

REPÚBLICA DEL PERÚ
MINISTERIO DE ENERGÍA Y MINAS
DIRECCIÓN GENERAL DE MINERÍA

SERVICIO DE GEOLOGÍA Y MINERÍA

BOLETÍN N° 25

GEOLOGÍA DE LOS CUADRÁNGULOS DE OCONGATE Y SICUANI

Por

Etienne Audebaud



ABRIL 1973

Editada por el Servicio de Geología y Minería

LIMA - PERÚ

GRAL. EP. JORGE FERNANDEZ MALDONADO S.
Ministro de Energía y Minas,

ING. DAVID BALLON VERA
Director General de Minería

ING. ELEODORO BELLIDO BRAVO
Director del Servicio de Geología y Minería

Contenido

RESUMEN	1
INTRODUCCION	3
Ubicación	3
Acceso	3
Base topográfica empleada	5
Método y duración del trabajo de campo	6
Estudios Anteriores	6
GEOGRAFIA	7
Cordillera Occidental	7
Cordillera Oriental	7
Nudo de Vilcanota	8
Valle del Vilcanota	8
GEOMORFOLOGIA	9
Dominio Nororiental	9
Dominio Suroeste	13
Dominio Intermedio	14
ESTRATIGRAFIA	15
Paleozoico inferior	15
Grupo Ambo	18
Grupos Tarma y Copacabana	19
Grupo Mítu	23
Formación Muni	26
Formación Huancané	27
Formación Moho	28
Formación Hanchipacha	33
Formación Chilca	35
Formaciones Cotocucho-Muñani	36
Grupo Puno (Miembro inferior)	36

Conglomerado Paruro	37
Volcánico de Quenamari	40
Depósitos lacustres de la cubeta de Yauri	41
Morrenas y fluvioglaciares	41
Eluviones	43
Aluviones	44
Volcánico Quimsachata	44
Travertinos	45
Travertinos asociados a fuentes termominerales.	45
Travertinos asociados a circulaciones de aguas.	46
ROCAS INTRUSIVAS	47
Intrusiones plutónicas	47
Zona Noreste de los granitos alcalinos potásicos ó calco-alcalinos y granodioritas porfíricas.-	47
Microgranitos calco-alcalinos y dacitas-sienitas calco-alcalinas.-	50
Intrusiones granodioríticas o monzoníticas del Oeste.-	51
Hipabisales y periplutónicos asociados.-	52
METAMORFISMO	55
TECTONICA	57
Zona Suroeste	59
Zona Anticlinal del Vilcanota	59
Zona del Sinclinorio Cretáceo	61
Tectónica Paleozoica	65
GEOLOGIA MINERA	67
Sustancias metálicas	67
Zona Sureste .-	67
Zona Norte de Ocongate	67
Zona Suroeste de Checca	68
Zona Central del sinclinal terciario de Hercca.....	68
Zona central del sinclinorio cretáceo	68
Zona aurífera	69
Sustancias no metálicas	69
Yeso y sal	69
Arcillas	70
Petróleo.....	70
Fuentes termominerales	70
Otras sustancias	71

GEOLOGIA APLICADA A OBRAS DE

INGENIERIA CIVIL Y A RECURSOS HIDRICOS	73
Carreteras	73
Represas	73
GEOLOGIA HISTORICA	75
BIBLIOGRAFIA	79

RESUMEN

Los cuadrángulos de Ocongate y Sicuani abarcan parte de la Cordillera Oriental y del Valle del Vilcanota, al Este-Sureste de la ciudad del Cuzco. La columna estratigráfica predominantemente continental, comprende unidades desde el Paleozoico inferior hasta el Cuaternario.

Las incursiones marinas han debido ser siempre relativamente fugaces (esencialmente Ayabacas y Copacabana) esto es, sin considerar los depósitos de los mares del precarbonífero.

Se han distinguido dos zonas paleogeográficas y tectónicas, separadas por el valle del Vilcanota.

- 1.- Una zona SW monótona (Cordillera Occidental), donde los depósitos del Terciario, afectados por una tectónica simple, reposan sobre los del Cretáceo.
- 2.- Una zona NE (Cordillera Oriental), donde las unidades del Cretáceo, predominantemente continentales, se repliegan en un gran sinclinorio con una tectónica plástica. Por debajo, el zócalo paleozoico, en parte metamorfizado y atravesado por intrusiones de edad imprecisa, posee una tectónica que todavía no ha sido interpretada del todo.

