REPUBLICA DEL PERU
MINISTERIO DE FOMENTO Y O. P.
DIRECCION DE MINERIA

COMISION CARTA GEOLOGICA NACIONAL

BOLETIN No. 9

GEOLOGIA DEL CUADRANGULO DE PATAZ

(Hoja 16 - h)

Por

John J. Wilson y Luis Reyes R.

LIMA, SETIEMBRE DE 1964

Editado por la Comisión de la Carta Geológica Nacional

COMISION CARTA GEOLOGICA NACIONAL

CARLOS MORALES MACCHIAVELLO

Ministro de Fomento y Obras Públicas

COMITE EJECUTIVO

Presidente

ING° ANDRES BRAVO BRESANI

Director de Minería

Vice-Presidente

ING° LUCIO AGUILAR CONDEMARIN

Director del I.N.I.F.M.

Coordinador

ING° ALBERTO MORANTE GOACHET

Geólogo de la Dirección de Petróleo

Director Interino

ING°. ELEODORO BELLIDO BRAVO

Contenido

RESUMEN 1

ABSTRACT 3

Capítulo I 5
INTRODDUCCION 5
Ubicación y extensión de la región 5
Acceso 5
Mapa topográfico 7
Duración y métodos de trabajo 7
Estudios previos 8
Agradecimientos 8

Capítulo II 9
GEOGRAFIA 9
Unidades geográficas 9
Cordillera Occidental 9
Cordillera Central 9
Valle del río Marañón 9
Clima y Vegetación 10
Actividades humanas 10

Capítulo III 13
GEOMORFOLOGIA 13
Altiplano 13
Areas glaciadas 15
Valles 15

Capítulo IV 19
ESTRATIGRAFIA 19
Complejo del Marañón 19
Mica-esquisto 19

Meta-andesita 21
Filita negra 21
Formación Contaya 22
Grupo Ambo 23
Grupo Copacabana 25
Grupo Mitu 26
Grupo Pucará 28
Formación Chicama 30
Grupo Goyllarisquizga 31
Generalidades 31
Facies Occidental 32
Formación Chimú 32
Formación Santa 33
Formación Carhuaz 34
Formación Farrat 35
Formación Goyllarisquizga 36
Formación Inca 38
Formación Chulec 39
Formación Pariatambo 39
Formación Crisnejas 40
Formación Rosa 41
Grupo Pulluicana 43
Grupo Quillquiñán 44
Volcánico Lavasén 44
Formación Condebamba 46
Depósitos de aluvión 46
Depósitos fluvio-glaciares 47

Capítulo V 49
ROCAS INTRUSIVAS 49
Granito Rojo 49
Granodiorita 50
Diorita 50

Capítulo VI 51
GEOLOGIA ESTRUCTURAL 51
Generalidades 51
Zona Plegada 51
Zona Imbricada 51
Zona Plegada 52

Esquina suroccidental del cuadrángulo 54
Valle de Cochabamba 55
Faja Sitacocha-Sitabal 56
Zona Imbricada 57
Falla Lluchubamba 57
Falla Yanás 58
Falla Cashiahuate 58
Falla Santa Elena 58
Falla Marcabal Grande 59
Zona fallada en bloques y las fosas tectónicas del Marañón 60
Fosa Calemar-Llaupuy 61
Fosa Vijos-Parcoy 64
Interpretación estructural 66
Características y edades de las etapas de deformación 66
Significado de las fosas tectónicas del Marañón 68
Estructuras de gravedad 69

Capítulo VII 73
GEOLOGIA ECONOMICA 73
Minerales metálicos 73
Oro 73
Minerales no-metálicos 75
Baritina 75
Caolín 75
Alumbre 76

Capítulo VIII 77
GEOLOGIA HISTORICA 77
Sedimentación y volcanismo seguido por metamorfismo en el Precambriano 77
Transgresión ordoviciana 77
Emersión pre-misisipiana 78
Deposición continental en el Misisipiano 78
Transgresión permiana 78
Emersión en el Permiano medio 78
Transgresiones en el Noriano y Sinemuriano 79
Regresión en el Jurásico inferior o medio 79
Invasión marina titoniana 79
Deposición continental durante el Neocomiano y Aptiano 79
Transgresión albiana 80
Retirada del mar del ára del geoanticlinal en el Albiano superior 80

Transgresión cenomaniana 81
Orogénesis andina en el Neocretáceo y Eoterciario 81
Intrusión de plutones ácidos en el Eoterciario 81
Volcanismo del Eoterciario o Mesoterciario 82
Levantamiento pliocénico y desarrollo de las principales unidades geográficas 82
Glaciación cuaternaria 83

BIBLIOGRAFIA 85

INDICE ESTRATIGRAFICO 87

RESUMEN

Geográficamente el cuadrángulo de Pataz incluye, de Oeste a Este, partes de la Cordilera Occidental, el Valle del Marañón y la Cordillera Central. Una antigua superficie de erosión que se desarrolla entre 3,600 y 4,000 m.s.n.m. se encuentra modificada y disectada por la erosión intensiva de los rios rejuvenecidos por el levantamiento andino del Terciario. El valle del Marañón en una fosa tectónica cuya subsidencia relativa dió lugar a la captura de parte del drenaje pre-existente.

Las unidades estratigráficas expuestas incluyen el basamento metamórfico del Precambriano; las lutitas de la formación Contaya del Ordoviciano; las areniscas del Grupo Ambo, las calizas del grupo Copacabana y las capas rojas del grupo Mitu, todos pertenecientes al Permo-Carbonífero; las calizas norianas y liásicas del grupo Pucará; las lutitas de la formación Chicama del Titoniano, las areniscas y lutitas del grupo Goyllarisquizga del Cretáceo inferior; las calizas gruesas del Albiano y Cretáceo superior y los piroclásticos del recientemente nombrado Volcánico Lavasén del Terciario. Los cambios de facies y grosor del Jurásico superior y Cretáceo inferior, indican que una pronunciada línea de bisagra separó hacia el Oeste una cuenca en rápido hundimiento y hacia el Este, la plataforma relativamente estable del geoanticlinal del Marañón.

Las estructuras desarrolladas por la orogénesis de fines del Cretáceo fueron controladas por la estratigrafía y la paleotectónica del geosinclinal Andino.

En el sector occidental del cuadrángulo, o sea en el área de la cuenca antigua, la gruesa columna sedimentaria está fuertemente plegada y localmente cortada por fallas inversas de alto ángulo. La asimetría estructural es irregular, sin embargo, la mayoría de las fallas inversas se inclinan al Oeste. Existe una disarmonía estructural entre las formaciones cretáceas y las lutitas incompetentes del Jurásico superior, y parece que estas últimas trabajaron como empaquetadura, entre las rocas cretáceas y el basamento. La asimetría irregular también se debe a la incompetencia de la formación Chicama; pues las estructuras que afloran en esta parte del cuadrángulo son mayormente superficiales, y no se relacionan directamente con la tectónica del basamento. Hacia el Este, donde las formaciones mesozoicas se adelgazan contra el flanco del geoanticlinal del Marañón, los sedimentos están imbricados por fallas inversas y sobreescurrimientos que buzan hacia el occidente. Algunas de las fallas se originan

en el basamento, pero otras resultan del despegue de la secuencia mesozoica y no afectan al basamento. Aunque gran parte de la cubierta de sedimentos mesozoicos del antiguo geoanticlinal del Marañón ha sido erosionada, es patente que esta área quedó relativamente estable durante la orogénesis de fines del Cretáceo, en relación a la deformación intensa de la parte occidental.

Durante el Mesoterciario o Neoterciario la región andina sufrió considerables movimientos verticales, aunque el efecto general fue un levantamiento amplio, el área del valle del Marañón experimentó una relativa subsidencia. El término " Fosas del Marañón", se introduce para referir las depresiones falladas que están ocupadas por el río Marañón. Es muy significativo que estas fosas ocurren cerca al eje del antiguo geanticlinal del Marañón.

Sólo se han reconocido dos pequeños ejemplos de estructuras de gravedad.

Las rocas igneas intrusivas del cuadrángulo incluyen a un granito rojizo del Precambriano o Paleozoico inferior y un batolito granodiorítico del Cretáceo superior al Terciario inferior, además de pequeñas intrusiones de andesita y diorita.

Asociados con el batolito hay vetas de sulfuros que contienen oro, que han sido intensamente explotadas en el pasado. El oro aluvial del Marañón tiene su origen en estas vetas.

ABSTRACT

Geographically the Pataz Quadrangle includes from West to East parts of the Western Cordillera, the Marañon Valley, and the Central Cordillera. An old erosion surface at 3600-4000 m. above sea level has been modified and dissected by intensive river erosion which resulted from Tertiary vertical movements. The Marañon valley is a Tertiary structural basin whose relative subsidence led to the capture of some of the pre-existing drainage.

The stratigraphic unite exposed include the Pre-Cambrian metamorphic basement; the Ordovician shales of the Contaya formation; the sandstones of the Ambo Group, the limestones of the Copacabana Group, and the Mitu Group Redbeds, all belonging , to the Permo-Carboniferous, the Norian and Liassic cherty limestones of the Pucará Group; the Tithonian shales of the Chicama Formation; the sandstones and shales of Lower Cretaceous Goyllarisquizga Group; thick carbonate sequences of the Albian and upper Cretaceous; and the Tertiary pyroclastics of the newly named Lavasén Formation. The changes of facies and thickness of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous formations indicate that a pronounced NW-SE hinge line separated a rapidely subsiding basin to the West from the relatively stable platform of the Marañon Geanticline to the East.

The structures developed by the end Cretaceous orogeny were controlled by the stratigraphy and paleotectonic framework of the Andean Geosyncline. In the western part of the quadrangle, that is within the area of the old basin, the thick sedimentary column is strongly folded and locally cut by high angle reverse faults. There is ni regular structural asymmetry, through most of the faults hade weswards. Structural disharmony between the Cretaceous formatiosn and the incompetent. Uper Jurassic shales is not uncommon, and suggests that latter acted as a bufferbetween the Cretaceous rocks and the basement. The irregular asymmetry is also due to the incompetence, and consequent flowage, of the Chicama Formation. The outcropping structures in this part of the quadrangle are this largely superficial and are not directly related to the basement tectonics. Eastwards, where the Mesozoic formations thin abruptly against the flank of the Marañon Geanticline, the sediments are imbricated by westerly dipping reversed faults and over thrust. Some of these faults originate in the basement, but others result from the stripping off of the sedimentary cover by decollement.

Although much of the Mesozoic cover has been eroded from the old Marañón

Geanticline it is apparent that this area remained relatively stable during the end Cretaceous orogeny, despite the intense deformations to the West.

During the Medial or Late Tertiary the Andean region suffered considerable vertical movements. Although the general effefct was a broad uplift the area of the Marañón valley underwent relative subsidence. The term "Marañón Graben" is introduce to refer to the downfaulted basins which are occupied by the Marañón River.

Two small examples of post folding gravity sliding have been recognised.

The intrusive igneous rocks of the quadrangle include a Lower Paleozoic or Precambrian Granite and an Upper Cretaceous Lower Tertiary granodioritic batholith. Small intrusions of andesite and diorite are also found.

Associated with the granodiorite batholith are sulphide veins which fill fissures in the country rocks. The sulphides are commonly gold bearing, and have been intensively exploited in the past. The alluvial gold of the Marañon originates in these veins.

Capítulo I

INTRODDUCCION

Este estudio se presenta siguiendo el proyecto de levantamiento sistemático de la geología del Perú a escala de 1:100,000 que realiza la Comisión de la Carta Geológica Nacional. Es el resultado de un mapeo general en el campo, estudio de fotografías aéreas en el terreno y en la oficina, y una consideración de los varios aspectos geológicos de la región, tanto desde el punto de vista económico como científico.

Ubicación y extensión de la región

El cuadrángulo de Pataz, cuya situación se indica en la fig. 1 queda entre los paralelos y meridianos siguientes :

Longitud 77° 30' y 78° 00' O
Latitud 7° 30' y 8° 00' S

Políticamente pertenece a las provincias de Pataz y Huamachuco del Departamento de La Libertad.

Tiene más de 3,000 Km2. de superficie.

Acceso

La única manera de llegar por carretera a la zona es por la ruta Trujillo-Quiruvilca-Cajabamba, que pasa por la parte meridional del cuadrángulo. La carretera es transitable durante todo el año, aunque se interrumpe de vez en cuando en la época de lluvias. La carretera Huamachuco-Cajabamba queda cerca del límite occidental del cuadrángulo y facilita el trabajo de campo en ésta zona.

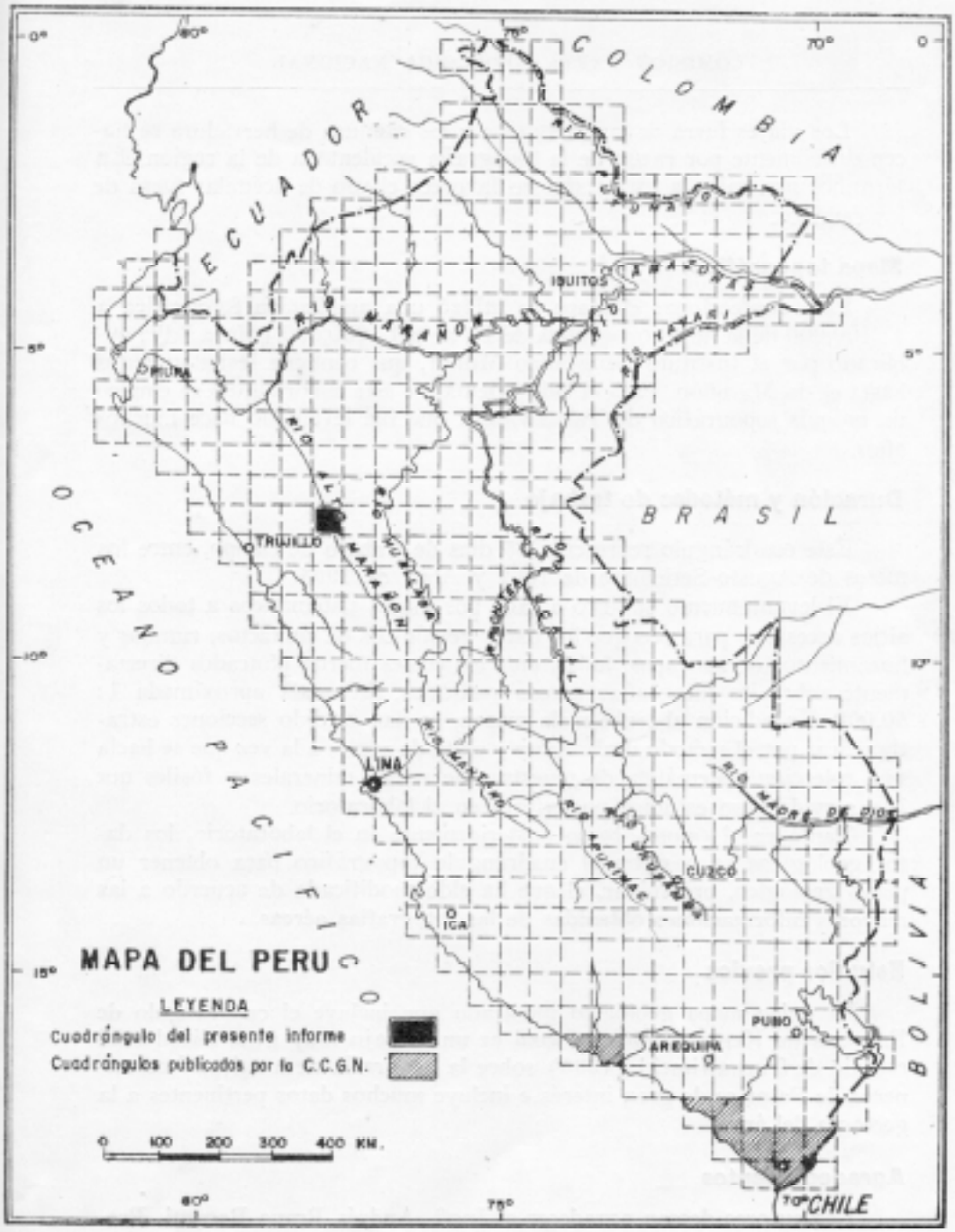


Fig 1.- Mapa de ubicación

Fuera de las carreteras el acceso es por medio de los caminos de herradura, pero debido a que la zona está escasamente poblada hay muy pocos caminos. Las partes de más difícil acceso quedan al Este del río Marañón donde hay poca gente, poco comercio y por lo tanto un tráfico insignificante. A lo largo de la ribera del río Marañón también hay un camino de herradura, pero la falta de puentes prohibe el tránsito libre de un lado al otro lado del río. El único puente sobre el río Marañón, dentro del cuadrángulo, queda en Chagual donde cruza la carretera Trujillo-Parcoy-Buldibuyo. En otros sitios se pasa de una banda a otra por medio de "oroyas".

Los viajes fuera de las carreteras y los caminos de herradura se hacen difícilmente por razón de la topografía accidentada de la región. En términos generales la topografía no favorece el uso de acémilas fuera de los caminos.

Mapa topográfico

Para confeccionar el mapa se utilizó una ampliación fotográfica a 1:100,000 de la hoja topográfica de Pataz a 1:200,000 (Hoja 6d); publicado por el Instituto Geográfico Militar, que contiene levantamientos hasta el río Marañón. Para el lado oriental de este cuadrángulo se empleó un croquis topográfico de Tarnawiescki que fué levantado hace muchos años.

Duración y métodos de trabajo

Este cuadrángulo representa 85 días de trabajo se campo, entre los meses de Agosto-Setiembre de 1962 y Abril de 1963.

El levantamiento se llevó a cabo por viajes sistemáticos a todos los sitios accesibles para recoger los datos geológicos de contactos, rumbos y buzamientos de las capas, fallas, etc., los cuales fueron ploteados directamente sobre las fotografías aéreas verticales, de escala aproximada 1:50,000. En adición al trabajo de mapeo, se han medido secciones estratigráficas por el método de Brunton y cinta de acero, a la vez que se hacía una colección sistemática de muestras de rocas, minerales y fósiles que han servido para estudios posteriores en el laboratorio.

Tanto en el campo, como posteriormente en el laboratorio, los datos geológicos se pasaron al cuadrángulo topográfico para obtener un plano geológico, preliminar, el que ha sido modificado de acuerdo a las mayores informaciones obtenidas de las fotografías aéreas.

Estudios previos

El único mapa geológico publicado que incluye el cuadrángulo de Pataz es de Kents (1956), el cual es un trabajo muy generalizado. El estudio de Tarnawiescki (1936) sobre la geografía de los depósitos mineros de Pataz es de gran interés e incluye muchos datos pertinentes a la geología del área.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer al Ing. Andrés Bravo Bresani, Presidente del Comité Ejecutivo de la Carta Geológica Nacional y a los demás miembros de dicha Comisión, por las facilidades que nos dispensaron durante el curso de éste proyecto; al Dr. Isaac Tafur, Director de la Carta Geológica Nacional, a Eric Bosc, alumno de la Escuela de Geología de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, quien demostró empeño y energía en el trabajo de campo, a nuestros colegas de la Comisión de la Carta Geológica Nacional, por sus valiosas sugerencias durante el curso del trabajo. Finalmente nuestro reconocimiento a todos los señores de las haciendas Yanás, Yanasara (Sr. F. Pinillos), Santa Elena, Marcabal Grande, Llautobamba (Sr. Martell) etc., que de una u otra forma nos facilitaron comodidades para el presente trabajo.

Capítulo II

GEOGRAFIA

Unidades geográficas

El cuadrángulo de Pataz encierra un territorio accidentado y de fuertes pendientes con elevaciones entre los 1,200 y 4,200 m.s.n.m. Dentro de sus límites quedan secciones de tres importantes unidades geográficas que siguen un rumbo aproximado de NNO-SSE. De oeste a este dichas unidades son:

Cordillera Occidental
Valle del Río Marañón
Cordillera Central

Cordillera Occidental

La parte Oriental de ésta Cordillera cae dentro del cuadrángulo, comprende áreas con elevaciones entre 2,000 y 4,200 m.s.n.m. que están fuertemente disectadas por el río Chusgón y sus numerosos tributarios. Los estudios geológicos indican que la Cordillera está constituída por sedimentos mesozoicos fuertemente plegados y fallados.

Cordillera Central

Esta Cordillera entra en la zona oriental del cuadrángulo y contienen picos que sobrepasan los 4,000 m.s.n.m. La línea de cumbres queda muy cerca al límite oriental de la hoja. Las rocas que forman esta Cordillera son volcánicas subhorizontales del Terciario, metamórficos pre-cambrianos e intrusivos cretáceo-terciarios.

Valle del río Marañón

La Cordillera Occidental y Central están separadas por el valle del río Marañón, uno de los valles más grandes e impresionantes del mundo. En el cuadrángulo de Pataz el valle

alcanza una profundidad de cerca de 3,000 m., entre las cumbres de la cordillera y el nivel del río, y un ancho promedio de 20 Km. La pendiente promedio entre las cumbres y el fondo del valle varía entre 20 y 35%.

Aunque los flancos del valle están disectados por los riachuelos que bajan hacia el Marañón, ellos son bien continuos y solamente se interrumpen donde entran tributarios grandes como el río Chusgón. La mayor parte del valle está cortado en rocas antiguas del Paleozoico y Precambriano, las formaciones más jóvenes afloran en las partes altas.

El orígen y la edad de las unidades geográficas son discutidos en el capítulo correspondiente a Geología Histórica.

Clima y Vegetación

Como en toda la región andina del Perú, el clima en el área del cuadrángulo de Pataz se caracteriza por una estación de lluvias fuertes en los meses de Noviembre-Abril, y una época de sequía relativa durante el resto del año. La cantidad de precipitación varía de un sitio a otro debido a la influencia de factores topográficos locales. Según el mapa climático (Broggi, 1954) esta zona queda en la faja de precipitaciones variables entre 200 y 1000 mm. anuales. La temperatura varía enormemente con la altura. En algunos lugares como Huagil, que queda a 4,000 m.s.n.m. raras veces pasa los 20° C; en contraste, en las riberas del río Marañón las temperaturas son altas durante el día y la noche a través de todo el año, siendo en promedio alrededor de 25° C.

La vegetación natural de la zona varía según el clima, topografía y elevación del terreno. Encima de los 3,700 m. existe la vegetación típica de la puna, que está limitada a algunas especies de hierbas. En los niveles inferiores aparecen pequeños arbustos y una cubierta escasa de hierbas. Por debajo de los 2,300 m. los arbustos son tan abundantes que hacen difícil el progreso fuera de los caminos de herradura, además los árboles son bastante comunes. Esta vegetación de arbustos y árboles bajos llega hasta la ribera del río Marañón.

Actividades humanas

Los habitantes de ésta zona se dedican casi exclusivamente a la agricultura, ésta varía de tipo según el clima y la altitud. En las partes altas de las cordilleras, o sea la puna, la actividad principal consiste en la cría de carneros y ganado vacuno, la agricultura está reducida al cultivo de papas. En los flancos de las cordilleras se encuentra una población más densa, que se concentra alrededor de los pueblos y haciendas que existen en la zona. Los

sitios más favorables para la agricultura quedan entre los 2,000 y 3,000 m.s.n.m., donde se cosechan trigo, maíz, lentejas, papas, verduras, alfalfa, etc., en adición a la cría de ganado. En las partes más bajas, por ejemplo en las riberas del río Marañón y en el tramo inferior del río Chusgón, hay un predominio de caña de azucar y frutales como naranjas, limones, plátanos, chirimoya y mango. Los sembríos de cafetales también son importantes, pero los sitios más favorables para su cultivo quedan generalmente más arriba de los 1,500 m.

Como en el resto de la Sierra peruana, en el área del cuadrángulo de Pataz existen dificultades para el transporte de los productos agrícolas. Los pueblos lejanos de la carretera exportan mayormente trigo, maíz y café. Grandes cantidades de frutas se malogran en las huertas simplemente por falta de transporte.

Un pequeño porcentaje de la población divide su tiempo entre la agricultura y el laboreo de las minas. La mayoría de los obreros del pueblo de Pataz trabajan cierto tiempo en las antiguas minas de oro de la región y otra parte en la labranza de los campos. En todo el largo de la ribera del Marañón, la gente lava la arena fluvial para sacar el oro que contiene. Sin embargo, la vida de la región depende directamente de la producción agrícola.

