EDITORA « CONI »

CALLE PERÚ 684, BUENOS AIRES

MAPA GEOLOGICO DE BOLIVIA (PARTE ANDINA)

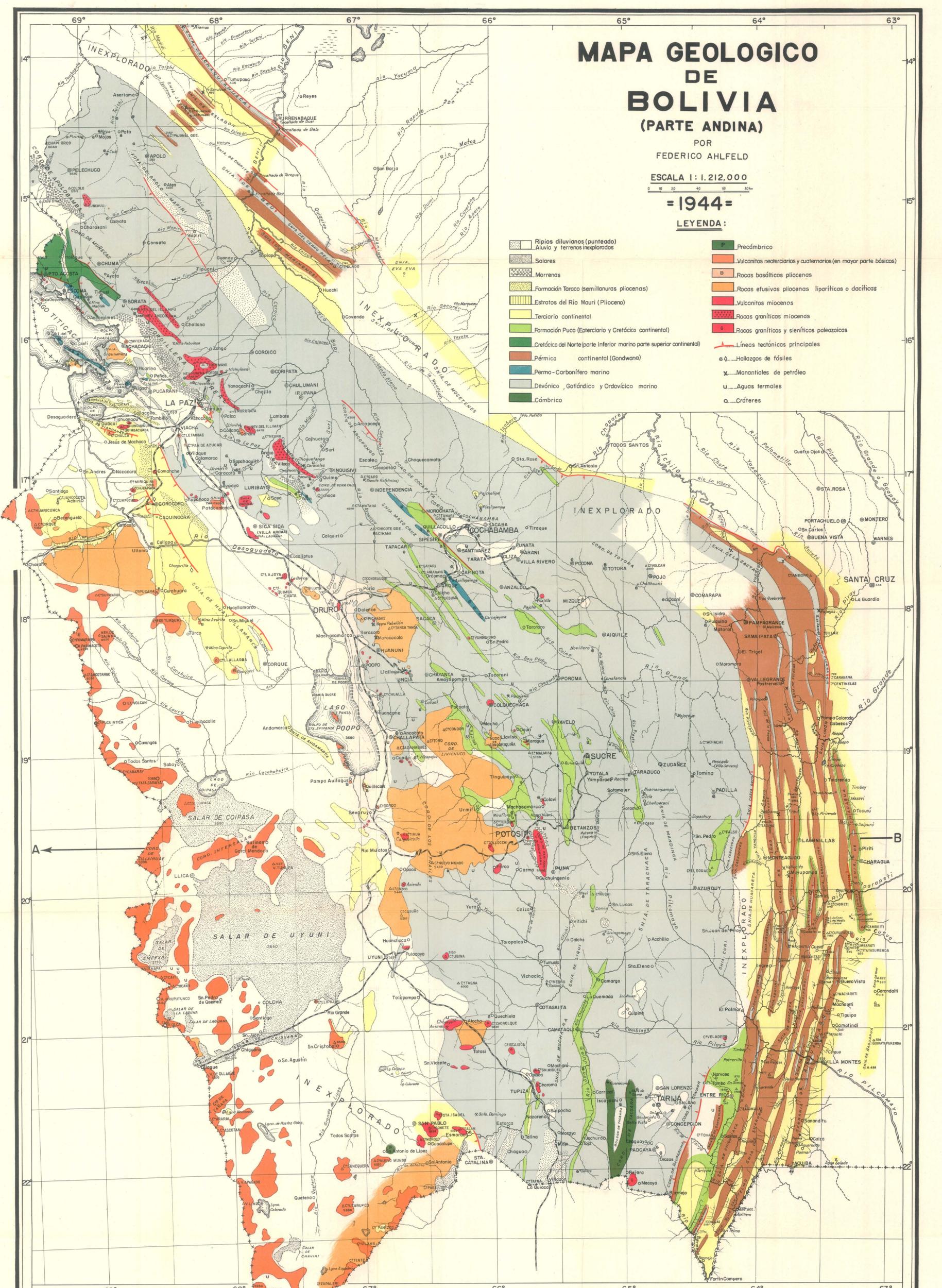
POR FEDERICO AHLFELD

ESCALA 1:1.212.000

= 1944 =

LEYENDA:

- | | | | |
|--|--|--|---|
| | Ripios diluvianos (punteado)
Aluvios y terrenos inexplorados | | P. Precámbrico |
| | Salares | | Vulcanitos neocénicos y cuaternarios (en mayor parte básicos) |
| | Morrenas | | Rocas basálticas pliocenas |
| | Formación Taraco (semilunuras pliocenas) | | Rocas efusivas pliocenas liparíticas o dacíticas |
| | Estratos del Rio Mauri (Plioceno) | | Vulcanitos miocenos |
| | Terciario continental | | Rocas graníticas miocenas |
| | Formación Pucallpa (Esteriario y Cretácico continental) | | Rocas graníticas y sieníticas paleozoicas |
| | Cretácico del Norte (parte inferior marino parte superior continental) | | Líneas tectónicas principales |
| | Permiano continental (Gondwana) | | Hallazgos de fósiles |
| | Permo-Carbonífero marino | | Manantiales de petróleo |
| | Devónico, Götlandico y Ordovícico marino | | Aguas termales |
| | Cámbrico | | Cráteres |



PERFIL ESQUEMATICO ATRAVES DE LOS ANDES A 19°40' LATITUD SUR