Entre las dos, se halla el valle del Vilcanota constituyendo una zona muy estrecha, generalmente de estructura anticlinal y fallada.

Diversas fases tectónicas han afectado estos terrenos, así se tiene:

- Una (o varias?) fase precarbonífera aún poco estudiada.
- Una fase del permiano medio, importante, sobre todo por sus consecuencias paleogeográficas.
- Una fase nevadiana (local e hipotética)
- Una fase del Cretáceo medio (movimientos precursores).
- Una fase principal del Cretáceo superior a Terciario inferior
- Una o varias fases terciarias
- Un levantamiento general Plio-Pleistoceno

INTRODUCCION

Este trabajo ha sido desarrollado dentro del plan del levantamiento sistemático de la Carta Geológica Nacional, a la escala 1:100,000, iniciado por la Comisión Carta Geológica Nacional y en actual ejecución por el Servicio de Geología y Minería.

Ubicación

Los cuadrángulos de Ocongate y Sicuani cubren aproximadamente 6,000 km², comprendidos dentro de las provincias de Canchis, Quispicanchis y Canas del departamento del Cuzco. (Fig. N° 1).

El área está delimitada por los paralelos y meridianos siguientes :

13° 30' - 14° 30'	de latitud Sur
71° 00' - 71° 30'	Longitud Oeste

Acceso

El acceso al área del presente informe se realiza por las vías siguientes :

Carreteras afirmadas utilizables durante todo el año :

- Puno-Cuzco, pasa por Sicuani, siguiendo el valle del Vilcanota entre Chuquicahuana y el Paso de La Raya (SE-NW)
- Layo, pasando por Langui, Yanaoca y Pomacanchi.
- Acomayo, con sus ramales a Combapata y Chuquicahuana; ella bordea los lagos situados al Suroeste del valle Vilcanota, Sicuani-Descanso-Yauri.
- Urcos, Ccatca, Abra de Hualla – Hualla, Marcapata y Quincemil con sus ramales de Ccatca, Huambutio y Oropesa.



Fig. 1. - Ubicación de los Cuadrángulos Ocongate y Sicuani

Mientras que la parte Noreste del cuadrángulo de Sicuani y Este del de Ocongate, son accesibles solamente a pie y a caballo; la mitad Suroeste del de Sicuani, posee una red de trochas utilizables solamente durante la estación seca.

En la margen derecha del valle del Vilcanota se puede citar las siguientes trochas de penetración, generalmente con fuertes pendientes:

- Trocha San Miguel – Hda. Tañihua hasta Nuñoa.
- Trocha Sicuani – Uyurmiri – Santa Bárbara, con una longitud de 10 km. (parte de la carretera proyectada a Marcapata).
- Trocha Combapata – Opina, algo estrecha pero permite un fácil acceso de 6 km.
- Trocha Checacupe – Pitumarca, con una longitud de 6 km.
- Trocha Cusipata – Tendencia, con 4 km de recorrido.

En la margen izquierda del valle del Vilcanota, existen de Norte a Sur las trochas siguientes :

- Trocha de acceso a Mosollacta.
- Trocha de Quehue con un ramal que pasa por Totorane (proyecto para empalmar con la carretera a Santo Tomás).
- Trocha El Descanso a Checca y de Checca a la carretera de Yauri, a la altura de Quillacacca.

Base topográfica empleada

Para el cuadrángulo de Sicuani y la parte Suroeste del de Ocongate, se ha utilizado una ampliación fotográfica hecha en base a las hojas de Sicuani, Acomayo, Macarí y Cuzco levantadas por el Instituto Geográfico Militar (1:200,000).

En la parte Noroeste del cuadrángulo de Ocongate se ha empleado un mosaico de fotografías aéreas aproximadamente a la escala 1:40,000, sin control geodésico; mientras que algunos valles troncales que descienden hacia la Selva, se han trazado solamente mediante el empleo de brújula y telémetro (zona de Japo y Marcapata). Dos perfiles con radar (radar vertical) han permitido plotear algunas alturas sobre dicha zona.