Capítulo III

GEOMORFOLOGIA

No se ha podido hacer un estudio detallado de la geomorfología, pero se notan dentro del cuadrángulo tres unidades principales que son :

Altiplano
Areas glaciadas
Valles

La distribución de las unidades geomorfológicas se indica en la fig. 2

Altiplano

En esta región el altiplano mantiene una elevación aproximada de 3,500 m.s.n.m. En general se trata de una topografía suavemente ondulada con pequeños cerros redondeados que destacan sobre las pampas y valles pantanosos. Los valles del altiplano típico son pequeños, raras veces alcanzan un ancho de 2 Km. o más, las pendientes tanto de los flancos como de su curso son suaves. En general son valles maduros.

El altiplano de ahora es nada más que un remanente de una unidad mucho más extensa que se ha destruído por medio de la acción erosiva de los ríos. Un ejemplo perfecto de la disección del altiplano se encuentra en el área del valle de Chusgón (Fig. 2) donde es patente que anteriormente el altiplano constituyó una faja ininterrumpida de topografía suave y que las dos mesetas separadas de ahora (lado NO y SE del río Chusgón) no son sino el resultado del corte del cañón estrecho y profundo del río. Aunque este es el ejemplo más dramático de la disección del altiplano, hay muchos otros que en la superficie ondulada está profundamente cortada por valles de orígen posterior; y sobre grandes áreas el proceso erosivo ha destruído por completo la superficie antigua.

Los datos obtenidos durante el presente estudio no justifican una consideración detallada del orígen y edad del altiplano de Pataz.

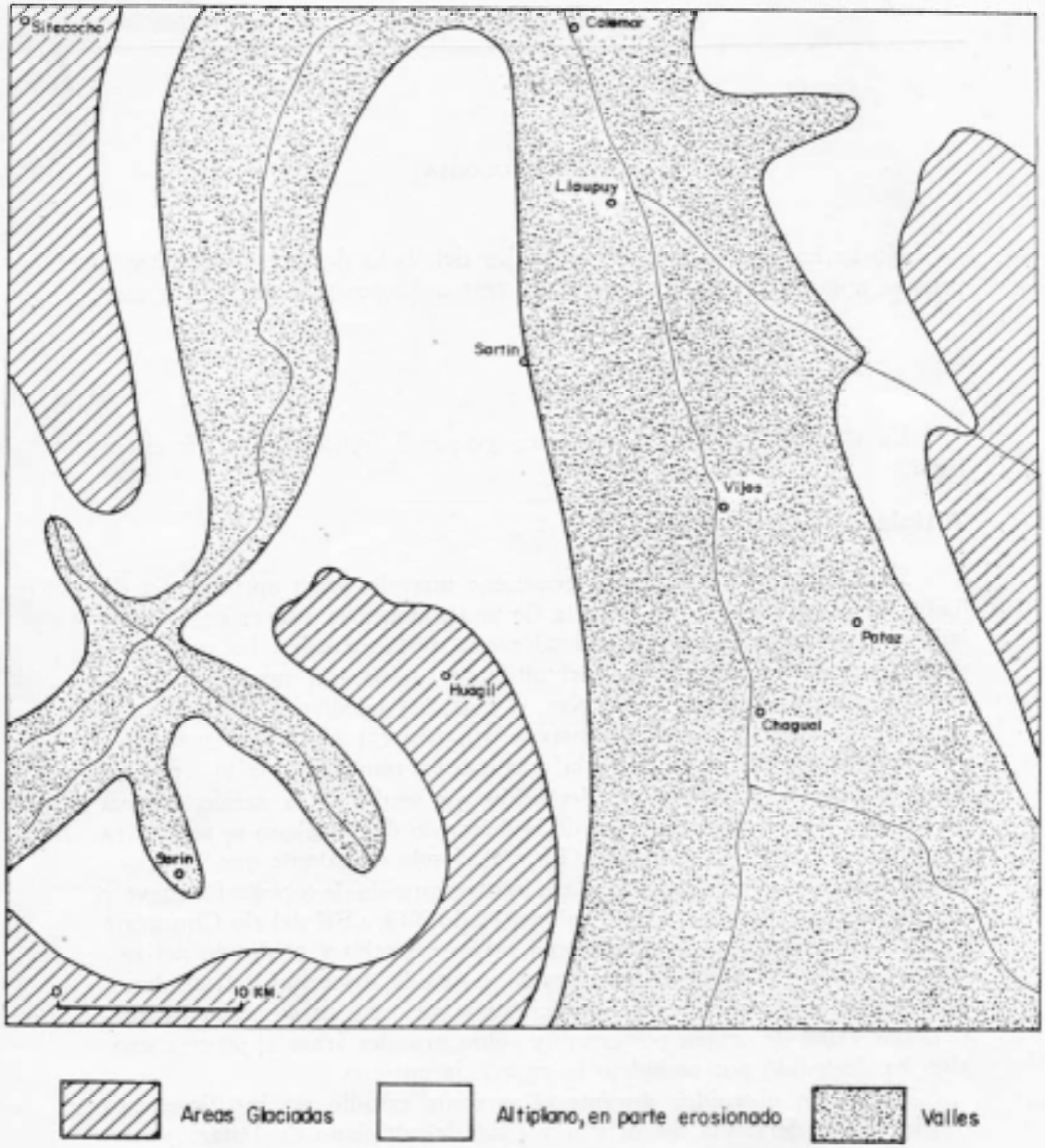


Fig 2.— Unidades geomorfológicas en el cuadrángulo de Pataz

La madurez de la topografía sugiere que se desarrolló a una altura muy inferior y que alcanzó su elevación actual como resultado del levantamiento general de los Andes en el Neoterciario y Cuaternario. Por lo tanto el altiplano probablemente se formó durante el Eoterciario, y no más tarde que el Mioceno.

Areas glaciadas

Los picos más altos de la región alcanzan altura aproximadas de 4,400 m.s.n.m., y tanto en la Cordillera Occidental como en la Central muestran abundantes evidencias de haber sufrido una intensa glaciación. Entre estos hechos se constatan, valles en forma de U, valles colgados y superficies estriadas, además de depósitos glaciáricos, como morrenas y abanicos fluvioglaciares.

En la Cordillera Central los mejores ejemplos de áreas glaciadas se encuentran en las cabeceras de la quebrada Lavasén. El valle de Lavasén y sus quebradas tributarias poseen la forma típica de valles de orígen glaciar; son bastante rectos y en forma de U. Además, los tributarios generalmente corren en valles colgados, los cuales terminan en el valle principal con una pendiente fuerte o un salto vertical de 100-150 m. Pequeñas lagunas glaciares formadas detrás de morrenas y barreras de rocas son comunes, especialmente en los valles tributarios.

Las indicaciones de glaciación en la Cordillera Occidental son menos impresionantes, pero hay muchos sitios donde se encuentran pequeños valles glaciares y abundantes circos. Los ejemplos más accesibles se notan en los cerros calcáreos que quedan en el límite occidental del cuadrángulo y se aprecian perfectamente de la carretera Huamachuco-Cajabamba. Los cerros están cortados por valle en forma de U y éstos están asociados con morrenas glaciares bien desarrolladas, claramente visibles desde la carretera. Otros ejemplos se reconocen en los cerros de caliza de cerca de 3,500 m.s.n.m. de las cercanías de Sitabal, en el límite Sur del cuadrángulo. Sin embargo, no es raro encontrar morrenas terminales hasta niveles de 3,400 m.s.n.m.

La presencia hasta de tres morrenas claramente reconocibles indica que, como en el resto de los Andes, se trata de distintas etapas de glaciación las cuales ofrecen amplios campos de investigación.

Valles

Como se ha referido el altiplano está disectado por grandes valles y cañones que pertenecen al drenaje del Marañón. El valle del río Marañón alcanza una profundidad de

casi 3,000 m. y un ancho promedio de 15-20 Km. Las características más impresionantes del valle son :

(a) Fuerte pendiente de sus flancos

(b) Flancos continuos por decenas de kilómetros sin mayores interrupciones

La pendiente de los flancos del valle varía entre 20% y 35%. La topografía en detalle es bien accidentada y son abundantes las quebradas encañonadas; sin embargo, solo unos pocos tributarios llegan a romper las paredes altas y escarpadas del valle. Por el lado Este entran los ríos Lavasén y Alpamarca, mientras que del Oeste viene el río Chusgón que tiene la mayor parte de su desarrollo dentro del cuadrángulo, pero se une con el Marañón unos kilómetros más allá del límite septentrional. Estos tres tributarios principales muestran las mismas características que el valle del Marañón, son profundos y algo encañonados.

Existe una relación clara entre la ubicación del río Marañón y sus principales tributarios, con importantes estructuras geológicas (Mapa Geológico y Fig. 2). El valle del Marañón está controlado por ciertas fajas hundidas en echelón que están orientadas con dirección NNO-SSE.

El río Lavasén sigue una zona bien definida de fallamiento y el río Alpamarca ha erosionado su valle mayormente dentro de una faja hundida de sedimentos, de igual modo el río Chusgón presenta un buen ejemplo de un valle erosionado a lo largo de una zona de fallamiento.

La edad de las estructuras que controlan el drenaje no está conocida en detalle, pero se sabe que es post Eoterciario, posiblemente Mio-Pliocénica. Se supone que antes del Mioceno la región tenía un drenaje muy distinto del actual, que viene a ser un resultado directo del tectonismo.

Los autores postulan que en el Eoterciario se desarrolló un drenaje maduro que siguió el rumbo general de las formaciones plegadas durante la orogénesis neocretácea. Se encuentran remanentes de este drenaje en los valles anchos y abiertos del altiplano. El fallamiento del Mioceno-Plioceno produjo algunos valles tectónicos de los cuales el Marañón resultó el más profundo y contínuo, y así comenzó un proceso de captura del drenaje de la región que todavía no ha terminado. Los cambios abruptos de los cursos del Chusgón y Alpamarca antes de entrar al Marañón, sugieren que algunos de sus tributarios lograron captar a ríos que fluían subparalelamente con el río principal. Los ríos captados comenzaron a erosionar sus valles hacia el nuevo nivel de base, y el poder erosivo adicional resultó de la captura de los riachuelos.

El caso del río Chusgón es el más interesante. Entre Yanasara y el Cerro Llamana

dicho río corta el drenaje antiguo del altiplano a un ángulo que se acerca a 90°. Sin embargo, al llegar a Yanasara el valle cambia su dirección de NNE a NO-SE, y se divide en dos partes. El río Olichoco baja del NO mientras que el río Cochabamba viene del SE, ambos han erosionado sus valles en la faja de lutitas blandas de la formación Chicama. Los autores opinan que antes del fallamiento neoterciario el drenaje probablemente fluyó de SE a NO a lo largo de la faja de lutitas, pasando fuera del cuadrángulo hacia Cajabamba, y que las modificaciones en el drenaje producidas después del fallamiento mencionado resultaron de la captura del antiguo río Cochabamba. Según esta hipótesis el río Olichoco es obsecuente. No existen pruebas concluyentes del concepto de los autores, pero es interesante notar que tanto el río Olichoco como el riachuelo que fluye al NO por las cabeceras de aquel, son corrientes "misfits". El cañón del Olichoco está erosionado en un valle amplio de aluvión que está a cientos de metros de altura sobre el nivel actual del río, es posible que se trate de un aluvión depositado en el antiguo valle que siguió un rumbo no interrumpido hacia el NO.

Capítulo IV

ESTRATIGRAFIA

La fig. 3 y la tabla estratigráfica ilustran la litología, relaciones, grosor y edad de las unidades estratigráficas que afloran en el cuadrángulo.

Complejo del Marañón

La base de la columna estratigráfica de la región está formada por un complejo metamórfico al cual se da el nombre del Complejo del Marañón. Las rocas del complejo afloran a lo largo del río Marañón sobre un ancho aproximado de 15 Km. El profundo corte del valle del Marañón permite la observación de un grosor máximo de más de 2 Km. En éste complejo metamórfico se distinguen tres unidades, pero no se ha podido descubrir las relaciones estratigráficas entre ellas. Lo cierto es que la unidad inferior consiste en mica-esquistos, sobre la cual aflora una filita negra y localmente una meta-andesita verdosa. Las relaciones entre éstas dos últimas quedan desconocidas, pero la presencia de intercalaciones esquistosas dentro de la meta-andesita, sugiere que estratigráficamente ésta viene entre el mica-esquisto y la filita. Por lo tanto, el orden supuesto de las unidades del Complejo del Marañón es

Filita negra
Meta-andesita verdosa
Mica-esquisto gris verdoso

Mica-esquisto

El mica-esquisto del Complejo del Marañón tiene buenos afloramientos a lo largo de la carretera que baja de Aricapampa a Chagual, y entre éste último lugar y el caserío de Magno, ubicado en la quebrada de Alpamarca. El esquisto presenta como una roca foliada, gris verdosa que generalmente forma escarpas o farallones. La foliación varía desde una laminación fina y neta a una esquistosidad vaga. Los únicos minerales identificables a simple vista son pequeñas plaquitas de minerales micáceos paralelamente dispuestos a la foliación.

EDAD				SECTOR OCCIDENTAL DEL CUADRANGULO			SECTOR ORIENTAL DEL CUADRANGULO		
ERA	PERIODO			UNIDAD	LITOLOGIA	GROSOR-METROS	LITOLOGIA	UNIDAD
CENOZ.	TERCIARIO			Fm. Condebamba	Conglomerado	50		
							Brechas, tufos	Fm. Lavasén
MESOZOICO	CRETACEO	CENOMANIANO		Grupo Quilquiñán	Lutita, arenisca, caliza	150+		
		ALBIANO	Superior	Grupo Pulluicana	Caliza gris	1000	Conglom., arenisca roja	Fm. Rosa
			Medio	Fm. Pariatambo	Caliza y lutita negra	150	Marga, caliza, lutita	Fm. Crisnejas
				Fm. Chulec	Caliza, lutita gris	200		
			Inferior	Fm. Inca	Areniscas, lutita	200	Arenisca blanca	Gpo. Goyllarisquizga
		NEOCOMIANO	Barremiano	Fm. Farrat (GPO. GOYLLARISQUIZGA)	Arenisca blanca	300		
			Hauteriviano	Fm. Carhuaz (GPO. GOYLLARISQUIZGA)	Arenisca, lutita	400		
			Valanginiano	Fm. Santa (GPO. GOYLLARISQUIZGA)	Lutita, caliza, gris	200		
				Fm. Chimú (GPO. GOYLLARISQUIZGA)	Arenisca blanca	400		
	JURASICO	Titoniano		Fm. Chicama	Lutita gris	500+		
	TRIASICO	Liásico						
		Noriano						
PALEOZOICO	PERMIANO	Superior					Caliza	Gpo. Pucará
		Medio					Arenisca roja	Gpo. Mitu
		Inferior					Caliza, lutita	Gpo. Copacabana
	MISISIPIANO						Arenisca verdosa	Gpo. Ambo
	ORDOVICIANO						Lutita negra	Fm. Contaya
	PRECAMBRIANO						Rocas metamórficas	Complejo del Marañón

Tabla estratigráfica en el cuadrángulo de Pataz

son irregulares pero concordantes con la foliación del esquisto, y probablemente se formaron

por la segregación de materiales derivados del esquisto durante el metamorfismo; las vetillas de cuarzo alcanzan grosores hasta de 20 cm., tienen diversas orientaciones y generalmente cortan la foliación del esquisto. La relativa abundancia de las vetas de cuarzo varía bastante de un sitio a otro dentro del afloramiento del mica-esquisto. Aunque no se ha hecho un estudio sistemático de estas ocurrencias parece que una de las concentraciones más grandes de vetas de cuarzo se encuentran a 4 Km. al Sur de Chagual, en los alrededores de un intrusivo granítico, por lo tanto parece posible que el cuarzo derivó del magma que originó el granito.

Meta-andesita

Las rocas volcánicas pertenecientes al Complejo del Marañón afloran en una faja larga que sigue el flanco oriental del valle del Marañón y también se encuentra en el lado occidental cerca al límite Sur del cuadrángulo. Las roca es una meta-andesita verdosa que se presenta en bancos potentes y generalmente forma prominencias topográficas. Diaclasas pronunciadas son muy comunes y en muchos casos es imposible observar el rumbo y buzamiento de la estratificación. Localmente se encuentran intercalaciones delgadas de esquisto gris verdoso, litológicamente similares a los mica-esquistos inferiores.

La meta-andesita es una roca de grano fino a medio de color predominantemente verdoso. A simple vista se notan cristales de feldespato blanco y minerales máficos alterados en una matriz verde oscura. Localmente se encuentran pequeñas concentraciones de epídota, pero éstas no son comunes.

Filita negra

En la parte Norte del cuadrángulo, cerca del río Marañón, se encuentra una faja de fllitas y pizarras negras, las cuales sobreyacen al mica-esquisto con una discordancia marcada. La filita y la pizarra se presentan en láminas bastante delgadas y localmente están bien contorsionadas. En algunos sitios la pizarra contiene abundantes moldes cúbicos vacíos hasta de 3 y 4 mm. de tamaño que parecen haber estado ocupados por cristales de pirita.

En el terreno estas rocas dan formas topográficas suaves que están cubiertas por un manto detrítico compuesto de pequeños fragmentos de pizarra y filita intemperizada. El afloramiento “in situ” de las filitas se encuentra en los lechos de las quebradas.

Los pocos riachuelos que atraviesan la faja de filita y pizarras son salados. También en la superficie de la roca se presentan eflorescencias blancas de alumbre, especialmente cerca a las vaguadas y zonas húmedas.

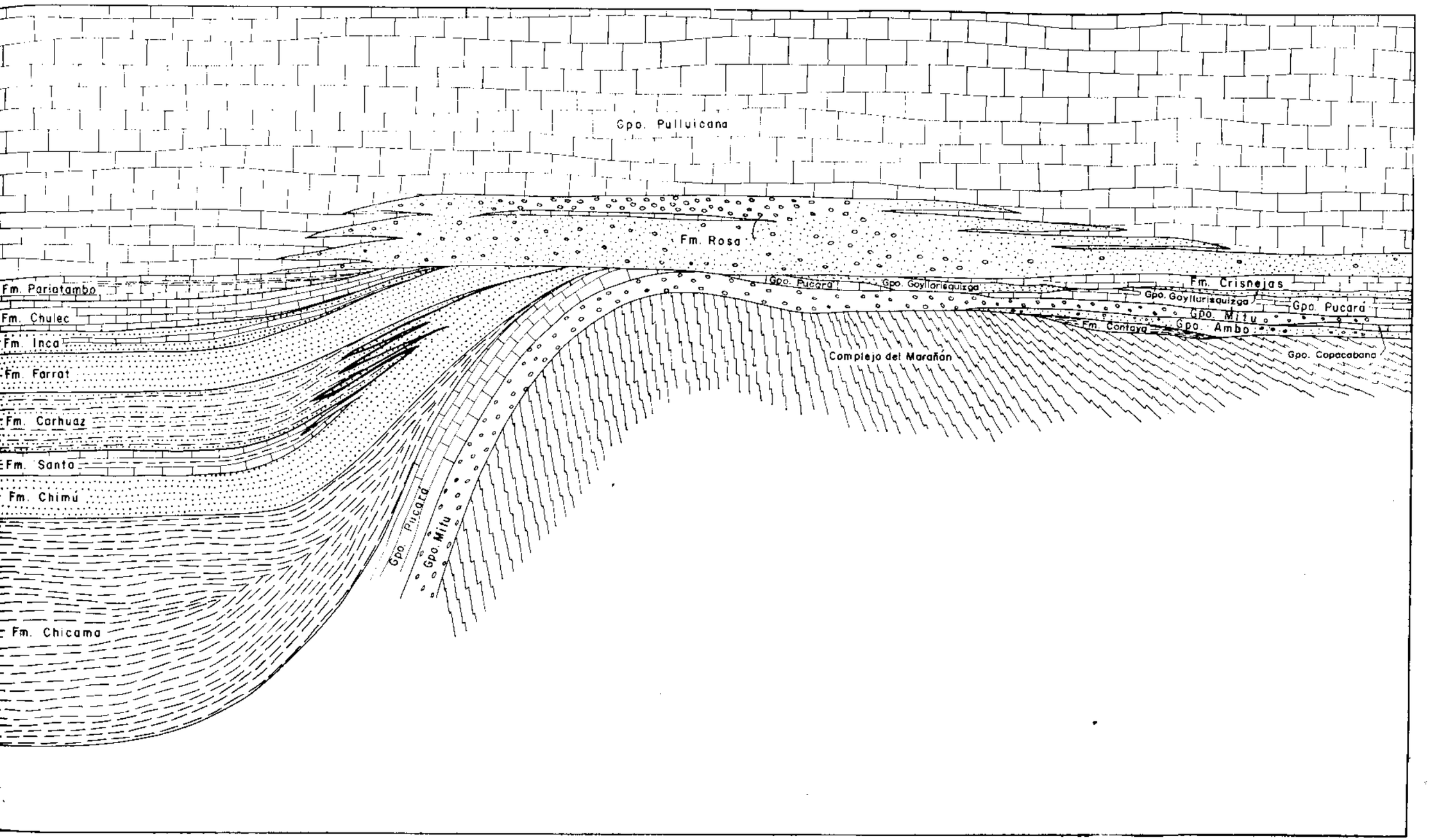


Fig. 3.— Relaciones estratigráficas en el cuadrángulo de Pataz.

Se supone que el orígen del alumbre, como en el caso de las pizarras con alumbre de otras partes del mundo, se debe a la acción del ácido sulfúrico sobre los minerales arcillosos de la pizarra. En el caso presente, el ácido sulfúrico probablemente provenía de la oxidación de la pirita que, como se ha notado, es localmente abundante en las pizarras.

Edad y correlación.- En la ausencia de fósiles los únicos datos que pueden indicar la edad del Complejo del Marañón, son su posición estratigráfica y sus relaciones generales. La unidad más antigua que sobreyace al Complejo metamórfico es la formación Contaya del Ordovícico medio. Esta formación está separada del Complejo del Marañón por una gran discordancia, además la diferencia en el grado de metamorfismo indica que el Complejo del Marañón se metamorfizó antes de la deposición de las lutitas ordovícicas. Se supone que para depositar las rocas del complejo, metamorfizarlas y erosionarlas antes de la deposición de la formación Contaya, se necesitó de un tiempo bastante largo, por lo tanto parece que el Complejo del Marañón representa una parte del Precambriano y una parte del Cambriano.

El Complejo del Marañón se correlaciona con el Complejo Basal de la Costa que aflora en grandes áreas de la Costa Sur y los mica-esquistos y flilitas que han sido estudiados en muchos sitios de la región andina. El basamento metamórfico forma una unidad compleja que merece un estudio regional con el fin de reconocer con mayor seguridad sus subdivisiones y las relaciones entre ellas.

Formación Contaya

En el sector Sur del cuadrángulo de Pataz aflora una secuencia de lutitas y pizarras negras y grises que se correlaciona con la formación Contaya (Newell y Tafur, 1943) de la región de Contamana, a base de similitudes litológicas y paleontológicas.

La formación Contaya del área de Pataz aflora en los dos lados del valle del Marañón, consiste de varios cientos de metros de lutitas y pizarras negras o gris oscuras en láminas y capas delgadas, en las cuales se intercalan escasas capas delgadas de cuarcita.

En el terreno las rocas de esta unidad dan formas topográficas suaves.

Las relaciones estratigráficas de la formación Contaya son las siguientes: la base de la formación es una discordancia angular debajo de la cual afloran rocas metamórficas del Complejo del Marañón. Hay una diferencia notable en el grado de metamorfismo entre la formación Contaya y los mica-esquistos subyacentes, pues aunque hay abundante cubierta no existe dificultad en ubicar el contacto. El contacto superior de la formación es una discordancia ligeramente angular con las areniscas y lutitas del grupo Ambo.

Edad y correlación.- La formación Contaya de Pataz contiene abundantes, graptolitos y en algunos planos de estratificación de las pizarras se han observado éstos fósiles en un estado regular de conservación. Se han identificado los siguientes graptolitos:

Didymograptus sagitticaulis Gurley
Climacograptus ruedemanni Steinmann
Diptograptus sp.
Dyctionema sp.

Estas formas indican la presencia del Ordovícico inferior y medio. La formación Contaya de Pataz incluye capas más jóvenes de las que se han encontrado en la sección típico y capas más antiguas que aquellas descritas por Steinmann (1930) en la región de Ambo. Sin embargo es aparente que se trata de una sola unidad estratigráfica grande.

Ambiente de sedimentación.- Se supone que la formación Contaya se depositó, al igual que las pizarras y lutitas graptolíticas de otras partes del mundo, en un ambiente marino de aguas profundas, condiciones anaeróbicas en la cuenca de deposición y distancia considerable de las fuentes de sedimentación. En el caso presente se sabe que el mar "Contaya" se extendió sobre un área amplia y que las mismas condiciones de deposición llegaron casi hasta la frontera brasileña, dando una homogeneidad sorprendente de facies sobre distancias de cientos de kilómetros.

Grupo Ambo

La unidad que generalmente sobreyace a las rocas metamórficas del Precambriano es una serie de algunos cientos de metros de espesor de areniscas, lutitas y conglomerados, con restos de plantas del Carbonífero. La litología y los fósiles indican que se trata de una extensión de las rocas del grupo Ambo de los Andes Centrales.

El grupo Ambo se encuentra en dos áreas del cuadrángulo de Pataz. El afloramiento principal es una faja con rumbo NNO-SSE que siguen a media falda en todo el flanco occidental del valle del Marañón.

Otra faja de la misma unidad aflora al Este del río, pero está restringida a la parte Sur del cuadrángulo.

La litología del grupo Ambo es uniforme a través del cuadrángulo, consiste de areniscas y lutitas con intercalaciones de conglomerados que se aprecian muy bien en los cortes de la carretera entre Molino Viejo y Aricapampa, donde afloran aproximadamente 400 m. de estos clásticos bien estratificados en capas delgadas a medianas. La arenisca es algo feldespática de color gris marrón a verdoso. Las lutitas que se presentan intercaladas entre las areniscas,

generalmente tienen un color verde olivo bien diferenciable bajo los efectos del intemperismo y se fragmentan en trozos de forma elíptica u esferoidal de un centímetro de diámetro. Los conglomerados del grupo son más comunes en la parte baja de la secuencia, se caracterizan por ser bien compactados y de un color gris verdoso, se componen de elementos redondeados o subangulares de roca metamórfica, areniscas y escasos rodados volcánicos, cementados en una matríz de arenisca feldespática con bastante arcilla. En general los conglomerados del grupo Ambo son duros y carecen de estratificación.

El carbón que caracteriza a las rocas del grupo Ambo en el Perú Central casi no se encuentra en el cuadrángulo de Pataz. El único afloramiento de carbón dentro del grupo queda a 300 m. al Noroste de Sartimbamba, donde se ha observado un manto de 10 cm. de grosor como intercalación entre areniscas y lutitas.

El grupo Ambo tiene un grosor promedio de 300 m. pero alcanza un máximo de 500 m. Las variaciones de grosor se deben a una etapa de erosiónque sucedió antes de la deposición del grupo Mitu y a otra que ocurrió antes de la acumulación del grupo Goyllarisquizga, como queda evidenciado por sus relaciones estratigráficas.

El grupo Ambo sobreyace con discordancia a unidades del Precambriano y Paleozoico inferior. En la zona Norte del cuadrángulo el grupo sobreyace a los micaesquistos con una discordancia angular bien marcada. En el sector Sur del cuadrángulo el contacto entre el Misisispiano y el Paleozoico inferior no está bien expuesto, pero parece ser una discordancia casi paralela. En todos los casos la superficie de disconformidad es plana, sin irregularidades notables. El contacto superior del grupo Ambo varía entre una discordancia paralela a angular. Generalmente la unidad suprayacente es el Grupo Mitu, en estos casos el contacto es una discordancia paralela, como se ve entre Angasilanche y Llautobamba; en otros sitios el grupo Goyllarisquizga sobreyace directamente al grupo Ambo con una discordancia angular hasta de 25° , estas relaciones son comunes en la zona Sur del cuadrángulo, tanto al Oeste del Marañón, área de Anzapampa, como al Este del río, en los alrededores de Chagual.

Edad y correlación.- En el grupo Ambo del cuadrángulo de Pataz se han colectado las siguientes plantas fósiles:

Calamites sp.
Rhacopteris sp.

Las mismas plantas se encuentran a 300 Km. al SSE, en el grupo Ambo de los Andes centrales, al cual Newell (1943) considera como del Misisipiano medio.

La unidad de clásticos del Carbonífero de Pataz se correlaciona con el grupo Ambo de los Andes centrales en base del contenido de fósiles y también por su litología semejante. La secuencia litológica estudiada en el cuadrángulo es parecida a la sección 17 de Newell (1953) en los alrededores de Huánuco.

Ambiente de sedimentación.- Considerando la abundancia de restos vegetales y la ausencia de invertebrados marinos, es manifiesto que el grupo Ambo representa un depósito continental. También queda definido que estos clásticos se depositaron sobre una superficie bastante suave, sin embargo, los datos disponibles no permiten todavía determinar el ambiente preciso.

La paleogeografía de la región andina misisipiana es otro problema aún no resuelto. Dónde quedaban las principales áreas positivas? Newell (1953) considera que el grupo Ambo se depositó en cuencas pequeñas y que el material ha derivado de fuentes locales de sedimentación; sin embargo, el hecho de que la litología es la misma a través del cuadrángulo de Pataz y en los Andes Centrales, sugiere que se trata de cuencas bastante grandes, además considerando el volúmen de clásticos es necesario postular la presencia de grandes fuentes de sedimentación. Aunque todavía no se puede ubicar las cuencas y las regiones positivas del misisipiano, los autores oponan que tales unidades tenían una extensión regional.

Grupo Copacabana

En la quebrada de Condomarca, al SE de Calemar, hay dos afloramientos restringidos de caliza que se han correlacionado con el grupo Copacabana a base de litología, posición estratigráfica y paleontología.

La secuencia de la quebrada Condormarca consiste aproximadamente de 150 m. de caliza grisácea, localmente arenosa, estratificada en capas delgadas entre las cuales son comunes las intercalaciones de lutitas negras y limolitas. La caliza es de grano fino a mediano y localmente contiene fragmentos triturados de fósiles. La caliza arenosa contiene granos redondeados de cuarzo que alcanza más de 1 mm. de diámetro, en algunas capas los granos clásticos parecen “flotar” en la matríz calcárea. Aunque las rocas del grupo Copacabana tienen un color gris claro cuando están frescos, por el intemperismo cambian a un tono más oscuro hasta casi negro.

En ninguno de los afloramientos se ha observado la base del grupo, pero se supone que las calizas yacen sobre el grupo Ambo, aunque es posible que localmente descansen directamente encima del Precambriano.

El contacto superior del grupo Copacabana es una pequeña discordancia encima de la cual se encuentran los sedimentos clásticos del grupo Mitu.

Edad y correlación.- El Grupo Copacabana de la quebrada Condormaraca no tiene muchos fósiles, pero se han hallado *Spirifer, Productus*, y fragmentos de corales y crinoideos. Desafortunadamente la condición de los fósiles no permite una identificación específica. Sin embargo, es probable que el grupo tenga la misma edad que en otras partes

del país, o sea Permiano inferior, aunque también pueda incluir el Leonardiano, como en los cerros Calla Calla que quedan a más de 80 Km. al Note (Kummel, 1950).

Las calizas paleozoicas del cuadrángulo de Pataz se correlacionan con el grupo Copacabana de otros lugares de los Andes, a base de similitud litológica y posición estratigráfica inmediatamente debajo del grupo Mitu.

Ambiente de sedimentación.- La presencia de corales en las calizas se interpreta como evidencias de depósitos en un ambiente marino de poca profundidad. Los *Spirifer, Productus* y crinoides también son característicos de mares neríticos. Además, su naturaleza parcialmente arenosa sugiere la acción de corrientes y proximidad a una fuente de sedimentación, aunque sea de tipo local.

Grupo Mitu

En algunas áreas del cuadrángulo aflora una formación paleozoica de areniscas y conglomerados de un color rojo oscuro que se ha correlacionado con la formación Mitu (MacLaughlin, 1924) de los Andes centrales, formación que posteriormente fue elevado a la categoría de grupo por Newell, Chronic, y Roberts (1949). El grupo aflora desde el río Chusgón en el Norte, hasta los alrededores de Sartimbamba, en el Sur. Otros afloramientos más restringidos de la misma unidad se encuentran entre las localidades de Vijos y Chagual, en la quebrada Condormarca y en el valle del río Chusgón.

En el cuadrángulo de Pataz el grupo Mitu no alcanza el desarrollo formidable que tiene en los Andes centrales, en lugar de cientos o miles de metros de grosor de capas rojas y derrames volcánicos, afloran en promedio 200 m. de areniscas y conglomerados. En la quebrada Condormarca se ha estimado la siguiente sección del grupo Mitu:

Arenisca, limolita y conglomerado, rojo oscuros bien estratificados en capas delgadas a medianas ....70-80 m.

Conglomerado macizo, rojo oscuro, compuesto de elementos gruesos, por intemperismo da un color casi negro ..... 15 m.

El conglomerado basal del grupo se compone de elementos subredondeados de caliza presumiblemente de la formación Copacabana, arenisca parda, andesita rosada y roca metamórfica, en una matríz de arenisca arcósica. Cerca a Angasllanche el grupo Mitu alcanza un mayor desarrollo y llega a un grosor aproximado de 180 m., aunque en éste lugar no se encuentra un conglomerado basal comparable al de la quebrada Condormarca, la litología general del grupo es la misma, con areniscas y conglomerados de un color rojo oscuro. Los conglomerados Mitu se distinguen fácilmente de los del grupo Ambo por su color rojizo y su

menor grado de compactación. Los cantos de andesita roja o morada son bastante comunes en el conglomerado; sin embargo, no hay ningún sitio en todo el cuadrángulo donde se observan derrames volcánicos, o "sills" intercalados con los clásticos.

El grupo Mitu sobreyace a unidades tan diferentes como la formación Copacabana, el grupo Ambo y el basamento precambriano. El afloramiento más Noroccidental del grupo yace sobre calizas de la formación Copacabana con una pequeña discordancia paralela, pero entre Vijos y Chagual, y entre el río Chusgón y Llautobamba, las capas rojas se sobreponen directamente encima del grupo Ambo, con discordancia paralela.

En el centro del cuadrángulo, por ejemplo alrededor de Sartimbamba, el grupo Mitu yace sobre el Precambriano con discordancia angular bien marcada. Esta misma relación se encuentra cerca a Santa Elena en el valle Chusgón. Es evidente que el grupo Mitu traslapa a formaciones más antiguas hacia el Oeste y Suroeste, este hecho se nota muy bien si se considera una línea NE-SO entre Calemar en el valle del Marañón, y la hacienda Santa Rosa en el valle del Chusgón.

En casi todos los afloramientos el contacto superior del grupo Mitu es una suave discordancia paralela con las calizas triásicas suprayacentes. En la quebrada Condormarca se ve que dichas calizas tienen el mismo buzamiento que el Grupo Mitu, pero el contacto es una superficie ligeramente erosionada. Sin embargo, en los afloramientos al Oeste del río Marañón, existe una suave discordancia angular entre las calizas mesozoicas y las capas permianas, debido a que el grupo Mitu está plegado con dirección WNW-ESE, mientras que las calizas triásicas tienen un rumbo entre NW-SE y N-S. Más al Oeste todavía, en el valle del Chusgón, el Mitu está cubierto por clásticos rojizos de la formación Rosa del Cretáceo.

Edad y correlación.- Ochenta Km. al Norte del cuadrángulo Kummel (1950) encontró el grupo Mitu encima de las calizas de la formación Copacabana que llevan una microfauna del Leonardiano, o sea de la base del Permiano medio. Por consiguiente se supone que el grupo abarca partes del Permiano medio y superior.

El grupo Mitu de Pataz se correlaciona con rocas de la misma litología y posición estratigráfica que afloran en los Andes centrales y meridionales del Perú.

Ambiente de sedimentación.- No se han encontrado datos en el cuadrángulo de Pataz que puedan precisar el ambiente de sedimentación del grupo Mitu. Es evidente que durante el Permiano hubo un levantamiento en la región occidental del cuadrángulo, y de ésta zona apositiva se originarían clásticos que se depositaron sobre una superficie suave hacia el Este. Probablemente se trata de un ambiente continental, pero hay la posibilidad de que existan horizontes marinos intercalados con los sedimentos terrestres. La presencia de capas marinas dentro del grupo Mitu en los Andes Centrales (Harrison 1946), y cerca de Celendón

(comunicación verbal del Dr. Víctor Benavides) indica que el mar no estaba muy lejos.

Grupo Pucará

En el cuadrángulo de Pataz aflora una unidad de calizas que, a base de litología, edad y posición estratigráfica, se correlaciona con el grupo Pucará de MacLaughlin (1924), que tiene un desarrollo amplio en los Andes centrales.

El grupo Pucará se encuentra en tres lugares del cuadrángulo de Pataz. El afloramiento más extenso forma la parte alta del lado occidental del valle del Marañón, entre el río Chusgón y los alrededores de Molino Viejo. Otra exposición de dichas calizas se encuentra en la margen oriental del Marañón, cerca a Calemar, formando parte de una faja extensa del grupo. El tercer afloramiento también se halla en la margen oriental del Marañón, al Sur del anterior, entre las localidades de Vijos y Chagual.

Se ha estimado la siguiente sección en la pared septentrional de la quebrada Condormarca, cerca a Calemar.

Caliza gris y negra, bituminosa, bien estratificada en capas delgadas y con pequeños lentes de sílice negro ..... 320 m.

Discordancia

Caliza gris clara, en bancos gruesos, en partes silicificada y con abundante nódulos de sílice blanco..... 140 m.

Sin embargo, 5 Km. al Sur de ésta sección, el grupo Pucará está representado por solamente 12 m. de conglomerado basal y 45 m. de caliza. Más al Sur todavía, donde la quebrada Yalen desemboca en el río Marañón, cerca de Llautobamba, el grupo Pucará no está tan completo y el grosor total no pasa de los 300 m. Siguiendo el afloramiento hacia el Norte el grosor disminuye hasta que las calizas desaparecen completamente.

Como se nota en la sección de la quebrada Condormarca, el grupo Pucará consiste de dos litologías distintas. La inferior se caracteriza por su estratificación maciza, su color gris claro y el contenido de sílice blanco. La unidad superior es típicamente una caliza negra y fétida, en capas delgadas y con intercalaciones de lutita negra. La sílice no es tan abundante y ocurre como lentes delgados y oscuros en los planos de estratificación. Es difícil distinguir esta unidad de la formación Pariatambo del Albiano, por que ambas se componen de calizas y lutitas bituminosas en capas delgadas. Para distinguirlas es necesario recurrir a un estudio de los fósiles.

En algunas partes de los afloramientos del grupo se encuentra solamente la unidad

inferior de calizas macizas, la caliza bituminosa ha sido erosionada antes de la deposición del Cretáceo inferior.

Las relaciones estratigráficas del grupo Pucará son las siguentes : yace directamente encima del grupo Mitu con discordancia paralela; sin embargo, como se ha mencionado, hay una ligera discordancia angular entre los dos grupos en la vecindad de Llautobamba. A corta distancia al norte de Llaupuy, en la ribera del río Marañón, el grupo Pucará descansa directamente encima del Precambriano.

El contacto superior de las calizas con las areniscas del Cretáceo inferior, es generalmente una discordancia ligeramente angular. Esta relación se aprecia muy bien en la quebrada Condormarca, donde se nota claramente que hay ángulos hasta de 20° entre el Cretáceo y las calizas subyacentes. El único sitio donde el grupo Pucará no está cubierto por el Cretáceo inferior es el valle del río Chusgón, cerca a la hacienda Marcabal, donde las calizas yacen debajo de conglomerados de la formación Rosa del Cretáceo medio, con discordancia angular.

Edad y correlación.- En la parte superior de la caliza maciza se ha encontrato *Pseudomonotis ochotica Keys* que correponde al Noriano. En la misma caliza son abundantes los fragmentos de Pentacrinus.

La caliza bituminosa contiene en sus niveles inferiores *arietites* y *Pecten peruanus* que indican el Sinemuriano. No se han hallado fósiles en la parte superior de esta unidad. Como los fósiles encontrados pertenecen al Noriano y Sinemuriano se supone que la discordancia entre la caliza bituminosa y la caliza maciza representa el Rético y el Hettangiano.

En base a la litología y el contenido de fósiles se puede hacer una correlación bastante estrecha del grupo Pucará del cuadrángulo de Pataz con otros afloramientos de la región andina. La división del grupo en dos unidades litológicas es similar a lo que se ha observado en la Cordillera de Calla-Calla a 80 Km. al Norte, donde Kummel (1950) halló *Pseudomonotis ochotica* en la caliza inferior. A pesar de la distancia hay mucha similitud entre las calizas de Pataz y de los Andes centrales, donde contienen abundante sílice y llevan *Pseudomonotis ochotica*.

Ambiente de sedimentación.- La presencia de Pentacrinus en las calizas norianas indica deposición en un mar poco profundo, y el estado de desarticulación de los fragmentos sugiere la influencia de corrientes marinas. En cambio la caliza sinemuriana se depositó en un ambiente anaeróbico que permitió la acumulación de material orgánico, dando una caliza bituminosa y fétida.

Formación Chicama

Las lutitas oscuras y areniscas que afloran en la zona Suroccidental del cuadrángulo, con un grosor notable, se ha correlacionado con la formación Chicama de Stappenbeck (1929), en base a sus similitudes en litología, posición estratigráfica y contenido de fósiles.

Debido a los disturbios tectónicos de la formación Chicama no se ha podido medir una sección representativa, pero se estima un grosor mínimo de 1,500 m. de clásticos finos de colores oscuros. En la quebrada Olichoco que llega al río Chusgón cerca de El Pallar, la formación se caracteriza por una alta proporción de lutitas negras, blandas y laminadas, que contienen comúnmente nódulos hasta de 15 cm. de diámetro por lo general con núcleo de pirita de grano fino. En las lutitas quedan intercaladas capas delgadas de arenisca parda.

Hacia el Sur de El Pallar se nota un aumento gradual en la proporción de areniscas y en las cabeceras del río Cochabamba se nota que las areniscas y lutitas están en igual proporción. En éste último sitio los sedimentos se presentan en capas delgadas, bien estratificadas y de colores que varían entre gris oscuro y marrón. Estas facies se puede confundir con la formación Carhuaz del Cretáceo inferior que también se compone de areniscas y lutitas intercaladas, pero éstas generalmente contienen horizontes rojizos que no se encuentran en la formación Chicama.

La formación Chicama yace debajo de la formación Chimú con suave discordancia paralela; no se ha visto la base de la formación, pero se supone que descansa discordantemente encima de las calizas del grupo Pucará.

Como se nota en el plano geológico, la formación Chicama solamente aparece en la zona Suroeste del cuadrángulo y no aflora más al Este de una línea NO-SE que pasa entre Sitacocha y Usnubal. Al Este de dicha línea el Cretáceo traslapa las unidades más antiguas que la formación Chicama. Esta observación es significante en la reconstrucción paleogeográfica y paleotectónica.

Edad y correlación.- La formación Chicama en el cuadrángulo de Pataz es pobremente fosilífera, solamente se han encontrado unos que otros fragmentos de ammonites, que el autor ha identificado como perteneciente a la familia Perisphinctacea. Esta familia de ammonites se ha encontrado también en la formación Chicama de otras regiones de los Andes (Stappenbeck, 1929) e indica una edad titoniana.

La formación Chicama es equivalente tanto en edad como en litología con la formación Pampas (Heim. 1949) que aflora más al Sur. La formación también tiene equivalentes con el grupo Yura de Arequipa (Jenks, 1948) y posiblemente en la formación Sarayaquillo (Kummel, 1948) de la selva.

Ambiente de sedimentación.- La formación Chicama es una unidad marina que se depositó en una cuenca que ocupaba la parte Suroriental del cuadrángulo, mientras que la región Norte y Este del mismo era una zona positiva. La ausencia de fauna bentónica y el aspecto de los sedimentos, especialmente el contenido de pirita, indican un ambiente anaeróbico.

Es problemático el límite oriental de deposición titoniana, pues no se sabe con seguridad si la formación Chicama siempre ha estado restringida, más o menos, el área de su afloramiento actual, o si se extendió más al Este y fue erosionado antes de la deposición del Cretáceo. El hecho de no encontrar siquiera remanentes de la formación al Este de la línea Sitacocha-Usnubal, es una sugestión de peso en favor de que los contornos del afloramiento moderno coinciden aproximadamente con el límite de deposición del Titoniano.

Grupo Goyllarisquizga

Generalidades

Las formaciones cretácicas alcanza un gran desarrollo en el cuadrángulo, tanto en extensión como en espesor. En términos generales, el sistema cretáceo se divide en una parte inferior compuesta mayormente de sedimentos clásticos (grupo Goyllarisquizga), y una parte superior que consiste principalmente de calizas y lutitas (formaciones Inca, Chulec, Crisnejas y Pariatambo y grupos Pulluicana, Quillquiñan y Otuzco).

La litología grosor y posición estratigráfica de estas unidades se indica en la fig. 3, y la tabla estratigráfica.

El nombre de grupo Goyllarisquizga fué introducido por Wilson (1963) para comprender en él todas las rocas pre-Albianas del Cretáceo de los Andes del Norte y Centro, por el hecho de que representan una sola unidad estratigráfica, compuesta de clásticos que se diferencian fácilmente de las formaciones calcáreas del Albiano y Cretáceo superior.

El grupo Goyllarisquizga se divide en una facies oriental de 150 a 400 m. de areniscas finas y una facies occidental que consiste aproximadamente de 1,500 m. de areniscas, lutitas y algunas calizas. La primera equivale a la formación Goyllarisquizga de MacLaughlin (1924) Jenks (1951) y Wilson (1963). La facies oriental se depositó encima de la plataforma del geanticlinal del Marañón, pero la secuencia occidental se acumuló en una cuenca del geosinclinal Andino. Como se puede ver en la figura 3, hubo un límite bastante nítido entre la cuenca y la plataforma. Esta división correponde a una línea bastante recta, de rumbo aproximado N 30° O, entre Sitacocha en el NO y Usnubal en el SE.

Facies Occidental

Formación Chimú

La formación Chimú aflora en la parte occidental del cuadrángulo, con las mismas características litológicas y de posición estratigráfica que Benavides (1956) ha notado en la sección típica, que queda a 70 Km. al Oeste del área.

La formación mantiene las mismas características generales sobre una área extensa que abarca el Perú septentrional y los Andes centrales (Wilson 1963). Se presenta como una secuencia de cuarcitas blancas a pardas, en bancos medianos a gruesos, con intercalaciones delgadas de lutita negra. La estratificación cruzada es muy común en las cuarcitas, y la mayor parte de los ejemplos indican corrientes que provenían del N y E. Los mantos de carbón que ocurren asociados con la formación Chimú, en muchas partes de los Andes, no se presentan en el cuadrángulo de Pataz.

El estudio de una lámina delgada de una cuarcita típica indica la siguiente composición :

Cuarzo	96%
Feldespato	1%
Fragmentos de roca	2%
Matríz arcillosa	1%

Según la clasificación de Pettijohn (1957) la roca es una ortocuarcita. El cuarzo ocurre en granos subredondeados a redondeados, cementados por cuarzo autígeno que ha crecido en continuidad óptica y cristalográfica con los granos sedimentarios. El cuarzo autígeno ha rellenado los intersticios, hasta formar una roca compacta y dura que carece de porosidad.

Es importante anotar que la cuarcita se debe netamente a procesos sedimentarios, es decir no hubo acciones de metamorfismo, hecho que está probado por la presencia de lutitas blandas tanto encima como debajo de la formación.

En en cuadrángulo de Pataz, la formación Chimú tiene un grosor promedio de 300 m. y no excede de 400 m. Esta potencia es menor a la que tiene la formación más al Oeste, donde Benavides (1956) encontró espesores hasta casi de 600 m.

Las cuarcitas sobreyacen a la formación Chicama con una ligera discordancia paralela, pero el contrate entre las litologías facilita la determinación y el mapeo del contacto. Encima de la formación Chimú yacen concordantemente las lutitas y calizas de la formación Santa.