Es necesario indicar, que debido a la escala de las hojas del Instituto Geográfico Militar, para la finalidad de nuestro trabajo ha sido necesario hacer algunas correcciones en la hoja de Sicuani; y en la de Ocongate se ha hecho una modificación de las curvas de nivel en ciertas zonas (Sur de Sibinacocha y lagos de Pucacocha).

Método y duración del trabajo de campo

En la hoja de Sicuani el trabajo de campo ha sido ejecutado en 187 días entre 1963 y 1964 (203 días con los viajes); y en la de Ocongate en 117 días en 1965. Posteriormente, el suscrito efectuó revisiones de algunos lugares problemáticos, realizando la última en el segundo semestre del año 1970.

Todos los datos de campo fueron marcados sobre fotografías aéreas, de las cuales se pasaron a los cuadrángulos a la escala 1:100,000.

En las labores de campo colaboraron con el suscrito los Ings. Víctor Pecho y Luis Vargas V. En los cuadrángulos de Ocongate y Sicuani respectivamente.

La supervisión estuvo a cargo del Ing. Salvador Mendivil E., Supervisor Regional del Servicio de Geología y Minería

Estudios Anteriores

Entre los estudios de esta zona, se tiene el de J. La Cruz a la escala 1:200,000 (Comisión Carta Geológica Nacional); el de E. Maldonado (1918) en un tramo del valle del Vilcanota, entre Sicuani y La Raya; 2 tesis inéditas de la Universidad de Arequipa y un reconocimiento sobre la carretera de Urcos a Quincemil (V. Oppenheim, 1946).

A su vez, debe tenerse presente que varios geólogos han hecho trabajos con fines específicos, tales como N. Newell (secciones en el Paleozoico superior del Perú); C. Dumbar y N. Newell (sección del Paleozoico en Sicuani); J. Douglas (Sección Sicuani-Marcapata).

El área materia de este informe con 6,050 km², más o menos, es muy accidentada y heterogénea, hallándose entre 3,400 y 6,300 metros de altitud al SE del Cuzco. Ella comprende 4 unidades geográficas principales :

- Cordillera Occidental;
- Valle del Vilcanota;
- Cordillera Oriental; y
- Nudo del Vilcanota

Cordillera Occidental

Esta unidad está representada por los contrafuertes orientales de la Cordillera Occidental que alcanzan altitudes de 4,500 a 4,900 metros, hallándose intensamente afectados por los afluentes del Alto Apurímac y los del Vilcanota, sin ofrecer obstáculos difíciles de franquear, aparte del cañón del Apurímac.

Prácticamente las rocas del Terciario y algunas del Cretáceo son las únicas que conforman esta unidad.

Cordillera Oriental

Sus cumbres se encuentran a una altura de 4,900 a 5,400 m., pero algunas líneas de crestas se elevan hasta 6,300 m. (Auzangate y Collangate). Esta Cordillera separa la cubeta del Vilcanota (al Oeste) de la del Madre de Dios (al Noreste).

Un factor que caracteriza a esta unidad, es la abundancia de las rocas intrusivas en los niveles antiguos, tales como los del Permo Cretáceo y sobre todo del Paleozoico inferior.

Nudo de Vilcanota

Convencionalmente se denomina así al lugar en que se considera la unión de las Cordilleras Oriental y Occidental (5,500 m.), las cuales a partir de dicho punto limitan al valle del Vilcanota hacia el Noroeste y a las nacientes de los valles del Lago Titicaca al Sureste.

Valle del Vilcanota

Este valle tiene su origen en el abra de La Raya (4,318 m.) y su eje posee una dirección Noroeste hasta salir del área de estudio a la altura de Chuquicahuana (3,390 m.).

GEOMORFOLOGIA

El río Vilcanota drena tres cuartas partes del área materia de este informe, y la restante lo hacen el río Apurímac al SO, el río Tinki o Mapuchu al Norte y el río Araza o Marcapata al NE.

Dicho río Vilcanota define una edad geomorfológica especial que separa los dominios Noreste (puna montañosa y cordillera) y Suroeste (puna montañosa y altiplano con muchas depresiones). Ver Figura N° 2.