Edad y correlación.- No se han hallado restos de plantas ni de invertebrados en la formación Chimú del cuadrángulo de Pataz. Pero se sabe que las formaciones Chicama, infrayacente y Santa sobreyacente son respectivamente del Titoniano y el Valanginiano superior, por lo tanto se supone que la formación Chimú representa el Valanginiano inferior y medio. Se correlaciona con el resto de la formación Chimú que aflora en el flanco occidental de los Andes en una distancia de más de 600 Km. que abarca desde el N de Cajamarca hasta la zona del Río Pallanga. La formación probablemente tiene equivalentes en la parte superior del grupo Yura del área de Arequipa y en el miembro Cushabatay de la formación Oriente.

Ambiente de sedimentación.- Debido a la ausencia de datos concretos no se puede fijar bien el ambiente de sedimentación de la formación Chimú; sin embargo, la asociación casi general de restos de plantas y mantos de carbón con la formación, hace pensar en un ambiente continental. Se supone que los clásticos han sido derivados y transportados del Norte y Este y depositados en una cuenca extensa por medio de acción fluvial.

Formación Santa

La formación Santa se compone de lutitas negras y grises intercaladas con capas delgadas de caliza. La lutita es bastante blanda y localmente calcárea y la caliza es negra a grisácea, arcillosa y ligeramente bituminosa. Por intemperismo la roca adquiere un color característico gris amarillento. Su grosor promedio es de 100 m.

La formación sobreyace concordantemente a la formación Chimú, estando el contacto encima del último banco de cuarcita. El contacto superior es una nueva discordancia paralela con los clásticos de la formación Carhuaz.

Como la formación Santa está constituída de rocas blandas que se fragmentan y descomponen con facilidad sus exposiciones generalmente quedan ocultas. Los hechos que indican la presencia de la formación debajo de la cubierta, son el color obscuro del suelo, la existencia de fragmentos de caliza de la litología típica y de los fósiles característicos de la formación.

Edad y correlación.- En la formación Santa de Pataz no se ha encontrado *Valanginitis broggi Lissón*, el fósil guía de la formación Santa (Benavides 1956). Sin embargo, se supone que los afloramientos de esta área son correlacionables con la formación Santa de la sección típica, al cual Benavides (1956) asigna al Valanginiano superior. Las calizas con Paraglauconia, que Stappenbeck (1929) describió en el valle de Chicama son equivalentes tanto en edad como en litología con la formación Santa. En el área de Lima, el Valanginiano superior está representado por las calizas y lutitas de la parte inferior de la

formación Pamplona.

Ambiente de sedimentación.- El fósil más común en la formación Santa de Pataz es Paraglauconia, un género del agua salobre. No se ha encontrado ningún invertebrado marino, por ejemplo *Trigonia* que está presente en los afloramientos de la formación de las regiones de más al Sur y Oeste. Por lo tanto, se considera la formación Santa del cuadrángulo de Pataz como depositada en un ambiente intermedio entre marino y terrestre. Se supone que la zona estaba inundada por agua salobre de muy poca profundidad que gradualmente pasaba de O y SO a aguas marinas normales.

Formación Carhuaz

La formación Carhuaz del cuadrángulo de Pataz está compuesta de areniscas, limolita y lutita que afloran en una zona extensa de la parte suroccidental del cuadrángulo.

La formación varía en grosor desde unos pocos metros hasta un máximo de 600 m. Las secciones más potentes se encuentran en el lado occidental y se nota muy bien este adelgazamiento, en los cerros que quedan en las vertientes de los valles de Cochabamba y Sartín, donde las cuarcitas Chimú y Farrat se acercan a tal extremo que dan la impresión de que no existieran las formaciones Santa y Carhuaz. La disminución del grosor de la formación Carhuaz se debe a un cambio lateral de facies, pues desaparecen las capas lutáceas y se conservan las areniscas que se mapean como la formación Farrat.

Litológicamente la formación Carhuaz consiste de areniscas, cuarcitas y lutitas estratificadas en capas delgadas a medianas. La arenisca y cuarcita contienen un poco de matríz arcillosa y se clasifican provisionalmente como protocuarcitas y son de colores gris, marrón y pardo. Areniscas blancas como las que abundan en las formaciones Chimú y Farrat están presentes pero no son comunes. Más de la mitad de la formación consiste de lutitas mayormente marrones y grises y en menor escala rojizas. La formación Carhuaz es la única formación del Cretáceo inferior que contiene lutita roja, que permite la identificación precisa de la formación aún en afloramientos restringidos.

El contacto inferior de la formación Carhuaz es una suave discordancia con las lutitas y calizas de la formación Santa, el contacto superior con la formación Farrat no es muy claro, debido al aumento gradual hacia arriba de la proporción de areniscas. En el campo se ha ubicado dicho contacto donde las areniscas y cuarcitas comienzan a constituir más del 50% de la secuencia.

Edad y correlación.- Aunque se han hallado fósiles de agua salobre en la formación Carhuaz de los andes septentrionales (Benavides, 1956) y centrales (Wilson 1963), no

se ha encontrado ningún fósil en los afloramientos de la formación en el cuadrángulo de Pataz. Por lo tanto la única manera de fijar la edad es por referencia a horizontes fosilíferos que existen encima y debajo de la formación. Inmediatamente debajo está la formación Santa del Valanginiano superior, sugiriendo que la base de la formación Carhuaz queda en el Hauteriviano, en cambio es muy difícil fijar el límite superior de edad de la formación, porque la formación Farrat que suprayace directamente no contiene fósiles. Sin embargo, la formación Inca que se superpone a Farrat, es del Albiano inferior (Benavides 1956), de donde se infiere que el techo de la formación Carhuaz probablemente queda en el Aptiano.

Por las relaciones estratigráficas generales se sabe que la formación Carhuaz es contemporánea con una parte de las facies oriental o de plataforma del grupo Goyllarisquizga. El equivalente de la formación Carhuaz en la Selva probablemente es el miembro Esperanza de la formación Oriente, en el cual Kummel (1948) encontró fósiles del Aptiano.

Ambiente de sedimentación.- No se ha encontrado fósiles marinos en la formación Carhuaz del cuadrángulo de Pataz, tampoco se encuentran capas de caliza como se han observado en otras zonas. Benavides, (1956), Wilson (1963). Estos hechos, sugieren que se trata de un depósito continental; sin embargo, la presencia de calizas dentro de la formación Carhuaz en afloramientos de más al SO, indica que el mar no estaba muy lejos de la región de Pataz. Por estas razones se supone que la formación se depositó en un ambiente de deltas que bordeaban un área positiva que se extendía al E y NE, de vez en cuando los deltas habrían sido sumergidos por invasiones marinas, pero no hay evidencia de que tales invasiones alcanzaran el área del cuadrángulo.

Formación Farrat

La formación Farrat aflora en la parte occidental y suroccidental del cuadrángulo de Pataz.

Litológicamente consiste de cuarcitas y areniscas blancas y grisáceas de grano fino a mediano, estratificadas en bancos gruesos. Hay intercalaciones de lutitas gris rojizas, en una proporción que alcanza sólo el 5% de la formación. Las areniscas son bien parecidas a las de la formación Chimú y no hay forma de distinguirlas con seguridad, ni en el campo ni en el laboratorio. Como en el caso de la formación Chimú la roca es una protocuarcita compuesta de más de 90% de granos de cuarzo y muy poca matríz. En lámina delgada se nota el crecimiento de cuarzo autígeno alrededor de los granos sedimentarios, dando una textura de mosaico compuesto exclusivamente de cuarzo.

En el cuadrángulo de Pataz la formación Farrat tiene un grosor promedio de 250 m. con grosores menores al Este y mayores al Oeste. Parece que hay un aumento general en el

grosor de la formación hacia el Oeste, porque Benavides (1955) encontró más de 450 m. de la formación Farrat a 60 Km. al Oeste del cuadrángulo.

El contacto inferior de la formación es gradacional con las areniscas y lutitas intercaladas de la formación Carhuaz, mientras que el contacto superior está señalado por un cambio brusco de las areniscas blancas de Farrat a los sedimentos calcáreos y ferruginosos de la formación Inca. Localmente se nota que este contacto es una discordancia erosional. Hacia el Este las areniscas Farrat se aproximan más y más a la formación Chimú, por el progresivo adelgazamiento de las formaciones Santa y Carhuaz. Es patente de las dos cuarcitas se unen en la sección oriental, formando una sola unidad de areniscas y cuarcitas que viene a ser la facies de plataforma de la formación Goyllarisquizga.

Edad y correlación.- La formación Farrat yace debajo de la formación Inca del Albiano inferior, por lo tanto debe representar una parte del Aptiano quizás al Aptiano superior. Por esta razón se correlaciona con la parte alta de la formación Goyllarisquizga, que subyace con discordancia debajo del Albiano medio. Los equivalentes de la formación Farrat en la selva probablemente son partes de los miembros Paco y Agua Caliente de la formación Oriente, a los cuales Kummel (1948) ha considerado como pertenecientes al Aptiano y Albiano; en el Sur del país los equivalentes son las formaciones Murco de Arequipa (Jenks, 1948) y Huancané de Puno (Newell, 1949), las cuales infrayacen a sedimentos marinos del Albiano.

Ambiente de sedimentación.- La formación Farrat se interpreta como una arenisca regresiva que representa la extesión de la facies de plataaforma hacia la cuenca, originada durante una pequeña emersión de esta parte del geosinclinal Andino. Se supone que la formación se depositó en un ambiente fluvial o deltaico, porque Trottereau (comunicación verbal, Setiembre de 1962) encontró mantos de carbón y huellas de reptiles dentro de esta misma formación, en el cuadrángulo adyacente de Cajabamba.

Formación Goyllarisquizga

Aunque la secuencia cretácea pre-Albiana del lado occidental del cuadrángulo, comprende cerca de 1,000 m. de sedimentos clásticos bien diferenciados en unidades mapeables, la facies oriental del grupo Goyllarisquizga consta de una sola unidad litológica, compuesta de areniscas con intercalaciones de lutitas. El grosor de la formación varía entre 100 y 350 metros, en promedio se considera 200 m. Los grosores mínimos se encuentran al Este del río Marañón, en las áreas de Calemar y Chagual.

En todos los afloramientos la formación está compuesta de areniscas grises, marrones y rojizas, de grano medio a grueso, en capas medianas a gruesas que llevan intercaladas capitas delgadas de lutita gris y rojiza. La arenisca es muy variable y consiste de granos

subredondeados de cuarzo ligeramente cementados por sílice y óxidos de fierro. La roca no tiene buena selección y contiene granos desde menos de 0.5 mm. hasta más de 1 mm. de diámetro, y son comunes las capas en las cuales el tamaño promedio de los granos pasa los 2 mm. así como las areniscas conglomerádicas.

El contacto inferior de la formación Goyllarisquizga es una discordancia bien marcada con unidades tan antiguas como el grupo Ambo. En la parte septentrional del cuadrángulo, tanto al Oeste como al Este del Marañón, sobreyace al grupo Pucará del Triásico-Liásico con una pequeña discordancia angular, y en la parte meridional las areniscas del Cretáceo inferior sobreyacen con discordancia angular al Grupo Ambo en las localidades de Molino Viejo, La Succha y cerca a Chagual.

El contacto superior es generalmente una discordancia erosional con las calizas de la formación Crisnejas; sin embargo, en el área de Marcabal (Valle de Chusgón) la formación queda cubierta por los sedimentos clásticos de la formación Rosa.

Edad y correlacíon.- El límite superior de la edad de la formación Goyllarisquizga está indicada por la formación Crisnejas, que es directamente suprayacente y contiene ammonites del Albiano medio, de donde se supone que la formación no puede ser más jóven que el Albiano inferior, y como hay una discordancia entre la formación Crisnejas y la formación Goyllarisquizga, es probable que las areniscas no pasen del Aptiano. La edad de la base de la arenisca queda desconocida, pero las relaciones estratigráficas con las formaciones del Cretáceo inferior de la región occidental, sugiere que puede ser tan antigua como el Neocomiano.

La formación Goyllarisquizga es equivalente tanto en edad como en litología con "Goyllarisquizga-Jatunhuasi Sandstone" descrita por MacLaughlin (1924) y que luego Jenks (1951) llamó formación Goyllarisquizga. Es contemporánea con las formaciones Carhuaz y Farrat de las facies occidental del grupo Goyllarisquizga, y también se correlaciona con la formación Murco de Arequipa (Jenks, 1948) y con la formación Huancané de Puno (Newell, 1949). Los equivalentes en la selva son partes del miembro Agua Caliente de la formación Oriente (Kummel, 1948).

Ambiente de sedimentación.- La facies oriental, o de plataforma del grupo Goyllarisquizga, no contiene evidencias concluyentes acerca de su orígen, sin embargo el grano grueso de la roca y la abundancia de estratificación cruzada sugieren que se trata de un depósito fluvial.

Formación Inca

En el Oeste y Sureste del cuadrángulo aflora una serie delgada de areniscas, lutitas y margas que se asignan a la formación Inca de Benavides (1956). La formación sobreyace a las areniscas Farrat con suave discordancia paralela e infrayace a las areniscas Farrat con suave discordancia paralela e infrayace concordantemente a las margas y calizas de la formación Chulec. El límite oriental de la formación es la línea Sitacocha-Usnubal, que también delimita la extensión hacia el Este de las facies de la cuenca del grupo Goyllarisquizga.

La formación Inca consiste de areniscas y lutitas ferruginosas y calcáreas y de capas de caliza, con un grosor promedio de 100 m. En los afloramientos se nota una buena estratificación en capas delgadas y colores de intemperismo entre amarillo y pardo. Las areniscas ferruginosas dan un color limonítico muy característico que no se encuentra en ninguna otra formación de la región.

Edad y correlación.- Los fósiles más comunes de la formación Inca son especies de *Pterotrigonia y Buchotrigonia*, que se encuentran como moldes internos y externos. Las trigonias alcanzan largos hasta de 6 cm. y localmente cubren casi todo el plano de estratificación. Especies de *Yaadia* y *Cucullaea* también son comunes. Los ammonites son escasos y está restringidos a algunos ejemplares de *Parahoplites*. En base a los ammonites, Benavides (1956) asignó la formación al Albiano inferior. Se correlaciona con la formación Pariahuanca de los Andes centrales (Benavides, 1956), (Wilson, 1963) y con el miembro Huaya de la formación Oriente, que también lleva fósiles del Albiano inferior (Kummel, 1948).

Ambiente de sedimentación.- Tanto la litología como el contenido de fósiles de la formación Inca indican deposición en aguas marinas de poca profundidad, además la abundancia de limolita implica aguas bien oxigenadas y la acción de corrientes. Como se trata de un depósito de agua poco profunda es probable que la costa estuvo bastante cerca, y los autores postulan que el límite oriental del mar quedó en la línea Sitacocha-Usnubal, al Este de la cual no se encuentra la formación Inca.

Formación Chulec

La formación Chulec, que tiene una extensión amplia en los Andes septentrionales y centrales, aflora en la parte occidental del cuadrángulo con un grosor promedio de 200 m. de sedimentos calcáreos. La formación se compone de calizas, margas, lutitas y areniscas calcáreas bien estratificadas en capas delgadas a medianas. La caliza es generalmente arcillosa nodular y de color gris claro.

Las margas, lutitas y areniscas calcáreas están intercaladas con las calizas, y se ca-

racterizan por sus colores amarillentos de intemperismo. Fragmentos de moluscos son abundantes en todas las litologías, especialmente en las calizas y areniscas calcáreas.

La base y techo de la formación son concordantes con las formaciones Inca y Pariatambo respectivamente. El contacto superior queda debajo de la primera caliza bituminosa de la formación Pariatambo.

Edad y correlación.- La formación Chulec es muy fosilífera. Los fósiles más comunes son pelecípodos de los géneros *Ostrea* y *Exogira*, también son abundantes los equinodermos y, finalmente, los cefalópodos están representados por unas especies de *Knemiceras* y *Parengonoceras*. A base de estos ammonites Benavides (1956) considera que la formación Chulec representa la parte inferior del Albiano medio. La formación se correlaciona con la parte baja de la formación Chonta de la selva y con las calizas de la misma edad que se extienden a través de los Andes septentrionales y centrales.

Ambiente de sedimentación.- La abundancia de fósiles representada por una gran variedad de individuos y especies, sugiere deposición en aguas marinas bien oxigenadas y de poca profundidad. La presencia de fósiles como Exogyras indica un ambiente característicamente nerítico.

Formación Pariatambo

Esta formación aflora en la parte occidental del cuadrángulo. Está compuesto de 100 a 200 m. de calizas y lutitas negras bituminosas, fétidas, bien estratificadas en capas delgadas. En las calizas son comunes pequeños nódulos de sílice negro.

Los contactos de la formación Pariatambo con Chulec por abajo y con el grupo Pulluicana por arriba, son bien nítidos y perfectamente concordantes. El cambio en el color de las calizas y lutitas ocurre muy bruscamente y no hay zonas de gradación entre una formación y otra.

Edad y correlación.- La formación Pariatambo contiene abundantes ammonites de los cuales los más comunes son especies de *Oxytropidoceras* y *Lyelliceras*, Benavides (1956) considera que estos fósiles indican la parte superior del Albiano medio. Por lo tanto la formación Pariatambo se correlaciona con la parte superior de la formación Crisnejas que aflora en la zona oriental del cuadrángulo y también tiene sus equivalentes en la base de la formación Chonta de la región amazónica.

Ambiente de sedimentación.- La formación Pariatambo tiene toda la apariencia de un depósito formado en un ambiente de reducción. El olor fétido y el color negro indican

ausencia de oxígeno, debido a condiciones euxínicas, es decir a la poca circulación vertical de agua en la cuenca de sedimentación. Según la distribución de la formación estas condiciones no pasaban al Este de la línea Sitacocha-Usnubal. Es patente que al Oeste de esta línea existía una cuenca bastante honda en la cual se desarrolló un ambiente de reducción, en cambio al oriente de ese límite se depositaron calizas normales.

Formación Crisnejas

En la parte oriental del cuadrángulo aflora una unidad calcárea cuya litología, posición estratigráfica y contenido de fósiles indican la presencia de la formación Crisnejas, que Benavides (1956) describió en un área situada a 60 Km. al Norte de Pataz.

La formación Crisnejas consiste de calizas, areniscas calcáreas y lutitas calcáreas, con un grosor promedio de 200 m. Las calizas son nodulares, arcillosas, de un color grisáceo a pardo claro, y se presentan en capas medianas a gruesas. Las otras litologías constituyen solamente una pequeña parte de la formación y vienen como intercalaciones entre las calizas. Así la formación Crisnejas tiene la misma litología que la formación Chulec y representa la continuación de ésta última hacia el Este.

La formación Crisnejas está delimitada tanto en su base como en su techo por discordancias. El contacto inferior es una discordancia erosional con las areniscas de la formación Goyllarisquizga, y el contacto superior es una discordancia con los sedimentos clásticos de la formación Rosa.

Edad y correlación.- La formación Crisnejas es fosilífera y contiene abundantes pelecípodos, equinodermos y también algunos ammonites. Los pelecípodos más comunes son especies de *Ostrea, Exogyra* y *Neitea*; entre los equinodermos *Holectypus planatus* Gabb., *Enallaster peruanus* Gabb., *Bothriopygus compressus* Gabb, y especies de *Pseudodiadema*. Como se ha indicado los ammonites no son abundantes, pero la parte baja de la formación contiene especies de *Knemiceras* y *Parengonoceras*, y también *Lyelliceras* en las capas superiores.

Los ammonites y equinodermos hallados caracterizan el Albiano medio en los Andes septentrionales del Perú (Benavides 1956). La formación Crisnejas es contemporánea con las formaciones Chulec y Pariatambo juntas, que representan al Albiano medio en las regiones más occidentales.

Ambiente de sedimentación.- La litología de la formación Crisnejas sugiere deposición en un mar de poca profundidad. La composición general de la fauna y especialmente la presencia de especies de *Exogyra* y *Ostrea* indican un ambiente nerítico normal.

Formación Rosa

Los conglomerados y areniscas rojizas que Benavides (1956) llamó formación Rosa afloran en varias localidades del cuadrángulo de Pataz. El afloramiento principal forma el flanco derecho del valle de Chusgón entre Santa Rosa y San Pedro, y exposiciones más pequeñas se encuentran al Oeste de Molino Viejo. Al Este del río Marañón está presente en el área de Calemar, Chagual, Pataz y en la quebrada Alpamarca. Todos los afloramientos indicados quedan al Este de la línea Sitacocha-Usnubal, es decir están restringidos a la zona que hasta el Albiano se mantuvo como plataforma y aparentemente la formación no llegó a depositarse en la cuenca del geosinclinal. La línea Sitacocha-Usnubel, según la distirbución de las unidades estratigráficas, tuvo un rol importante en la sedimentación durante el Cretáceo inferior. Las relaciones estratigráficas de la formación Rosa son las siguientes: sobreyace con discordancia bien marcada a las formaciones Crisnejas y Goyllarisquizga y a los grupos Pucará y Mitu.

Al Este del Marañón y en los cerros al Este del río Chusgón sobreyace a las calizas de la formación Crisnejas; pero más al Oeste en los alrededores de Marcabal se sobrepone al Liásico y en la ribera del río Chusgón aflora encima del grupo Mitu. Estas relaciones indican evidentemente que la formación Rosa traslapa unidades más antiguas hacia el Oeste.

Al Oeste del valle Chusgón las relaciones estratigráficas de la formación quedan desconocidas. En consideración al hecho que en esta dirección la posición estratigráfica de la formación está tomada por las calizas del grupo Pulluicana, que sobreyace a la formación Pariatambo, se supone que la formación Rosa sobreyace a unidades progresivamente más jóvenes al Oeste del Chusgón. Al mismo tiempo hay un cambio brusco de facies, los conglomerados de la formación Rosa pasan progresivamente a calizas del grupo Pulluicana. Estas relaciones están ilustradas diagramáticamente en la figura 2.

No se ha observado el tope de la formación Rosa en este cuadrángulo, pero en otros sitios Benavides (1956) ha encontrado calizas del grupo Pulluicana sobreyaciendo a las capas rojas.

En términos de litología y grosor la formación Rosa tiene dos facies distintas: al Oeste del río Marañón consiste de varios cientos de metros de conglomerados rosados mientras que el Este del mismo está representada por areniscas y conglomerados de un color rojo intenso de grosor más pequeño.

En el valle del río Chusgón la formación consiste aproximadamente de 600 m. de conglomerados y areniscas en bancos medianos a gruesos. La litología predominante es un conglomerado compacto compuesto de guijarros de 4 a 20 cm. de diámetro en una matríz de

arena rosada, la mayoría de los guijarros son de una cuarcita blanca, de grano mediano a fino, que se acerca más a la litología de la formación Farrat que a las areniscas de la formación Goyllarisquizga caracterizada por su grano grueso.

En algunos lugares el conglomerado contiene y aun llega a consistir enteramente de guijarros de calizas, en estos casos es difícil distinguir la formación Rosa de los conglomerados calcáreos recientes que se presentan bien cementados. Los conglomerados llevan capas de areniscas friables de grano grueso y de colores rosado, grisáceo o pardo.

Cerca a Molino Viejo la parte inferior de los conglomerados consiste de guijarros calcáreos derivados del Albiano, y la sección superior de bloques cuarcítico derivados de la formación Goyllarisquizga. Esto significa un buen ejemplo de lo que en inglés se llama "inverse sedimentation" o sea la erosión de una secuencia y su redeposición en el orden inverso.

La arenisca es muy similar al de la formación Goyllarisquizga, pero se distingue de ésta última por su asociación con conglomerados gruesos. Alrededor de la hacienda Marcabal se encuentran intercalaciones delgadas de caliza parda compuesta casi exclusivamente de algas calcáreas, las algas forman nódulos redondeados de 0.5 - 1.5 cm. de diámetro y tiene una laminación concéntrica bien desarrollada.

Al Este del río Marañón la formación Rosa consiste aproximadamente de 200 m. de areniscas, limolitas y conglomerados finos de un color rojo intenso. Los conglomerados consisten de fragmentos redondeados de cuarcita y caliza en una matríz de arena de cuarzo, y constituyen aproximadamente el 25% de la formación; el resto de la litología consiste de arenisca y limolita, en ambos casos la roca está compuesta de granos de cuarzo en una matríz lutítica roja. En general, la estratificación es irregular con claro predomonio de capas lenticulares, especialmente en el caso de los conglomerados. En el área de Calemar, no es raro encontrar lentes de conglomerado fino rellenando huecos erosionados en las areniscas y limolitas.

Es notable que al Este del Marañón la formación Rosa es más delgada y de grano más fino que al Oeste del río; en la zona oriental no existen ambos bancos de conglomerados gruesos como es la característica de los afloramientos occidentales.

Edad y correlación.- La edad de la formación Rosa ha sido determinada por Benavides (1956) como Albiano superior-Cenomaniano inferior, en base a su posición estratigráfica superyacente a la formación Crisnejas del Albiano medio a infrayacente a la formación Mujarrún del Cenomaniano medio, que está de acuerdo con las relaciones observadas en el cuadrángulo de Pataz.

De acuerdo a su edad la formación Rosa se correlaciona con la parte más antigua de la formación Chonta, que incluye sedimentos albianos, y con la parte superior del miembro

Agua Caliente de la formación Oriente (Kumme, 1948). En el Sur del país el equivalente de la formación Rosa se encuentra en la parte inferior del grupo Moho (Newell, 1949).

Ambiente de sedimentación.- La alta proporción de conglomerados, la estratificación lenticular y la erosión intraformacional, sugieren deposición en un ambiente continental. El cambio de facies y el recubrimiento en dirección Este indican que la fuente de sedimentación se hallaba al Oeste.

Todavía no se conoce la naturaleza tectónica de la zona levantada. Era un levantamiento en bloque del geosinclinal o un principio de plegamiento en el límite oriental de la cuenca? Como prácticamente toda la plataforma estaba emergida, es probable que se trata de un levantamiento general del geosinclinal que alcanzó un máximo en el sector occidental.

La ocurrencia de invasiones marinas de corta duración sobre la zona positiva, está indicada por la presencia de calizas observadas tanto en el cuadrángulo de Pataz como cerca de Crisnejas (Benavides, 1956).

Grupo Pulluicana

El grupo Pulluicana aflora ampliamente en los sectores noroccidentales y centrales del cuadrángulo, donde consiste de bancos medianos a gruesos de caliza gris clara. La caliza es generalmente algo lutácea, nodular y con abundantes fragmentos de fósiles.

Los contactos inferiores y superiores del grupo Pulluicana son ligeras discordancias paralelas con la formación Pariatambo y el grupo Quilquiñán respectivamente. Los cambios abruptos de litología de las unidades infra y suprayacentes al grupo facilitan el reconocimiento de los contactos en el campo.

El grupo Pulluicana alcanza grosores considerables en la parte noroccidental del cuadrángulo, donde las calizas forman barrancos y escarpas altas. Se estima que el grupo tiene un grosor mínimo de 1,000 m. y podría alcanzar un máximo de 1,500 m.

Edad y correlación.- Según Benavides (1956) el grupo Pulluicana abarca el Neoalbiano y la mayor parte del Cenomaniano. Los fósiles encontrados por los autores incluyen *Ostrea Scyphax* y varias especies de *Exogyra* y *Paraturrilites*, los mismos que fueron hallados en la sección típica del grupo.

Ambiente de sedimentación.- La abundancia de Exogyra indica que las calizas del grupo Pulluicana se depositaron en un mar poco profundo, esta suposición queda apoyada también por el contenido clástico de la caliza.

Grupo Quillquiñán

En el núcleo de un sinclinal largo y estrecho que se encuentra al Sur de Sitacocha, aflora una serie de lutitas con intercalaciones calcáreas, que se asignan al grupo Quilquiñán de Benavides (1956) en base a su litología y posición estratigráfica.

La litología predominante es de lutitas grisáceas o marrones, en proporciones menores se encuentran capas delgadas de areniscas y calizas marrones amarillentas, algo ferruginosas. Según la descripción de Benavides (1956), las calizas marrones y amarillentas caracterizan la parte baja del grupo, o sea la formación Romirón, y se supone que esta parte del grupo es la que aflora al Sur de Sitacocha. Se estima que el grupo Quillquiñán en el cuadrángulo de Pataz alcanza un grosor aproximado de 150 m.

El límite inferior del grupo Quilquiñán no ha sido observado en el campo debido al gran desarrollo de suelo en las lutitas blandas, sin embargo se ve claramente que las lutitas no pueden estar separadas de la unidad infrayacente, las calizas gruesas del grupo Pulluicana, por más que una suave discordancia erosional.

Edad y correlación.- Los únicos fósiles encontrados son especies de *Exogyra* y *Trigonia*, por lo cual no se ha podido precisar la edad de la unidad, aunque es probable que representa la parte más alta del Cernomaniano como en la sección típica de Benavides (1956).

Ambiente de sedimentación.- La litología y contenido fosilífero del grupo Quilquiñán sugieren deposición en un mar de muy poca profundidad, hasta cierto punto parece haber sido un ambiente similar a aquel en que se depositaron las formaciones Inca y Chulec del Albiano.

Volcánico Lavasén

El sector nororiental del cuadrángulo está cubierto por un manto de volcánicos jóvenes a los cuales se da el nombre de Volcánico Lavasén, en base a los extensos afloramientos de dicha unidad en la quebrada del mismo nombre.

El volcánico Lavasén consiste principalmente de bancos macizos de piroclásticos grisáceos. La litología predominante es un tufo dacítico o riolítico, y en menor proporción brechas y tufos andesíticos. Los derrames son poco comunes y en las áreas visitadas no constituyen más que el 10% de la formación. Se estima que el volcánico Lavasén alcanza un grosor máximo de 1,500 m.

El tope de esta unidad ha sido erosionada, pero la base aflora ampliamente en el

flanco oriental del valle de Marañón. Los piroclásticos sobreyacen a una superficie erosionada en las rocas metamórficas del Complejo del Marañón, y en la granodiorita del batolito Pataz-Parcoy. La base del volcánico queda a una altura variable con respecto al valle y parece que la superficie de erosión tiene bastante relieve local.

El volcánico Lavasén se presenta en bancos gruesos que generalmente están casi horizontales. Localmente se encuentran buzamientos hasta de 30°, pero en estos casos parece que se trata de una inclinación inicial del volcánico. Aunque no hay evidencias de plegamiento es probable que el volcánico ha sido deformado por fallamiento. La quebrada Lavasén sigue la línea de una falla que afecta al basamento cerca al río Marañón. No se ha encontrado ninguna falla dentro del terreno volcánico, pero la coincidencia de la quebrada con la prolongación de la falla observada, sugiere que la estructura también afectó a las rocas volcánicas. Sin embargo, cerca al río Marañón el volcánico sobreyace a otra falla sin estar afectada por ella.

Topográficamente el volcánico Lavasén se caracteriza por farallones y escarpas; los bancos macizos de piroclásticos dan lugar a pendientes bien fuertes, un aspecto que ha sido acentuado aún más por la erosión de los glaciares.

Edad y correlación.- El volcánico Lavasén es claramente más joven que el plegamiento andino y representa una etapa de volcanismo cenozoico. Sobreyace con discordancia al batolito granoriodítico que se considera de edad cretácea superior a terciaria inferior, en base de su similitud litológica con intrusivos de esta edad de la Cordillera occidental. De estos hechos se supone que el Volcánico Lavasén no es más antiguo que el Oligoceno o Mioceno, y el límite superior de su edad es desconocido. Tentativamente se ubica a los Volcánicos Lavasén en el Plioceno.

El Volcánico Lavasén probablemente se correlaciona con otros volcánicos jóvenes de los Andes septentrionales, por ejemplo con los piroclásticos que afloran en el área de Chota. Los autores consideran que el Volcánico Calipuy (Cossío, 1964) es más antiguo que la unidad en discusión, porque aquél está ampliamente cortado por intrusivos granodioríticos de la misma litología que el batolito Pataz-Parcoy, que subyace con discordancia al Volcánico Lavasén. Sin embargo, los datos que disponemos son tan escasos todavía que no se puede descartar la posibilidad de una corrrelación entre los volcánicos Calipuy y Lavasén.

Formación Condebamba

En el sector occidental del cuadrángulo se encuentran depósitos de conglomerados que, por su posición elevada con relación al lecho de los ríos actuales, se consideran como más antiguos que los aluviones modernos que constituyen las terrazas y conos de deyección de las márgenes de los ríos. Dichos conglomerados y arenas son denominados formación

Condebamba, en base a los afloramientos extensos de estos depósitos en el valle de Condebamba del cuadrángulo de Cajabamba.

Los mejores ejemplos de la formación en Pataz, quedan cerca a las cumbres en los flancos del valle Chusgón, en el área de El Pallar a una altitud de 2,900 m.s.n.m., o sea 800 m. arriba del río. Aproximadamente a la misma altura, pero en el sector occidental del cuadrángulo, se encuentra la formación localmente asociada con depósitos de pantanos modernos.

La formación Condebamba está estrechamente asociada con la superficie de erosión que forma el terreno ondulado a alturas de 3,200 a 4,000 m.s.n.m., a través de la región. Los autores suponen que éstos conglomerados y arenas fueron depositados sobre esta superficie antigua por los ríos de aquella época, los mismos que quedaron aislados en su posición actual, cuando los ríos modernos profundizaron sus valles debido al levantamiento general de la región.

Como ya se ha explicado en el capítulo de Geomorfología, parece probable que el río Cochabamba siguió anteriormente un curso hacia el Noroeste por el valle de Cochabamba. La parte más alta de este drenaje correspondiente a los ríos Cochabamba y Olichoco fue capturada por el río Chusgón, por lo cual los autores postulan que la formación fue depositada por el drenaje anterior y es equivalente a los extensos depósitos de conglomerados y arenas del valle de Condebamba.

Considerando que esta formación se depositó antes de la captura del río Cochabamba por el río Chusgón, es evidente que los conglomerados y arenas son bastante antiguos, los autores postulan que la formación pertence al Plioceno superior, aunque posiblemente incluyen una parte del Pleistoceno.

Depósitos de aluvión

En el cuadrángulo de Pataz los principales depósitos de aluviones recientes se encuentran en los valles de los ríos Marañón y Chusgón. En el valle del Marañón los aluviones se presentan generalmente como conos de deyección depositados por los riachuelos tributarios al desembocar en el río principal. Las bases de los abanicos aluviales alcanzan hasta casi 2 Km. de ancho y se extienden a lo largo de las quebradas tributarias por algunos kilómetros. Los ríos han erosionado sus cauces sobre sus propios depósitos que ahora parecen como terrazas extensas hasta más de 100 m. arriba del nivel actual del río. Magníficos ejemplos de estos fenómenos pueden observar a corta distancia al Norte y Sur de Calemar y también cerca a Llaupuy.

El material que constituye los conos y terrazas es un conglomerado de guijarros subredondeados y redondeados en una matríz de arena y lodo. El aluvión es bastante compacto y da lugar a barrancos casi verticales, en la quebrada Condomarca alcanza casi 100 m. de altura.

El aluvión mapeado en el valle de Alpamarca, es un derrumbe grande que represa el río del mismo nombre, dando lugar así al lado Piaz. El derrumbe alcanza casi un kilómetro de ancho y consiste mayormente de material derivado de la formación Rosa que en este lugar aflora en ambos lados del valle. El río ha erosionado su cauce a través del derrumbe, pero parece que hay poca posibilidad de que el lago desague en el futuro inmediato. Es interesante anotar que el derrumbe es bastante moderno, pues según informa la gente del lugar aquél cayó hace menos de cien años.

Los aluviones del valle Chusgón también son extensos, especialmente en la parte inferior del valle; desde Santa Elena hacia el Norte hay terrazas amplias, especialmente en la margen izquierda del río. El aluvión tiene las mismas características que en el valle del Marañón y alcanza grosores aproximados de 100 m.

Depósitos fluvio-glaciares

Los depósitos fluvio-glaciares se restringen a la faja de terreno alto que se extiende desde la esquina noroccidental del cuadrángulo hacia el Sureste. En esta faja se encuentra una abundancia de pequeñas morrenas glaciares compuestas de fragmentos de caliza del Albiano y del Cretáceo superior. El límite inferior de las morrenas queda cerca a los 3,600 m.s.n.m.

Las pampas de Huagil consisten de amplias extensiones de grava y arena de orígen fluvio-glaciar. Los depósitos forman un manto extenso sobre el cual se ha desarrollado un drenaje irregular que carece de un patrón definido.

Los autores estiman que los depósitos alcanzan un grosor máximo de 80 m. aproximadamente, aunque el grosor promedio probablemente es alrededor de 20 m.

Capítulo V

ROCAS INTRUSIVAS

En el cuadrángulo de Pataz se ha encontrado tres tipos de rocas intrusivas:

Granito rojo
Granodiorita
Diorita

Granito Rojo

En el valle del Marañón, a pocos kilómetros al Norte de Llaupuy, se encuentra un afloramiento de granito rojo de poca extensión intrusando a los mica-esquistos del Precambriano, superiormente está discordantemente cubierto por los sedimentos triásicos del grupo Pucará.

A simple vista el granito rojo se presenta como una roca de grano grueso en el que se distinguen cristales de ortosa rosada, hornblenda negra y verde oscuro, y cuarzo. El estudio de una lámina delgada indica la siguiente composición mineralógica:

Ortosa	35%
Cuarzo	45%
Plagioclasa	18%
Máficos	2%

La roca está bien fracturada y de lejos parece más como un volcánico antiguo que un intrusivo, sin embargo, no muestra ningún efecto de un metamorfismo regional.

Con respecto a la edad del granito rojo se puede indicar que éste se ha emplazado después del metamorfismo regional de los esquistos que ocurrió en el Precambriano o quizás en el Eopaleozoico, y por sus relaciones con el grupo Pucará es evidente que es pre-Noriano. La litología del stock es bien parecida a la de los granitos rojos que afloran en la Costa Sur del Perú, a los cuales se considera como del Precambriano o Paleozoico inferior (Bellido, 1960).

Esta similitud litológica y asociación con esquistos antiguos, nos hace suponer que el granito rojo del cuadrángulo de Pataz es aproximadamente de la misma edad que su similar de la Costa. Por lo tanto se le considera provisionalmente como Precambriano a Paleozoico inferior.

Granodiorita

El batolito de la parte suroriental del cuadrángulo es un complejo igneo en el cual la litología principal corresponde a una granodiorita. Esta roca es de color grisáceo de grano mediano a grueso, en que se notan cristales de hornblenda negra, plagioclasa blanca y cuarzo. El estudio de una lámina delgada de una muestra típica ha dado los siguientes resultados :

Plagioclasa	35%
Ortosa	15%
Cuarzo	40%
Máficos	10%

Las relaciones del batolito con las demás unidades son las siguientes: atraviesa a las rocas del Precambriano y está separado del volcánico terciario por una discordancia erosional. El único sitio donde el intrusivo aflora al lado del Cretáceo, queda en la parte alta de la quebrada Alpamarca, donde el contacto está fallado. Los sedimentos adyacentes al intrusivo no están metamorfizados.

Respecto a la edad de la granodiorita se sabe que ésta se emplazó posteriormente al Precambriano pero antes del Terciario medio o superior. A base de su similitud litológica con los batolitos post-orogénicos de otras regiones andinas se supone que es un intrusivo del Terciario inferior. Lo cierto es que no muestra ninguna evidencia de haber sufrido una fuerte compresión, y el hecho de que se encuentra en contacto con rocas cretáceas no metamorfizadas se explica por fallamiento posterior.

Diorita

Afloramientos de esta clase de roca se encuentran en diferentes sectores del cuadrángulo en forma de pequeños “stocks” o diques de textura variable. En algunos sitios se presentan como microdiorita, mientras en otros corresponden a una andesita intrusiva. Generalmente estas rocas se encuentran asociadas con fallas o fajas de fractura. Aunque no se ha podido encontrar evidencias en el campo sobre la edad de estos intrusivos, se supone que pertenecen a la etapa de intrusión de diorita y monzonita cuarcíferas, que afectó extensas áreas de los Andes en el Eoterciario y Mesoterciario, después del emplazamiento de los batolitos granodioríticos.

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Generalidades

Los perfiles estructurales de la fig. 5 sirven para dar al lector una idea general del cuadro tectónico que se encuentra en el cuadrángulo de Pataz. En base a estos perfiles estructurales se divide el cuadrángulo en cuatro zonas estructurales, cuya disposición se indica en la fig. 4. Los límites entre las zonas no siempre son nítidos, pero es evidente que constituyen fajas largas y angostas que poseen patrones tectónicos bastante distintos. De SO a NE las zonas estructurales y sus características son :

Zona Plegada

Esta faja se caracteriza por el desarrollo de pliegues largos y angostos que muestran asimetría tanto hacia el NE como al SO. Asociado con los pliegues se presenten numerosas fallas inversas; sin embargo la deformación principal de esta zona son los pliegues.

Zona Imbricada

La zona de pliegues comprimidos pasa gradualmente hacia el NE a una faja imbricada, que consiste de placas gruesas de sedimentos mesozoicos separadas por grandes fallas inversas y sobreescurrimientos que buzan al SO. En esta zona los pliegues son escasos.

Zona fallada en bloques y las fosas tectónica del Marañón.- La zona de estructuras imbricadas pasa bruscamente al E a suaves homoclinales con buzamientos al Oeste, y todo parece indicar que el sector oriental del cuadrángulo no sufrió mayor deformación durante la orogénesis de fines del Cretáceo. Sin embargo, los movimientos verticales que produjeron grandes bloques fallados en toda la región andina, durante el Terciario, alcanzaron una gran intensidad en esta parte del cuadrángulo. Sus efectos más impresionantes están localizados en el valle del Marañón, donde ciertas fajas hundidas constituyen una zona estructural distinta, a la cual se aplica el nombre de fosas tectónicas (Grabens del Marañón). Sin embargo, hay que reconocer que los movimientos verticales terciarios afectaron todo el ancho de los Andes, incluyendo a la zona de pliegues comprimidos y faja de estructuras imbricadas.

Zona Plegada

La zona plegada abarca el borde occidental del cuadrángulo, como ya se ha indicado las estructuras más comunes en esta área son pliegues largos y estrechos. El plegamiento es generalmente de tipo concéntrico, pero no es raro encontrar en cierto grado pliegues disarmónicos desarrollados en las rocas relativamente incompetentes de las formaciones Santa y Carhuaz. También es común la disarmonía estructural entre las cuarcitas Chimú (Valanginiano) y las lutitas Chicama (Titoniano), y en las últimas rocas hay pliegues diapíricos.

Algunos de los pliegues están cortados por fallas inversas de alto ángulo que alcanzan varios kilómetros de longitud y un salto vertical de cientos de metros; sin embargo, esta clase de fallas no son características de esta zona estructural, más numerosas pero de menor importancia son las fallas transversales, éstas tienen rumbo entre ENE-OSO y NNE-SSO.

Es difícil determinar una dirección predominante de asimetría a los pliegues, sean concéntricos o disarmónicos, en algunos casos los planos axiales se inclinan al E o NE, mientras que en otros casos el flanco más parado, o aun invertido, da al O ó SO. En términos muy generales se puede decir que el valle de Cochabamba divide un área occidental con asimetría hacia el Oeste, de un área oriental en que la asimetría se dirige mayormente al Este. Sin embargo, la asimetría varía bastante dentro de áreas relativamente pequeñas y aún a lo largo de una misma estructura, estos cambios de asimetría dan a las estructuras un aspecto complicado, aunque en sí son bastante sencillas.

Para facilitar la descripción de la zona de pliegues comprimidos es conveniente dividir el área en tres partes:

Esquina suroccidental del cuadrángulo
Valle de Cochabamba
Faja Sitacocha - Sitabal

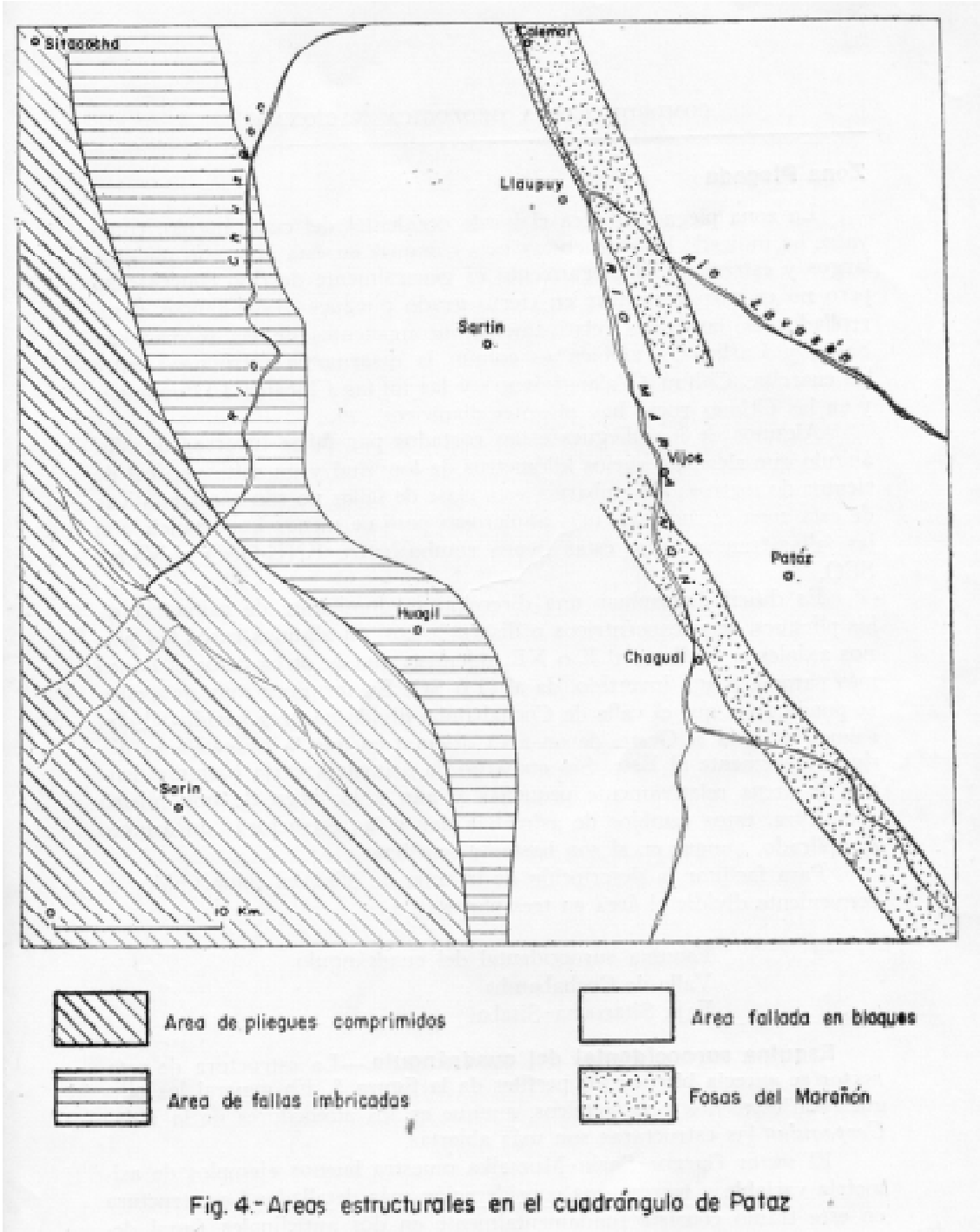


Fig. 4.- Areas estructurales en el cuadrángulo de Pataz

oriental), separados por un sinclinal (fig. 6a). El anticlonal "A", está cortado por fallas inversas mientras que el anticlinal "B", no está afectado, pero desaparece gradualmente hacia el

Sur.

En Curgos el anticlinal "A" consiste de las formaciones Chimú, Santa, Carhuaz y Farrat. El núcleo de las estructuras es un arco simétrico formado por las cuarcitas Chimú, pero la parte superior o externa del pliegue muestra inversión hacia el Oeste. Sin embargo, a sólo dos kilómetros al Sur, cerca a la confluencia de los ríos Sarín y Cerpaquino, la asimetría dentro de la formación Farrat está en la otra dirección, o sea hacia el Este, aunque la formación Chimú continúa formando un arco asimétrico (Fig. 6c). Es evidente que las formaciones Santa y Carhuaz por su plasticidad, han fluído con más facilidad permitiendo cambios verticales en la forma del pliegue. En este mismo sector el anticlinal "B", se invierte hacia el Oeste, dando un caso paradójico de dos anticlinales adyacentes con direcciones opuetas de asimetría.

Más al Sur, en los alrededores de Sarín, el anticlinal "A" está cortado por grandes fallas inversas (Fig. 6d y 6e) pero la forma del anticlinal reaparece en el cerro Chugurpampa, donde el pliegue es asimétrico al Este. Como se ve en la Fig. 6f las capas, buzan suavemente al Oeste en la parte occidental del anticlinal, pero se invierten en la parte oriental de la misma; sin embargo, entre la cumbre del cerro Chugurpampa y la hacienda Mumulka el anticlinal cambia su forma bruscamente y toma una asimetría al Oeste (Fig. 6g). La estructura sigue por lo menos 10 Km. al Sur del límite del cuadrángulo, aumentando el grado de asimetría hacia el Oeste, hay sitios donde la formación Chimú se presenta con buzamientos invertidos hasta de 25° al Este.

Las fallas inversas que cortan el anticlinal "A" son fallas de alto ángulo que quedan casi dentro de la estratificación de las formaciones, los planos de fallamiento se hunden bruscamente hacia el Oeste, sugiriendo un empuje de esta dirección. Sin embargo, como ya se ha notado, el anticlinal "B" mantiene una asimetría hacia el Oeste sobre la mayor parte de su extensión.

Valle de Cochabamba

El valle de Cochabamba está desarrollado en un anticlinal (aquí llamado anticlinal de Cochabamba), cuyo aspecto más saltante es su gran tamaño en comparación con los demás pliegues de la región. Alcanza un ancho de 5-9 Km., en comparación con un ancho promedio de 4 Km. que tienen los otros anticlinales de la zona de pliegues comprimidos. Su largo es notable, se extiende por lo menos unos 25 Km. al NO del límite occidental del cuadrángulo (Trottereau, 1962), y al SE de la hoja se prolonga por una distancia todavía desconocida. Además las reconstrucciones estructurales indican que el anticlinal alcanzó una altura mayor de los pliegues vecinos. Por estas razones los autores opinan que el anticlinal de Cochabamba

constituye una de las estructuras principales de toda la región.

El límite occidental de la estructura está formada por las cuarcitas macizas de la formación Chimú. En el extremo NO del anticlinal las cuarcitas buzan suavemente hacia el SO, avanzando hacia el SE las cuarcitas se yerguen, y en la confluencia de los ríos Sarín y Cochabamba la cuarcita Chimú tiene un buzamiento invertido de 75° al NE. Las lutitas negras de la formación Chicama también están invertidas, en cambio los sedimentos cretáceos buzan normalmente al Oeste desde la Arenilla hasta el límite meridional del cuadrángulo.

El límite oriental del anticlinal de Cochabamba está disturbado por fallas inversas. La falla principal queda entre la formación Chimú y las calizas del grupo Pulluicana, aunque también existe fallamiento entre las formaciones Chicama y Chimú. La relación entre la formación Chimú y el grupo Pulluicana es bastante clara, las dos unidades buzan al Oeste con ángulos de 40° a 70°, y están separadas por una falla inversa que se inclina fuertemente en la misma dirección. Las relaciones entre las formaciones Chicama y Chimú no están bien expuestas, debido a la fuerte sobrecarga detrítica. Cerca a El Pallar, tanto la lutita como la cuarcita están paradas, pero no hay evidencia de fallamiento, y al Este de lircón se ve que la formación Chimú buza al Oeste mientras que la formación Chicama buza al Este. En la misma área la formación Chicama se pone en contacto con las calizas cretáceas, relación que también se ha observado en la pampa de Cochás.

La estructura en la faja de afloramiento de las lutitas Chicama es bien complicada, debido a la abundancia de cubierta sólo se notan pequeños y malos afloramientos. Por estas razones o se ha podido mapear la estructura en detalle y en los perfiles estructurales está indicada sólamente en forma diagramática. Es notable la existencia de una gran discordancia tectónica entre la formación Chicama y el Cretáceo suprayacente. Como ya se ha visto en el caso del valle de Mumalka, las estructuras no están repetidas en las cuarcitas macizas de la formación Chimú. En términos generales se tratan de pequeños pliegues bien comprimidos que alcanzan anchos promedios de 200 a 300 m. El plegamiento es disarmónico y la abundancia de panizo entre las capas de la formación indica movimientos a lo largo de la estratificación. Los autores opinan que las lutitas y areniscas intercaladas actuaron como una unidad plástica que fluyeron bajo el efecto de las compresiones orogénicas.

Teniendo en cuenta la asimetría local que muestra el anticlinal de Cochabamba tanto al SO como al NE, y las evidencias de que la formación Chicama se comportó como una unidad plástica, se sugiere que se trata de un pliegue en forma de champignon, aunque localmente muestra las características de un pliegue diapírico. Las razones para considerar el pliegue en champignon se discuten más adelante.

El pliegue está roto en su lado oriental dejando a la formación Chicama localmente en contacto con las calizas cretáceas.

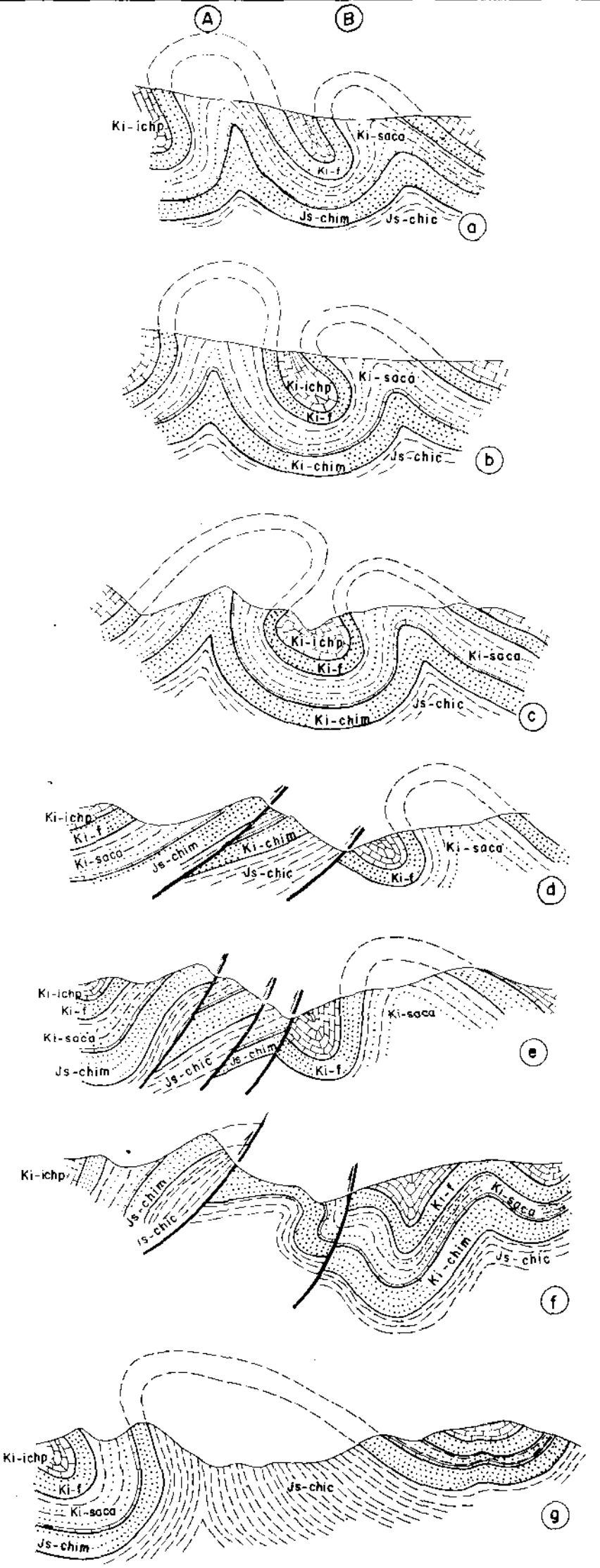


Fig. 6 .- Cambios de estructura a lo largo del rumbo en la vecindad de Sarin.

Faja Sitacocha-Sitabal

Desde Sitacocha en la esquina NO del cuadrángulo hasta Sitaban en el límite Sur se extiende una faja compuesta mayormente de calizas plegadas. Esta faja constituye el borde noriental de la zona plegada y como ya se ha notado es gradacional con la zona imbricada que se extiende hacia el NE.

Las estructuras están mejor expuestas en la esquina NO del cuadrángulo, donde las calizas cretáceas forman pliegues estrechos caracterizados por ejes más o menos verticales y buzamientos altos (Fig. 5 A-A). También existen fallas inversas de alto ángulo que ponen en contacto la formación Farrat con el Cretáceo superior, sin embargo el plegamiento viene a ser la deformación más importante.

El corte del río Chusgón, entre El Pallar y Paccha Grande, permite que se vea el desarrollo de los pliegues en profundidad, en un intervalo vertical de 1,000 m. La topografía accidentada dificulta el mapeo de las estructuras en detalle, pero se nota claramente que se trata de un sistema de pliegues casi isoclinales cuyos ejes se inclinan hacia el SO. El corte de la carretera que sigue la margen derecha del río Chusgón, desde El Pallar hasta Puerto Rico, revela muchas estructuras subsidiarias dentro de los pliegues grandes. En algunas de las calizas finamente estratificadas se han formado pliegues subsidiarios, pero en las calizas macizas hay abundante evidencia de movimiento a lo largo de la estratificación, con el desarrollo consecuente de brechas finas y panizo.

En toda la puna que se extiende desde el cañón del río Chusgón hasta el límite meridional del cuadrángulo, no afloran más que calizas que buzan a SO. Se trata de calizas plegadas en isoclinales que pasan al NE a la zona imbricada. Dada las condiciones de topografía llana y abundante cubierta es bien difícil precisar la posición de los ejes de los pliegues y fallas inversas. Por lo tanto, las estructuras de estas áreas están indicadas diagramáticamente en la fig. 5. D D'.

Zona Imbricada

La zona imbricada se extiende desde Lluchubamba en el NO hasta Garbancillo en el Sur, con un ancho promedio de 5 Km. Estructuralmente se caracteriza por placas gruesas de sedimentos buzando al Oeste y Suroeste, que están separadas por fallas inversas que se inclinan en la misma dirección. Las fallas son largas y contínuas, en algunos casos se puede seguirlas por una distancia hasta de 25 Km.

La Zona Imbricada tiene un mejor desarrollo en el sector Norte del cuadrángulo, donde se reconoce cinco fallas grandes que, de Oeste a Este, han sido denominadas Lluchubamba, Yanás, Cashiahuate, Santa Elena y Marcabal Grande.

Falla Lluchubamba

Desde Lluchubamba hacia el SSO, se reconoce la traza de una falla inversa de alto ángulo que separa las calizas del Cretáceo superior a Este, de unidades más antiguas que quedan al Oeste. Cerca a Lluchubamba la falla queda entre cuarcitas de la formación Farrat y calizas del grupo Pulluicana. Existen pliegues en ambos lados de la falla, pero son de poca extensión. El plano de la falla no está bien expuesto, pero en el lado occidental del C° Vizcacha se ve que tiene una inclinación aproximada de 60° hacia el Oeste. Al sur de la quebrada Brazil la falla sigue entre la formación Crisnejas y el grupo Pulluicana y llega al valle del Chusgón en los alrededores de Puerto Rico, donde queda desplazada por la falla Chusgón. Al Sur del valle Chusgón la falla sube hacia el cerro Mirador y continúa por la pampa de Huagil. Aunque no ha sido posible seguir la falla más al Sur, parece probable que ésta se une con el gran sobreescurrimiento que existe cerca al límite Sur del cuadrángulo, en el área de Garbancillo-Sitabal. El plano del sobreescurrimiento se inclina 20° al Oeste, y divide una placa superior de calizas albianas no deformadas, de una placa inferior de las mismas calizas que está afectadas por pequeñas fallas inversas y pliegues de arrastre. La falla se reconoce por una distancia de 6 Km. en el lado Norte de la quebrada San Sebastián, y por lo tanto se supone que el sobreescurrimiento representa un transporte horizontal de varios kilómetros.

Falla Yanás

Esta falla tiene un largo mínimo de 25 Km. y en la mayor parte de esta distancia separa una placa superior de la formación Crisnejas de una placa inferior del grupo Pulluicana. Solamente en el área de la quebrada Brazil llega a aflorar una unidad más antigua que el Mesoalbiano, y consiste de una pequeña colina de cuarcitas Goyllarisquizga entre la formación Crisnejas y la falla. En los cortes profundos de las quebradas Brazil y Atanea, la falla Yanás tiene una inclinación de 50-60° al Oeste, o sea igual o ligeramente mayor al buzamiento de las formaciones que corta. El hecho de que, con la sola excepción del área de la Quebrada Brazil, la formación Crisnejas siempre aflora encima del plano de la falla, sugiere fuertemente que la falla se mantiene casi paralela a la estratificación en la mayor parte de su longitud.

En las vecindades del sobreescurrimiento son comunes pequeños pliegues dentro de la formación Crisnejas. Representan pliegues de arrastre que se han producido por la com-

presión de las capas incompetentes de la formación Crisnejas, entre las calizas macizas del grupo Pulluicana y el plano de falla. Hacia el norte de la Qda. San Antonio, se observa el mismo fenómeno debajo del sobreescurrimiento, las margas de la formación Crisnejas han sido deformadas entre la falla y las cuarcitas de la formación Goyllarisquizga.

Falla Cashiahuate

Al Este de la falla Yanás se encuentra la falla Cashiahuate que pone a la formación Goyllarisquizga encima de la formación Crisnejas. La falla está bien expuesta en la quebrada de La Atenea, donde se inclina con ángulo 20-25° al Oeste, casi igual al buzamiento de las capas de las formaciones.

La falla desaparece gradualmente al Norte, pero hacia el Sur aflora en la margen occidental del río Chusgón manteniendo las mismas características que en la quebrada de La Atenea.

Falla Santa Elena

Esta falla corre a lo largo del río Chusgón, desde el límite Norte del cuadrángulo hasta 4 Km. al Sur de Santa Elena, donde termina contra la falla Chusgón de tipo transversal. A pesar de la espesa cubierta que hay en el valle del Chusgón, se nota que al Oeste de la falla afloran las cuarcitas Goyllarisquizga, mientras que al Este se encuentran los conglomerados y areniscas de la formación Rosa.

La falla Santa Elena está bien expuesta en la escarpa que queda inmediatamente al Oeste de Santa Elena, y en el curso inferior de la quebrada de La Atenea. Allí se observa que la formación Rosa buza aproximadamente 30° al Oeste y está tapada por cuarcitas blancas que buzan más o menos 20° en la misma dirección. La cuarcita cerca al contacto está brechada, pero los conglomerados de la formación Rosa no muestras mayores evidencias de deformación. No se ha podido verificar la inclinación de la falla en los cortes de las quebradas, pero en la escarpa de las cercanías de Santa Elena se ha observado que la falla buza aproximadamente 40° al Oeste. Por lo tanto, la falla Santa Elena es un sobreescurrimiento que muestra las mismas características de las demás fallas ya descritas.

Falla Marcabal Grande

La falla Marcabal Grande, nombrada así por su desarrollo máximo al Oeste de la

hacienda del mismo nombre. Tiene una extensión bastante corta en el flanco oriental del valle Chusgón. Hacia el sur termina contra una falla transversal, mientras que al Norte penetra en un anticlinal bien apretado que desaparece antes de llegar al límite septentrional del cuadrángulo. En el cerro, al Oeste de Marcabal Grande, la topografía accidentada permite la observación de la falla en un intervalo vertical de casi 1,000 m.

La formación Rosa al Este de la falla, forma un sinclinal cuyo flanco occidental es vertical o invertido, en cambio al Oeste de la estructura las calizas del grupo Pucará (Triásico-Liásico) se encuentran erguidas; más al Oeste todavía pasan discordantemente debajo de la formación Rosa. La falla Marcabal Grande se inclina aproximadamente 70° al Oeste y sigue la estratificación del grupo Pucará (Fig. 5 B-B').

Al SE del río Chusgón las condiciones de topografía y cubierta detrítica difilcultan la observación de las fallas inversas y sobreescurrimientos. Se puede seguir la traza de las fallas pero no con el mismo grado de precisión, tampoco se observa sus inclinaciones. Sin embargo, al Oeste de Aricapampa, entre los cerros Cajones y Paygón, se encuentra una estructura imbricada bien expuesta. El cerro Cajones en los alrededores de Aricapampa se caracteriza por una escarpa alta que asciende abruptamente del terreno llano y cultivado. Los sedimentos que constituyen el cerro buzan de 40° a 60° al Oeste y de lejos se nota la repetición de las unidades. Como se nota en la figura 5, D-' hay tres fallas inversas que producen la repetición de la secuencia, de tal manera que la formación Goyllarisquizga aflora en cuatro fajas. Las fallas están bien expuestas y buzan aproximadamente 70° al Oeste cortando ligeramente la estratificación.

Algunas de las fallas inversas de la zona imbricada son de alto ángulo (50° - 70°), mientras que otras se inclinan con ángulos de 20° - 30°. Las fallas de alto ángulo como la falla Marcabal, probablemente son fallas profundas del basamento. El sistema de fallas inversas del cerro Cajones, cerca a Molino Viejo, también se consideran como tales. En cambio, las fallas inversas de bajo ángulo, de las cuales el mejor ejemplo es el sobreescurrimiento de Sitabal, probablemente no afectan en nada la estructuras del basamento. Estas últimas se interpretan como sobreescurrimientos superficiales que se deben al despegue (décollement) de coberturas del Cretáceo a lo largo de horizontes incompetentes. El movimiento principal de éstas escamas es hacia el Este.

El origen de las fallas inversas y su relación a la estratigrafía se discuten en el subcapítulo correpondiente a interpretaciones estructurales.

Zona fallada en bloques y las fosas tectónicas del Marañón

Las estructuras orogénicas ya descritas están afectadas por fallas verticales posteriores, un buen ejemplo es la falla Chusgón que sigue el valle del mismo nombre desplazando los contactos geológicos y las fallas anteriores. Aquellas resultaron del movimiento vertical en bloque de grandes áreas de la cordillera de los Andes. En el cuadrángulo de Pataz este tipo de fallas alcanza su mayor exposiciónen el sector central y oriental del área. Allí han determinado un rasgo estructural notable que en este informe denominamos "las fosas tectónicas del Marañón". Este rasgo estructural consiste en una faja angosta de cuencas tectónicas que coinciden más o menos con el valle del Marañón.

Los límites de las fosas están constituídos por grandes bloques levantados del basamento. El bloque occidental está compuesto del basamento metamórfico que tiene una cubierta relativamente delgada de sedimentos que buzan moderadamente al Oeste. Localmente los sedimentos forma extensos homoclinales, los mejores ejemplos de éstos se distinguen en la margen derecha (oriental) del río Chusgón, donde existen amplias laderas estructurales (dip slopes) desarrolladas en las capas mesozoicas, especialmente en la formación Rosa (Lámina1). Hacia el Sur los homoclinales son menos extensos, la mayor parte de los sedimentos de esta parte han sido erosionados; sin embargo, es notable observar a lo largo del flanco occidental del río Marañón, el tope del basamento y los sedimentos suprayacentes buzando al Oeste con ángulos del 15-30°.

Al Este del río Marañón se halla el otro bloque levantado del basamento metamórfico. En general, no afloran sedimentos encima de los esquistos y metavolcánicos, pero existe un extenso manto de volcánicos terciarios subhorizontales que no están afectados por fallamientos. Se observa que el basamento alcanza por lo menos 3,000 m.s.n.m., o sea una altura similar al del lado opuesto del valle.

Entre los dos bloques levantados del basamento se encuentra una faja hundida a lo largo de la cual se ha desarrollado el valle Marañón, al parecer este rasgo constituye la estructura más interesante de todo el cuadrángulo. En la faja deprimida existen dos cuencas distintas rellenadas con sedimentos del Paleozoico superior y Mesozoico. La configuración general de las cuencas es la de fosas tectónicas (graben) delimitadas por grandes fallas de orientación NO-SE. La cuenca septentrional es denominada aquí "Fosa Calemar-Llaupuy", y la meridional se nombra como "Fosa Vijos-Parcoy".

Fosa Calemar-Llaupuy

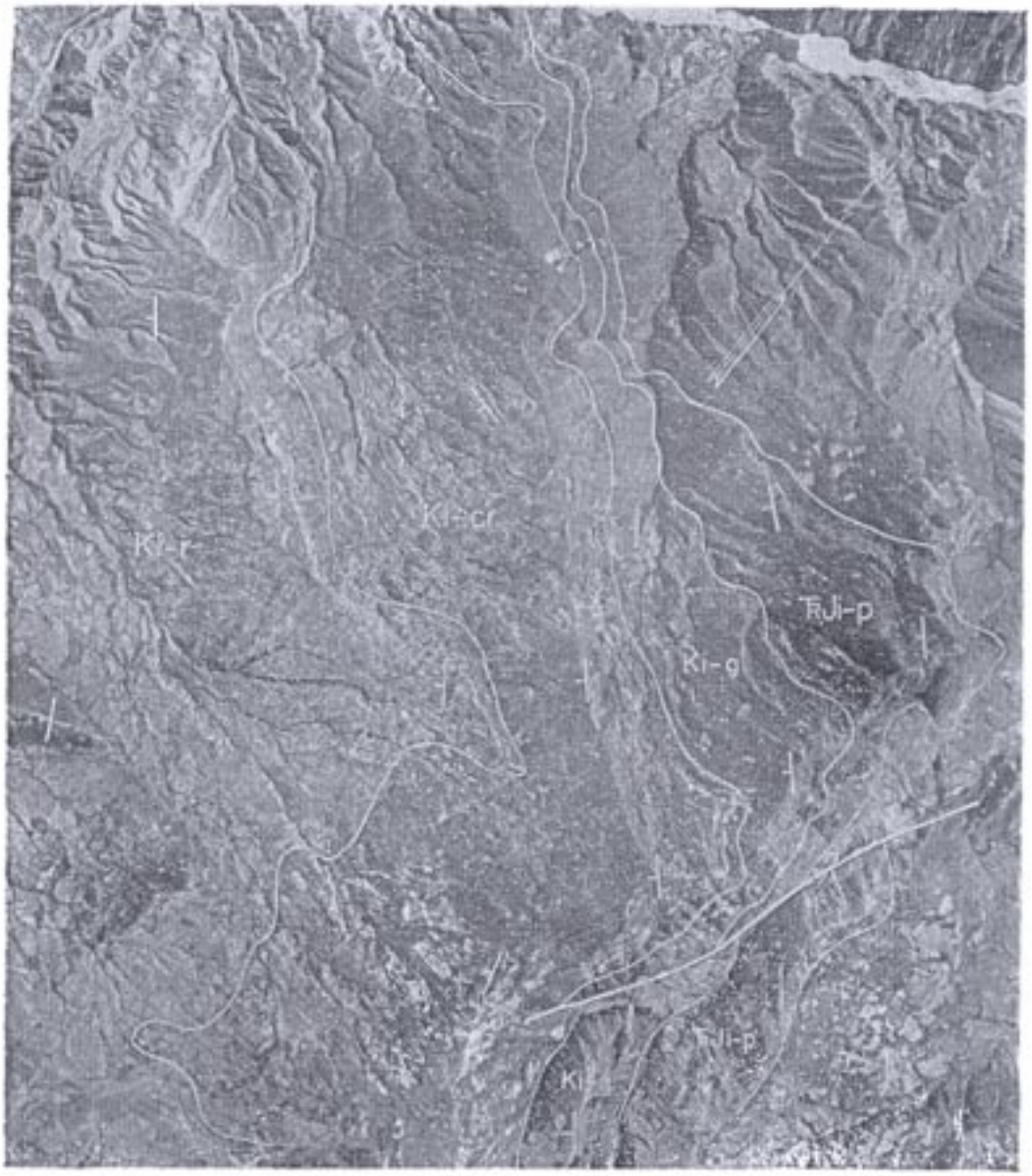
Como se ve en el mapa geológico y en los perfiles estructurales de la figura 5, los sedimentos del Paleozoico superior y Mesozoico ocupan una depresión o fosa tectónica que está rodeada de rocas metamórficas del Precambriano. La Lámina 2 es una aerofotografía de una parte de la fosa.

El límite occidental de esta fosa es una falla entre los mica-esquistos precambrianos y las areniscas Goyllarisquizga. El río Marañón ha erosionado su cauce en la zona de fallamiento; la margen izquierda (occidental) consiste de rocas metamórficas, mientars que la margen derecha (oriental) está compuesta de sedimentos cretáceos. El único sitio donde las rocas se hallan juntas es frente al pueblo de Calemar, donde un pequeño lente de cuarcita aflora entre el cauce del río y el micaesquisto. La falla no está bien expuesta pero da la impresión de ser casi vertical, aunque existe la posibilidad de que en parte sea inversa, porque en la desembocadura de la Qda. Condormarca la formación Goyllarisquizga tiene un buzamiento invertido hacia el Oeste, que probablemente indica compresión lateral de la misma dirección.

El límite oriental de la fosa es también otra falla que separa los sedimentos cretáceos de las rocas metamórficas del Precambriano. Esta falla es casi vertical y está bien expuesta en el barranco de la margen derecha (Norte) de la Qda. Condormarca, donde cerca a la base del barranco tiene un buzamiento aproximado de 80° al Este. Una falla inversa de alto ángulo que corta el grupo Copacabana cerca a la falla principal, sugiere que ésta última también podría ser inversa.

Las rocas sedimentarias dentro de la fosa tectónica están moderadamente plegadas, con rumbo subparalelo a las fallas ya descritas. En general los planos de los pliegues se inclinan fuertemente hacia el Este, pero en la parte occidental de la cuenca, son verticales o aun inclinados hacia el Oeste.

LAMINA 1



Homoclinal de rocas mesozoicas al Norte de Marcabal Grande.

LAMINA 2

Geología de la fosa tectónica de Calemar.

Fosa Vijos Parcoy

Entre Vijos y la esquina suroriental del cuadrángulo se extiende una cuenca de sedimentos del Paleozoico superior y Mesozoico, rodeados en parte por rocas del Paleozoico inferior y Precambriano, y en parte por el batolito granodiorítico del Terciario. La faja de sedimentos tiene un ancho de 3.5 Km. y alcanza un largo de 35 Km. dentro del cuadrángulo, aunque continúa por lo menos 10 Km. más allá del límite.

La fosa Vijos-Parcoy como en el caso de la de Calemar-Llaypuy, está claramente delimitada por grandes fallas verticales. El límite oriental de la estructura es una falla larga, continúa y más o menos vertical: sin embargo, en la Qda. de Pataz y cerca a Piaz buza fuertemente hacia el Este. En la mayor parte de su extensión pone en contacto exquisitos y metavolcánicos del Precambriano con las capas rojas de la formación Rosa del Cretáceo medio, pero entre el extremo Sur de la laguna Piaz y Alpamarca, la falla separa las rocas cretáceas del batolito granodiorítico terciario. Los sedimentos no muestran ningún efecto de

metamorfismo de contacto.

El lado occidental de la fosa también está limitada por una gran falla, más o menos vertical, que separa los sedimentos paleozoicos y mesozoicos del complejo metamórfico. Cerca a Magno las capas de sedimentos están invertidos en la vecindad de la falla, y sugieren que la estructura es inversa con alto buzamiento al Oeste (Fig. 5, F-F')

El plano geológico indica que la faja de sedimentos está cortada y desplazada por fallas transversales que tienen rumbos oblícuos o perpendiculares a la dirección de las fallas principales. El mejor ejemplo de tales fallas es la que sigue el cauce de la quebrada Carrizal, al Sur de Chagual, desplazando por una distancia horizontal de 3 Km., tanto la falla principal del lado oriental como las estructuras existentes dentro de los sedimentos.

La falla que pasa por Chagual con rumbo ENE-OSO es interesante. Al lado Sur de ella aflora al Triásico y no en el septentrional donde el Cretáceo sobreyace directamente al Paleozoico superior, en cambio al lado Sur el Cretáceo se sobrepone al Triásico. Por este motivo se infiere que la falla fue probablemente activa en alguna época entre el Triásico y el Cretáceo, permitiendo la conservación de una parte del Triásico al Sur de la falla, mientras que al Norte fue completamente erosionado.

La estructura de los sedimentos dentro de la fosa se caracteriza por pliegues asimétricos y sobreescurrimientos, la dirección del empuje que formó estas estructuras generalmente viene del Este. El mejor sitio para la apreciación de las fallas inversas es el caserío de Magno, desde donde se puede ver claramente la repetición de caliza blanca y arenisca roja, en el barranco al Norte del lago Piaz (Fig. 5, E-E'). Más al Norte la estructura es más sencilla, allí las fallas inversas no son importantes y el buzamiento general al Este está interrumpido solamente por pliegues locales.

Cómo se formaron las fosas tectónicas del Marañón? Esta es una pregunta difícil de contestar, pero no cabe duda de que se trata de un proceso tectónico complicado, y probablemente formado en varias etapas de deformación por esfuerzo de compresión y tensión. Se supone que el movimiento principal fue un gran desplazamiento vertical causado por fuerzas radiales originadas dentro de la corteza. Sin embargo, en ciertas etapas del desarrollo de las fosas habrían tenido lugar activas compresiones laterales que produjeron los fallamientos del tipo inverso, especialmente en el lado oriental de las estructuras. Además, la presencia de fallas transversales que desplazan ciertos sectores de las fosas, indican que una de las etapas posteriores de la deformación fue por compresión.

Las fallas inversas que afectan a los sedimentos dentro de las fosas constituyen otro problema. Sobre el orígen de estas estructuras se ha considerado tres posibilidades:

a. Que los sobreescurrimientos son estructuras desarrolladas por el hundimiento

de la fosa, y luego fueron afectadas por el fallamiento posterior.

b. Que se desarrollaron antes de la formación de la fosa y cuando éste se produjo fueron hundidas a su posición actual.

c. Que son estructuras subsidiarias formadas delante de una gran falla inversa.

La primera posibilidad ha sido descartada por el hecho de que los sobreescurrimientos se hunden bruscamente, a tal extremo que cerca de la falla principal buzan aproximadamente 60°. La segunda posibilidad tiene más peso, pero hay dificultad en explicar cómo se formaron estructuras relativamente complicadas en el centro de un área caracterizada regionalmente por estructuras sencillas. En este caso habría que suponer una coincidencia formidable entre las ubicaciones de los sobreescurrimientos y de las fosas; o alternativamente, que las fallas que produjeron las fosas tectónicas fueron activas durante la orogénesis del Neocretáceo-Eoterciario.

Esta última posibilidad merece consideración, sin embargo, los autores opinan que es más probable que los sobreescurrimientos son estructuras subsidiarias a la formación de las fosas, y que se desarrollaron delante de la gran falla que constituye el límite oriental de la cuenca hundida. Se ha constatado en varios sitios que la falla oriental es inversa y de alto ángulo. En la quebrada que baja de Condomarca se observa que el grupo Copacabana está cortado por una falla inversa, esta estructura es claramente subsidiaria a la falla principal que pasa más al Este. En razón a estos hechos los autores opinan que es probable que los sobreescurrimientos del área Chagual-Piaz se deben al empuje hacia el Oeste del bloque que forma el límite oriental de la fosa. Sin embargo, la explicación más acertada del problema sólo será conocida después del mapeo-geológico de un área más extensa del valle del Marañón.

Interpretación estructural

Hay ciertos problemas generales, de carácter estructural, que merece consideración y discusión más detallada; estos son:

a) Características y edades de las etapas de deformación
b) Papel del basamento e influencia de la estratigrafía en el desarrollo de las estructuras
c) Significado de las fosas del Marañón

Características y edades de las etapas de deformación

Las rocas mesozoicas del cuadrángulo de Pataz han sufrido por lo menos dos etapas de deformación. Durante la primera se produjo el plegamiento e imbricación que ahora caracterizan el sector central y occidental del cuadrángulo. Posteriormente en una segunda etapa, las estructuras mencionadas fueron afectadas por fallas que dieron lugar a grandes desplazamientos verticales, los cuales alcanzaron su expresión máxima con la formación de las fosas tectónicas del Marañón. Es probable, que cada etapa de deformación representa una serie compleja de movimientos. Por ejemplo es probable que los pliegues e imbricaciones no se produjeron en un solo paroxismo orogénico, sino que representan varias fases de deformación compresiva; por otro lado, las fosas del Marañón con sus complicadas estructuras inversas, posiblemente representan una historia tectónica mucho más compleja. Por lo tanto, todavía hay muchos aspectos estructurales que merecen mayores estudios regionales.

En términos de edad se sabe que el plegamiento principal de los Andes septentrionales y centrales ocurrió hacia el fín del Cretáceo (Benavides, 1956; Wilson 1963). Los sedimentos plegados más jóvenes en el cuadrángulo son las lutitas del grupo Quillquiñán (Cenomaniano superior-Turoniano-inferior), que concuerda con el concepto de una orogénesis neocretácea. El fallamiento que produjo las fosas del Marañón cortó el batolito de Parcoy, que probablemente se emplazó en el Eoterciario, por lo tanto se supone que los movimientos verticales no comenzaron antes del Oligoceno.

Papel del basamento e influencia de la estratigrafía en el desarrollo de las estructuras.- En el cuadrángulo de Pataz hay un buen ejemplo de cómo las estructuras desarrolladas durante la orogénesis andina estaban controladas por la topografía del basamento, la estratigrafía mesozoica y la forma del geosinclinal. El factor principal fué la división de la región en una cuenca occidental rellenada, con más de 3,000 m. de sedimentos del Jurásico superior y del Cretáceo, y una plataforma oriental cubierta con formaciones cretáceas con cerca de 1,000 m. de grosor. Estas dos unidades paleotectónicas estaban separadas por una nítida línea de bisagra, que también se ha reconocido en los Andes centrales (Wilson, 1963).

La compresión de los sedimentos de la cuenca produjo lo que en este informe se denomina la “Zona plegada”. Las estructuras del basamento quedan cubiertas por las lutitas incompetentes de la formación Chicama, las cuales durante la deformación hicieron el papel de una especie de empaquetadura entre las formaciones cretáceas y las unidades premesozoicas. El estilo tectónico del basamento es desconocido, pero parece cierto que las estructuras superficiales se han desarrollado, a manera de un extenso despegue (“decollement”) a lo largo de la formación Chicama, y tal como será expuesto, existe una disarmonía estructural entre el Cretáceo y las lutitas jurásicas.

El anticlinal en champignon de Cochabamba, probablemente debe su forma a la plasticidad de la formación Chicama y a la proximidad del límite occidental del geoanticlinal del Marañón. Los autores opinan que el anticlinal se formó donde las lutitas jurásicas se encon-

traban confinadas entre una compresión tectónica del Suroeste y el bloque rígido del geoanticlinal al Noreste. En estas condiciones la dirección de menor resistencia fue hacia arriba, hacia donde se acumularon las lutitas en un gran anticlinal en champignon, que localmente muestra una tendencia de ser diapiríco.

Como ya se anotó, la asimetría estructural de la zona plegada es bastante variable y se debe a la plasticidad de la formación Chicama; sin embargo, analizadas en conjunto las estructuras indican una compresión del Suroeste al igual que en el Norte y Centro de los Andes.

Hacia el Este la zona plegada pasa a la zona imbricada, el cambio estructural coincide con la variación gradual de la estratigrafía de la facies de cuenca a la facies de plataforma. La coincidencia de la zona imbricada y el cambio de facies es común en una gran parte de los Andes septentrionales y centrales, y sugiere fuertemente que existe una relación genética entre las dos.

Los autores opinan que el contraste estructural entre las dos zonas adyacentes, se debe principalmente a la yuxtaposición de una cuenca profunda al Oeste y el bloque rígido del geoanticlinal del Marañón, cubierto por una delgada sábana sedimentaria. La deformación por plegamiento quedó restringida al área de la cuenca donde la estratigrafía permitió el desarrollo de estructuras tipo Jura; en cambio el bloque macizo del geoanticlinal, relativamente rígido, soportó la compresión sin deformarse mayormente, aunque fallas inversas de alto ángulo afectaron su límite occidental. Las estructuras de la zona plegada llegaron al borde mismo del geoanticlinal y posiblemente lo traslaparon. El amontonamiento de estos pliegues produjo una compresión horizontal de poca profundidad sobre los sedimentos del flanco del geosinclinal, los cuales se deformaron por fallas inversas de bajo ángulo, produciendo así una serie de escamas sobreescurridas. La deformación sin plegamiento en este sector se explica por la naturaleza y competencia de los sedimentos.

Como ya se ha descrito, el grosor de los sedimentos en este sector es relativamente delgado, y consiste mayormente de capas macizas y competentes que sobreyacen directamente al basamento metamórfico. Estas condiciones no fueron favorables para el desarrollo de pliegues de la cubierta sedimentaria. Sin embargo, existió dentro de la secuencia una unidad de margas blandas del Albiano que facilitó el despegue o “décollement” de las formaciones superiores. La mayoría de los sobreescurrimientos como ya se ha dicho están asociados con la formación Crisnejas. Escamas de calizas cretáceas se despegaron de las rocas prealbianas y se amontonaron en una faja angosta en el flanco occidental del geanticlinal, sin que el basamento sufriera mayor deformación. Por otro lado, no todos los sobreescurrimientos son superficiales, algunas de las fallas inversas son de alto ángulo y probablemente se originaron en el basamento metamórfico, la falla Marcabal es un buen ejemplo de ellas. Este último tipo de fallas se habría formado de una de las dos maneras siguientes :

(a) Fallamiento del flanco del geoanticlinal del Marañón por efecto de la fuerte compresión del Oeste.
(b) Reactivación de fallas antiguas. La línea de bisagra que separó el geoanticlinal de la cuenca durante el Cretáceo, probablemente correspondía a una zona de fallamiento del basamento. Si esto fue así, no es difícil imaginar que las fallas se reactivaron y cambiaron su sentido de desplazamiento como resultado de la orogénesis andina.

Aparte de la imbricación, de los sedimentos en su límite occidental, el geoanticlinal no sufrió mucha deformación durante la orogénesis. Algunas fallas casi verticales originadas en el basamento cortaron la cubierta sedimentaria, pero sus efectos son muy locales.

Significado de las fosas tectónicas del Marañón

El tramo del valle del Marañón que disecta al cuadrángulo de Pataz es en gran parte de orígen tectónico, aunque esto no significa que se debe ignorar la influencia de la erosión fluvial.

Los reconocimientos hechos por los autores hacia el Norte y Sur del cuadrángulo, indican que la faja de fosas tectónicas se extiende en ambas direcciones. Tomando en cuenta el rumbo bastante constante del río Marañón, parece posible que las fosas alcanzan una extensión amplia a lo largo del valle; por estas razones los autores suponen que las fosas del Marañón podrían constituir una importante estructura regional.

Estructuras de gravedad

En el cuadrángulo de Pataz de han encontrado pequeños ejemplos de estructuras de gravedad, en forma de placas delgadas de calizas cretáceas que han llegado a sus posiciones actuales, simplemente por la infuencia de la gravedad. Todos los ejemplos están asociados con el anticlinal de Cochabamba cuyo núcleo consiste de lutitas de la formación Chicama.

Al SE de la Hda. Cochabamba se encuentra un afloramiento irregular de caliza cretácea que cubre el contacto fallado de las formaciones Chicama y Chimú. La carretera entre Huamachuco y Huagil corta el cuerpo calcáreo y permite la observación de pequeños pliegues, fallas y brechas dentro de la caliza. La estructura es sumamente complicada en detalle, pero es evidente que, en general, se trata de una placa más o menos horizontal.

A unos siete kilómetros al Sur del ejemplo citado, se encuentra lo que de lejos parece ser una terraza o plataforma bordeada por pequeñas escarpas. En realidad la plataforma consiste de una placa delgada (aproximadamente 15 m.) de caliza cretácea que sobreyace a las

lutitas titonianas. En el cerro situado al Este de este lugar, se distingue claramente un pequeño anfiteatro que se interpreta como el vacío dejado por la plaza de caliza que se resbaló.

Cerca a Sitabal, en el límite meridional del cuadrángulo, se encuentra un sombrero subhorizontal de caliza cretácea formando la cumbre de un cerro que está compuesto de lutitas Chicama sobreescurridas encima de las cuarcitas Chimú. Como en los casos ya mencionados, la estructura dentro de la placa de caliza es muy complicada.

Las etapas supuestas en el desarrollo de esta clase de estructuras están ilustradas en la Fig. 7. Tal como ahora, las calizas cretáceas buzaban moderadamente hacia un valle erosionado en las lutitas de la formación Chicama (Fig. 7 a). Este factor facilitó el desprendimiento de una placa de la masa principal de caliza (Fig. 7 b), y la placa comenzó a bajar por el flanco del valle (Fig. 7c) hasta que llegó a un punto donde por falta de pendiente se detuvo (Fig. 7d). En el caso de Sitabal, se ha erosionado una pequeña quebrada en el lado de la placa que da al desprendimiento, dejando a la placa como un sombrero en la cumbre de un cerro (Fig. 7 e)

Aunque las placas se desplazaron como unidades completas, hubieron movimientos dentro de ellas que dieron lugar a las brechas y estrcuturas complicadas que ahora las caracterizan.

Es interesante notar que en los dos pequeños ejemplos de estructuras de gravedad que se han descrito, las placas de caliza han bajado por pendientes muy suaves. El sombrero de caliza cerca a Sitabal descansa sobre una superficie casi horizontal, indicando que el desarrollo de una estructura de gravedad no necesita más que una pendiente de unos pocos grados.

Las estructuras de gravedad son bastante jóvenes, se estima que se formaron después de que el valle de Cochabamba adquirió su forma general, y esto probablemente sucedió antes del Plioceno. Sin embargo, las pequeñas quebradas que ahora separan las placas calcáreas caídas del afloramiento principal, se formaron mucho más tarde que las estructuras de gravedad. Por lo tanto las placas probablemente llegaron a sus posiciones actuales en el Plioceno o Pleistoceno.

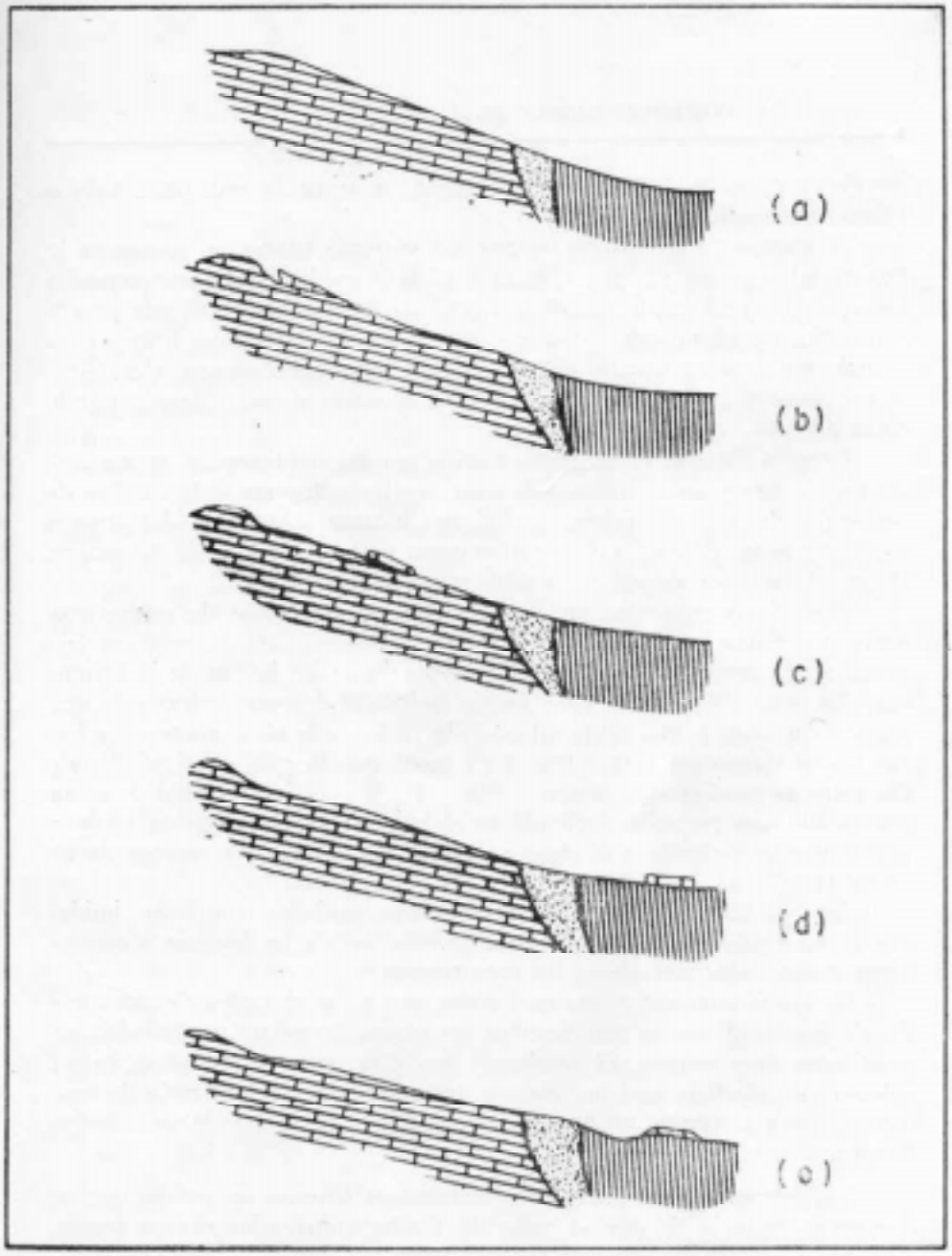


Fig 7.- Desarrollo de estructuras de gravedad en el cuadrángulo de Pataz

Capítulo VII

GEOLOGIA ECONOMICA

En el cuadrángulo de Pataz existen pequeñas vetas de cobre, plomo y baritina, y también depósitos pequeños de caolín y alumbre. Sin embargo, se sabe que la región ha tenido una historia larga de explotación de oro, y aunque en la actualidad hay muy poca actividad minera, esto parece que se debe más a la falta de condiciones de exploración científica que al agotamiento de las reservas minerales, por el momento todavía no se puede descartar las posibilidades económicas de la región.

Minerales metálicos

Oro

La exploración y explotación del oro en la región de Pataz data desde el incanato; pues, se conocen extensas labores de explotación de esa época en el distrito. El laboreo de las minas continuó durante la época colonial y en el año de 1,770 se fundó el pueblo de Pataz. Aproximadamente por esos mismos tiempos se construyó un canal de 30 Km. de largo, con el fín de facilitar el lavado de las arenas auríferas de la quebrada Cayetano. La explotación de las vetas en profundidad comenzó mucho más tarde y llegó a su máximo desarrollo cuando la empresa Northern Perú Mining Company trabajó la mina San Francisco y otras de las vecindades de Pataz. La mencionada compañía paralizó sus actividades en el año de 1947, por el agotamiento del mineral de valor económico. Sin embargo, la gente del lugar sigue trabajando las galerías antiguas de donde extraen pequeñas cantidades de mineral de baja ley, que luego benefician por el método de la amalgamación. Igualmente siguen trabajando en pequeña escala los lavaderos del río Marañón y sus tributarios. La explotación de estos lavaderos lo vienen haciendo desde hace algunos siglos.

Clase de Depósitos

Los yacimientos de oro en el cuadrángulo de Pataz se presentan tanto en vetas como en placeres. Las vetas auríferas de encuentran entre Culpuy y la esquina Suroriental del cuadrángulo, pasando al Sureste hacia los distritos mineros de Parcoy y Buldibuyo. El oro que se encuentra en los aluviales del Marañón y en los riachuelos que bajan por el flanco occidental de la Cordillera Central, proviene de dichas vetas.

Depósitos filonianos

Las vetas de piritas auríferas del cuadrángulo de Pataz se deben al relleno hidrotermal de fisuras originadas principalmente en las rocas metamórficas del basamento, y generalmente están ubicadas muy cerca al contacto con el batolito granodiorítico: por otro lado, las vetas no son tan comunes dentro del cuerpo del intrusivo mismo. Las minas explotadas en los alrededores de Pataz se encuentran dentro de la unidad meta-volcánica del basamento, y no hay mineralización ni en los sedimentos mesozoico ni en el volcánico terciario.

El rumbo general de las vetas principales es alrededor de N 10° O con fuertes inclinaciones hacia el Este. Es evidente que existe un definido control estructural sobre la distribución de las vetas, porque estas son más o menos paralelas con las fallas principales que cortan la región.

Las vetas que se han explotado hasta la fecha son típicamente de sulfuros auríferos. El mineral más común es la pirita, pero también se encuentran filones de chalcopirita, galena y blenda. Considerando la inmiscibilidad del oro no hay duda de que este metal se halla en solución sólida dentro de los sulfuros. Los depósitos que todavía siguen en explotación dan leyes mínimas de 10 grs. de oro por tonelada; por debajo de estas cifras los costos de operación superan el valor del producto. Sin embargo, los mineros de la región anteriormente gozaban de leyes altas, Tarnawiescki (1926) menciona muchas vetas con minerales que ensayaban de 100 a 200 grs. de oro y de 500 a 600 grs. de plata por tonelada. El mismo autor informa que una ley altísima en la mina San Lorenzo, donde la pirita maciza dió de 1,500 a 2,000 grs. de oro y 22 grs. de plata por tonelada.

Placeres auríferos

Desde la época incaica hasta el presente se han explotado las arenas auríferas del río Marañón y sus tributarios. Actualmente los habitantes de la región se ocupan de lavar las arenas, especialmente después de las lluvias, en todo el curso del Marañón dentro del cuadrángulo. No hay datos recientes sobre la riqueza en oro de las arenas aluviales, pero hay informes que sobre una distancia larga, las arenas del Marañón promediaban un valor de 24

centavos de dolar por yarda cúbica.

El aluvión del Marañón y sus tributarios merece un estudio detallado y sistemático para ver el volúmen de material presente y su valor económico. Es importante conocer que hasta ahora se ha explotado solamente el oro libre de las arenas, sin tener en cuenta que las arenas también contienen pirita aurífera. Es posible que el gran volúmen de aluvión muy bien podría formar la base de una explotación moderna de la llamada " Serpiente de Oro " de Ciro Alegría.

Minerales no-metálicos

En el cuadrángulo de Pataz existen pequeños depósitos de los siguientes minerales no-metálicos:

Baritina

A unos 200 m. al Oeste del pueblo de Condormarca aflora una veta de baritina sobre una distancia de 30 m. aproximadamente, tiene un ancho de 15 a 20 cm. y sigue un rumbo aproximado de ENE-OSO. La roca encajonante consiste en piroclásticos dacíticos y andesíticos del Volcánico Lavasén. La veta representa el relleno hidrotermal de una fisura, y se supone que la mineralización proviene de un intrusivo que todavía queda cubierto por el manto volcánico.

Debido a las dimensiones de la veta y aparentemente escasa cantidad de mineral presente, se considera a este depósito sin mayor valor económico

Caolín

Cerca a la hacienda Yanasara se encuentra un manto de caolón intercalado en las lutitas y areniscas de la formación Chicama. El manto tiene 3 m. de grosor y aflora por una distancia de casi 40 m. El manto buza 20° hacia el Este, y según esta dirección ha sido explorada hasta por 7 m. por medio de socavones. Otro depósito similar aflora en la misma carretera al Sur de la Hda. Mumalka, donde también está asociado con lutitas de la formación Chicama.

En ambos sitios el caolín se presenta como un material blanco y blando en cuya masa

se encuentran cristales de cuarzo y escasas laminillas de mica. Los autores consideran que el mineral es bastante puro para permitir su explotación y recomiendan que se lleve a cabo un estudio más detallado del área.

El orígen del caolín es algo problemático. La presencia de cristales de cuarzo indica que el caolín proviene de una roca ignea, pero la manera como llegó a intermperizarse queda aún en duda. Posiblemente, se trata de un "sill"'que sufrió alteración hidrotermal por soluciones derivadas de intrusivos cercanos. De otra parte, podría ser un derrame volcánico que sufrió la misma alteración hidrotermal, o que se intemperizó en el más antes de estar cubierto por sedimentos clásticos.

Alumbre

La pizarra negra del Complejo del Marañón, en el sector septentrional del cuadrángulo, contiene diseminaciones de cristales y manchas superficiales de alumbre. Por un proceso de lixiviación y capilaridad el alumbre ha llegado a producir eflorescencias en las quebradas, de donde son colectadas por la gente del lugar. Sin embargo, la cantidad es pequeña y por consiguiente su importancia desde el punto de vista económico no es muy grande.

Como ya se explicó en el capítulo de estratigrafía, se supone que el alumbre se ha formado por una reacción química entre los minerales de arcilla y el ácido sulfúrico proveniente de la descomposición de la pirita que se halla diseminada en la filita.

Capítulo VIII

GEOLOGIA HISTORICA

La interpretación de la geología del cuadrángulo de Pataz nos revela una evolución histórica compleja, en la cual los eventos más importantes son los siguientes:

Sedimentación y volcanismo seguido por metamorfismo en el Precambriano

Los esquistos y filitas del Precambriano son de orígen sedimentario. Representan una etapa prolongada de deposición probablemente marina, seguida de un episodio de volcanismo con la erupción de lavas intermedias. Todas estas rocas, tanto los sedimentos como los volcánicos, sufrieron los efectos de un metamorfismo regional de bajo rango, que dieron lugar a su transformación en esquistos, filitas y metavolcánicos ya descritos.

No disponemos de mayores datos para hacer una apreciación detallada del proceso de metamorfismo, y así no podemos indicar si hubo una sola o varias etapas de metamorfismo. Tampoco hay datos para indicar la edad de los eventos. La evidencia de que se trata de un metamorfismo regional producido durante el Precambriano se basa en el hecho de que las lutitas ordovicianas no metamorfizadas sobreyacen a los esquistos y filitas. Todavía queda la posibilidad de que el metamorfismo pudo haber ocurrido en el Cambriano, pero es más probable que representa una orogénesis del Precambriano.

Transgresión ordoviciana

El primer dato seguro en la geología histórica del cuadrángulo, es la nota de un hundimiento importante en el Ordoviciano medio que permitió la deposición de las lutitas negras de la formación Contaya. La litología y el contenido de graptolitos sugiere que la formación se depositió en agua bastante profunda, así mismo sus relaciones regionales indican que la zona quedó lejos de las fuentes de sedimentación.

Emersión pre-misisipiana

No hay información sobre cuanto tiempo persistieron las condiciones marinas en esta región, pero antes del Misisipiano hubo una emersión general que podría corresponder a aquella que afectó a grandes áreas de los Andes Peruanos, en el Devoniano medio o superior (Newell, 1949). Durante esta emersión la denudación afectó notablemente al grupo Excelsior, a punto que dejó las rocas precambrianas aflorando sobre extensas áreas.

Deposición continental en el Misisipiano

La región quedó emergida durante el Misisipiano, y sobre la superficie de erosión labrada en las rocas antiguas se depositaron en un ambiente continental los conglomerados, areniscas y lutitas del grupo Ambo. Las condiciones continentales continuaron durante el resto del Carbonífero, pues la transgresión pensilvaniana que afectó a ciertas partes de los Andes. (Newell, 1949) no alcanzó el área de Pataz.

Transgresión permiana

La transgresión marina del Eopermiano logró invadir la región de Pataz dando orígen a las calizas del grupo Copacabana, que se depositaron en un mar poco profundo. Las condiciones marinas persistieron probablemente hasta el Leonardiano (Kummel, 1950).

Emersión en el Permiano medio

Al igual que en el resto de los Andes peruanos el área de Pataz emergió en el Permiano medio, debido a una orogénesis que afectó la región que actualmente corresponde a la Costa y la Cordillera Occidental (Newell, 1949). Aparentemente el ára de Pataz, se elevó epirogénicamente y tomó una ligera pendiente hacia el Este. El material de desgaste de la tierra tectónica se depositó en el Oeste en un ambiente continental, formando las capas rojas del grupo Mitu.

No se conoce el límite superior de la edad del Grupo Mitu, pero generalmente se supone que la deposición terminó antes del Triásico. La región quedó emergida durante la mayor parte del Triásico, sin embargo, en este tiempo no hubo deposición. Es evidente que la región quedó como tierra firme y estable.

Transgresiones en el Noriano y Sinemuriano

Durante el Noriano una gran parte del Perú fue invadida por un mar poco profundo. En el cuadrángulo de Pataz la transgresión está representada por las calizas inferiores del grupo Pucará. Esta transgresión fue de corta duración, pues los pisos correspondientes al Retiano y Hettangiano no están presentes, durante estos tiempos el área sufrió un ligero levantamiento y flexuramiento. El mar invadió nuevamente la región durante el Sinemuriano y se depositaron las calizas superiores del grupo Pucará. El contenido bituminoso de estas calizas sugiere que el mar alcanzó una mayor profundidad que en el Noriano.

Regresión en el Jurásico inferior o medio

No se sabe prácticamente hasta cuando duraron las condiciones marinas iniciadas con la transgresión sinemuriana. Aunque los fósiles liásicos más jóvenes que se han hallado son del sinemuriano, es seguro que existieron depósitos más modernos que luego han sido erosionados. Las relaciones generales en los Andes centrales y septentrionales, sugieren que en la región la regresión comenzó al fín del Liásico o en el Jurásico medio, quedando emergida durante un largo tiempo, y en una gran parte del área no comenzó a acumularse sedimentos de nuevo hasta el Cretáceo. Las relaciones entre el Liásico y el Cretáceo inferior cerca a Calemar, sugieren que la región sufrió flexuramientos durante esta etapa de emersión.

Invasión marina titoniana

Durante el Titoniano la región andina se dividió en una cuenca al Oeste y una plataforma al Este que correpondían respectivamente al geosinclinal occidental Peruano y el geoanticlinal del Marañón, unidades de gran importancia paleográfica durante el Cretáceo (Benavides, 1956; Wilson, 1963). Aunque el geoanticllnal quedó emergente durante el Titoniano, la cuenca se hundió bruscamente permitiendo el ingreso de un mar que según la litología y la fauna de la formación Chicama, alcanzó cierta profundidad. Sin embargo, la transgresión marina no duró mucho tiempo, porque los primeros sedimentos cretáceos se depositaron en un ambiente continental. Los estudios regionales de Benavides (1956), y Wilson (1963) indican que la retirada del mar afectó, por lo menos, toda la parte oriental de la cuenca de los Andes septentrionales y centrales.

Deposición continental durante el Neocomiano y Aptiano

La historia general del Neocomiano y Aptiano comenzó con una transgresión extensa y terminó con una regresión. La facies basal de la transgresión constituye las ortocuarcitas de

la formación Chimú y la parte inferior de la formación Goyllarisquizga. Hacia el fín del Valanginiano el mar inundó una gran parte de la cuenca occicental y permitió la deposición de las calizas y lutitas de la formación Santa. Condiciones deltaicas o marinas persistieron en la cuenca durante el resto del Neocomiano y una parte del Aptiano, pero aparentemente el mar nunca logró invadir el área del geoanticlinal del Marañón donde continuó la deposición de la formación Goyllarisquizga. La regresión comenzó durante el Aptiano y está representada en la cuenca por las areniscas de la formación Farrat.

Hasta el fín del Aptiano se había depositado más de 1,000 m. de sedimentos cretáceos en la cuenca, en comparación a sólo 200 a 300 m. sobre el geoanticlinal. A pesar de que la cuenca se hundió rápidamente, parece que hubo cierto equilibrio entre subsidencia y deposición de tal manera que no existió una escarpa marcada entre la cuenca y el geoanticlinal.

Transgresión albiana

Al comienzo del Albiano el mar logró invadir el geosinclinal occidental Peruano y llegó a alcanzar el área del cuadrángulo, depositándose la formación Inca en un mar nerítico de muy poca profundidad, en cambio el geoanticlinal del Marañón permanecía aún emergido. Al comienzo del Mesoalbiano esta región que fuera tierra firme desde el Eojurásico quedó cubierta por el mar transgresivo; sobre toda la región se extendió un mar poco profundo en el que se depositaron las calizas y margas de la formación Chulec y la parte inferior de la formación Crisnejas. Las condiciones en un mar nerítico prevaleció sobre toda la región y aparentemente no hubo distinción entre cuenca y plataforma. Sin embargo, hacia el fín del Albiano medio la cuenca se hundió rápidamente y nuevamente la región quedó dividida en dos unidades. Al Este la plataforma quedó debajo de un mar nerítico en el cual se depositó la parte superior de la formación Crisnejas, y al Oeste se formó una cuenca bastante profunda en la cual se acumuló la formación Pariatambo, cuyas lutitas y calizas bituminosas son típicas de un ambiente euxínico.

Retirada del mar del ára del geoanticlinal en el Albiano superior

Como ha notado Benavides (1956), el geoanticlinal del Marañón sufrió un levantamiento en el Albianio superior. Las relaciones estratigráficas en el cuadrángulo de Pataz (Fig. 3), indican que el eje del levantamiento máximo se hallaba en el borde occidental de la plataforma. Al Oriente de la faja levantada la plataforma constituía una superficie con suave pendiente hacia el Este, sobre la cual se depositó el material de desgaste de la tierra tectónica.

Al Oeste el mar todavía ocupaba la cuenca, y el cambio brusco de facies entre los clásticos de la formación Rosa y los calcáreos de la formación Yumagual, sugiere un relieve abrupto en el lado occidental de la faja positiva.

Transgresión cenomaniana

Aunque hubieron pequeñas transgresiones durante el Albiano superior y el Cenomaniano inferior, no fue sinó hasta el Cenomaniano medio que el mar avanzó sobre los remanentes erosionados de las tierras tectónicas que bordeaban la plataforma emergida.

Esta transgresión afectó a grandes regiones del país y alcanzó su extensión máxima en el Coniaciano (Kummel, 1948). Las calizas del Cretáceo superior indican que en el cuadrángulo de Pataz las condiciones marinas normales persistieron sin interrupción por lo menos hasta el Senoniano.

Orogénesis andina en el Neocretáceo y Eoterciario

De acuerdo a todos los hechos (Benavies, 1956); Petersen, 1958; Wilson, 1963) es evidente que la primera etapa de la orogénesis andina sucedió en el Santoniano y afectó la región de la costa actual. Luego, en algún tiempo, entre el Santoniano y el Terciario inferior una segunda etapa orogénica afectó la región general de las cordilleras Occidental y Central, abarcando el área de Pataz. Este tectonismo se debió a una fuerte compresión lateral dirigida hacia el NE y E.

Intrusión de plutones ácidos en el Eoterciario

Después del plegamiento principal hubo un episodio de intrusión que dió como resultado principal el emplazamiento del batolito granodiorítico de Pataz-Paracoy-Buldibuyo. La intrusión probablemente ocurrió en el Eoceno y no obstante el tamaño del cuerpo intrusivo, hay muy poco metamorfismo asociado con él. Tampoco hay evidencias que sugieran que el magma afectó estructuralment a las rocas encajonantes.

La región continuó experimentando erosión durante y después del episodio de intrusión. La Cordillera Central perdió la mayor parte de su cubierta sedimentaria y la denudación alcanzó a descubrir las rocas del basamento metamórfico y del intrusivo granodiorítico. Aproximadamente a fines del Eoterciario la región quedó reducida a una superficie de poco relieve

(superficie Puna), y a una altura más baja que su situación actual.

Volcanismo del Eoterciario o Mesoterciario

En algún tiempo hacia el fín del Eoterciario o Mesoterciario, hubo una etapa de volcanismo piroclásticos que afectó a grandes áreas de la Cordillera Central, aparentemente esta actividad no se desarrolló en la Cordillera Occidental situada dentro del cuadrángulo. Sobre la superficie de erosión ya indicada se acumuló un grosor notable de bancos de piroclásticos de composición dacítica y andesítica.

Levantamiento pliocénico y desarrollo de las principales unidades geográficas

Petersen (1958) concluye, después de una consideración de todos los datos pertinentes, que la región andina quedó a una elevación bastante modesta durante una gran parte del Terciario, y es sólo desde el Plioceno que la región empieza a subir a su nivel actual por medio de "warping" y fallamiento normal. En el caso particular del cuadrángulo de Pataz parece que hubo una reactivación de fallas antiguas, y que estos movimientos produjeron las divisiones geográficas que se nota actualmente.

Las dos cordilleras sufrieron un fuerte levantamiento que dió más poder erosivo a los ríos, los cuales comenzaron a destruir la antigua superficie de erosión de poco relieve (superficie Puna). Este proceso ha seguido hasta el presente y ha originado la topografía accidentada que caracteriza la región.

El orígen del valle del río Marañón presenta un problema interesante, que consiste en determinar la importancia de la erosión fluvial y movimientos tectónicos en la profundización del valle. El río sigue, por lo menos en parte, una faja hundida en la cual afloran sedimentos mesozoicos y paleozoicos. Por razones estructurales se supone que durante el levantamiento pliocénico la Cordillera Occidental y la Cordillera Central subieron bruscamente, pero la zona intermedia quedó cerca a su elevación anterior. Así el valle del Marañón es en parte una cuenca tectónica, y podría ser que el tectonismo haya jugado un mayor papel que la erosión en su formación. Sin embargo, no hay que olvidar que el presente estudio trata de una pequeñísima parte de ese valle tan grande, y que estamos todavía lejos de poder hacer una explicación general sobre su orígen.

Glaciación cuaternaria

Durante el Pleistoceno el área de Pataz sufrió una glaciación de tipo alpino al igual que en un parte de la región andina. Los depósitos glaciáricos y formas típicas de erosión glaciar son comunes en las partes altas de las cordilleras. El límite inferior de la glaciación estuvo aproximadamente a 3,600 m.s.n.m.

BIBLIOGRAFIA

Benavides V. 1956 "Cretaceous System in Northern Perú" Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. Vol. 108. art. 4, pp. 353-494

Kents, P. 1956 "Reconocimiento geológico de la región del Alto Marañón" Bol. Geol. Soc. Perú, Tomo 30 pp. 211-216.

Kummel, B. 1950 "Stratigraphic Studies in Northern Perú", Amer., Jour., Soc. Vol. 248, pp 249-263

Newell, N.D., and Tafur, II. A. 1943 "Ordovícico Fosilífero en la Selva Oriental del Perú" Bol. Soc. Geol. Perú, Tomo XIV, pp. 5-16

Newell N.D., Chronic. J., and Roberts, T. G. 1953 "Upper Paleozoic of Perú", Mem. Geol. Soc. Amerc., No. 36, 111 pp.

Stappenbeck, R. 1924 "Das Chicamatal in Nordperu, Gasell, Erdkuns, Berlin, pp. 1- 12.

Tarnaviescki, M. C. 1936 "Geografía económica y minera de la Provincia de Pataz", Bol. Soc. Geograf. Peru. Tomo XLII

Wilson J. J. 1963 "Cretaceous Stratigraphy of Central Andes of Perú", Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. vol. 47, No. 1, pp. 1-34

INDICE ESTRATIGRAFICO

Las ubicaciones de las secciones estratigráficas medidas están indicadas en el plano geológico con números romanos.

Sección I

Ubicada en la margen derecha de la quebrada de Condomarca, aproximadamente a 2,5 Km. de su confluencia con el río Marañón.

Formación Rosa

Areniscas, limolitas y conglomerados rojos, friables, con estratificación lenticular ..... 100 m.

Discordancia

Formación Crisnejas

Calizas y margas, grisáceas y amarillentes, en capas delgadas ..... 95 m.

Discordancia

Formación Goyllarisquizga

Arenisca marrón, grisácea, blanca o rojiza, de grano grueso a conglomerádica, friable, en capas medianas a gruesas y con estratificación cruzada proveniente del Este ..... 130 m.

Discordancia ligeramente andular

Grupo Pucará

Caliza y lutita negra, fétida, en capas delgadas y con pequeños lentes de sílice negro. Contiene Arietites ..... 320 m.

Discordancia

Caliza grisácea con nódulos de sílice blanco, en bancos gruesos. Contiene Pseudomonites ..... 140 m.

Discordancia erosional

Grupo Mitu Arenisca feldespática y lutita roja oscura, en capas medianas..... 80 m.

Conglomerado macizo de guijarros, rojo negruzco ..... 15 m.

Discordancia erosional

Grupo Copacabana

Caliza conchífera, arenisca calcárea, lutitas, gris amarillentas, en capas delgadas, contiene microfósiles y fragmentos de crinoides, corales, Spirifer y Productus..... 125 m.

Sección II

Queda al Sureste de Calemar, en la margen derecha del río Marañón

Formación Rosa

Areniscas y conglomerados rojos, friables, con estratificación lenticular ..... 50 m.

Discordancia

Formación Crisnejas

Calizas y lutitas, gris amarillentas, en capas delgadas ..... 45 m.

Discordancia

Formación Goyllarisquizga

Areniscas grisáceas, de grano grueso, friable ..... 105 m.

Grupo Pucará

Caliza gris en bancos gruesos y con nodulos de sílice blanca ..... 45 m.

Arenisca y conglomerado calcáreo, gris, en capas medianas..... 12 m.

Discordancia

Granito rojizo erosionado

Sección III

Queda a 3 Km. al Noroeste de la Hda. Llautobamba

Formación Crisnejas

Caliza en capas delgadas y con intercalaciones de lutitas ..... 75 m.

Marga y lutita calcárea, crema y amarillento claro, en capas delgadas ..... 60 m.

Formación Goyllarisquizga

Arenisca blanca de grano medio a grueso, en bancos y con estratificación cruzada proveniente del Este ..... 25 m.

Arenisca rojiza, en capas delgadas ..... 4 m.

Arenisca blanca, de grano medio a grueso, en bancos ..... 18 m.

Arenisca grisácea, con manchas limoníticas, y rojiza, en capas medianas a delgadas y con intercalaciones de lutitas ..... 95 m.

Discordancia

Grupo Pucará

Caliza gris oscura en capas delgadas ..... 60 m.

Caliza gris maciza, con nódulos de sílice blanca ..... 225 m.

Discordancia ligeramente angular

Grupo Mitu

Arenisca feldespática, roja bien oscura, en capas medianas, con intercalaciones de conglomerados de guijarros de andesita púrpura ..... 180 m.

Discordancia

Grupo Ambo

Areniscas y lutitas gris verdodas en capas medianas a delgadas, con intercalaciones de conglomerado duro y macizo en la base ..... 210 m.

Discordancia

Complejo del Marañón

Micaesquisto gris verdoso, con vetas de cuarzo

Sección IV

Queda a un kilómetro al Norte de Molino Viejo

Grupo Pulluicana

Caliza gris conchífera, en capas medianas a delgadas ..... 200 m.

Discordancia

Formación Rosa

Conglomerado de caliza, con cantos hasta de 30 cm. e intercalaciones de lutita rosada ..... 45 m.

Discordancia

Formación Crisnejas

Caliza y marga, amarillentas, blanca en capas delgadas ..... 95 m.

Discordancia

Formación Goyllarisquizga

Arenisca blanca y roja, moteada, de grano grueso, en capas medianas a gruesas ..... 80 m.

Discordancia

Grupo Pucará

Caliza gris, en bancos gruesos con nódulos de sílice blanca ..... 210 m.

Discordancia

Grupo Ambo

Arenisca y limolita, rojizas, en capas delgadas a medianas ..... 150 m.

Falla

Sección V

Queda aproximadamente a 2 Km. al noreste de Chagual

Formación Rosa

Arenisca y limolita roja, blanda en capas delgadas. Cubierta ..... 200 m.

Discordancia

Formación Crisnejas

Caliza arenosa, grisácea en capas medianas a gruesas ..... 25 m.

Caliza y marga, grisácea y amarillenta, en capas delgadas..... 170 m.

Discordancia

Formación Goyllarisquizga

Arenisca blanca y marrón, de grano grueso a conglomerádico en capas medianas..... 85 m.

Discordancia angular

Grupo Copacabana

Caliza, aarenisca calcárea y lutitas gris amarillentas, en capas delgadas, con discos de crinoides, Productus y corales.

Se encuentran intercalaciones de conglomerado, y conglomerado intraformacional 325 m.

Sección VI

Queda en la margen derecha de la quebrada Olichoco a 4 Km. al Oeste de El Pallar. S.^{ep}

Formación Chulec

Caliza, marga y lutita calcárea, grisáceas, en capas delgadas

Formación Inca

Arenisca, lutita y caliza, anaranjadas y amarillentas general mente limolítica, en capas delgadas, abundantes moldes de Pterotrigonia, y Buchotrigonia ..... 500 m.

Discordancia

Formación Farrat

Cuarcita blanca en capas medianas y con intercalaciones de lutita rojiza ..... 270 m.

Formación Carhuaz

Arenisca, limolita, en capas delgadas a medianas y lutitas de colores marrón, rojizo o verdoso ..... 600 m.

Formación Santa

Lutita y caliza gris oscura, en capas delgadas, con abundante Paraglaconia ..... 300 m.

Formación Chimú

Cuarcita blanca en bancos gruesos y con intercalaciones delgadas de lutita negra ..... 220 m.

Formación Chicama

Lutita negra, en capas delgadas