Dominio Nororiental

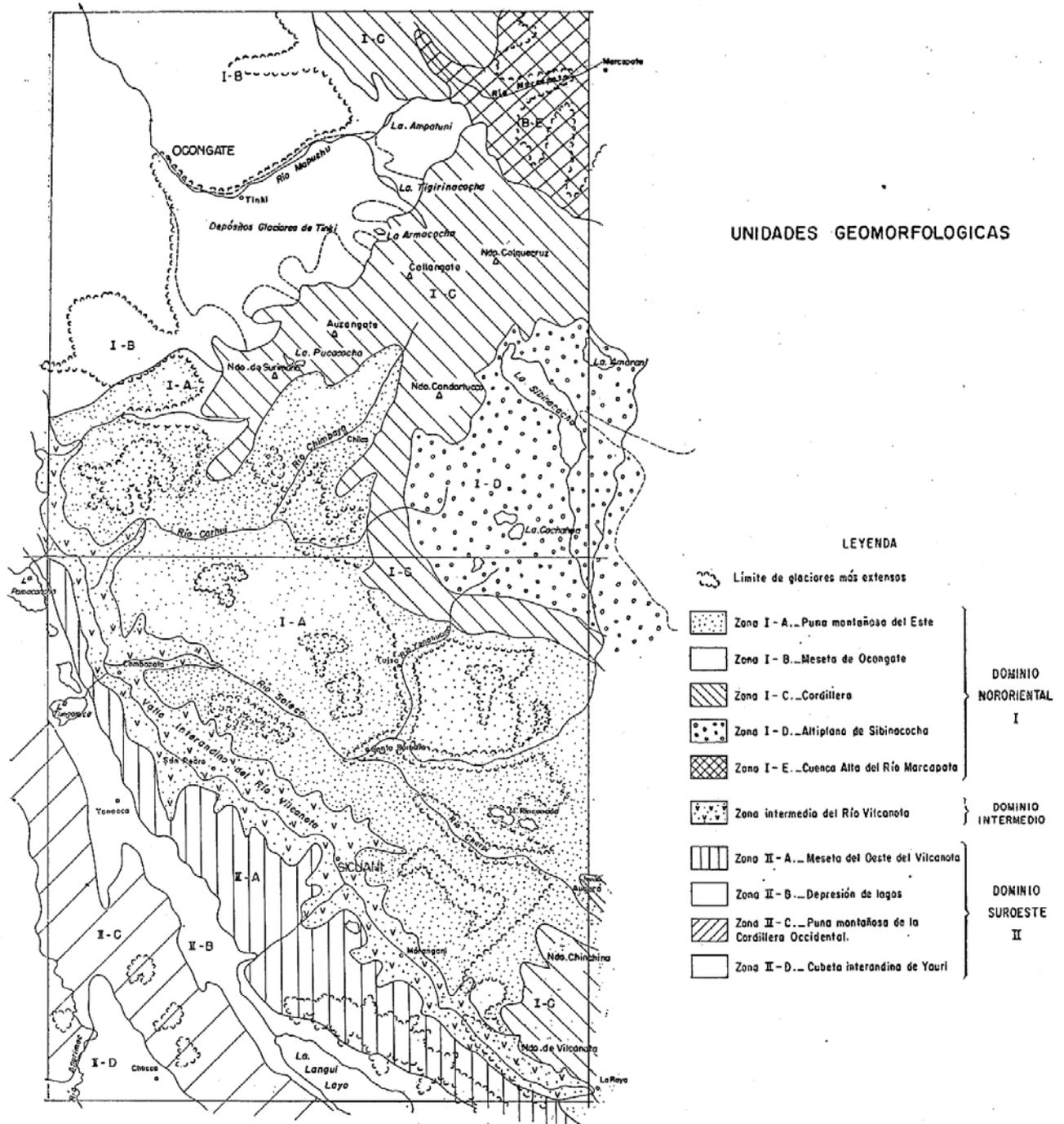
Comprende, a partir del Vilcanota, las unidades siguientes :

Unidad A .- Puna montañosa al Noreste de Sicuani. Ella ocupa un sinclinorio de sedimentos cretáceos y por todos sus lados está delimitada por líneas de crestas del grupo Mitu, las cuales hacia el Noreste se eleva progresivamente desde 4400-4600 m. hasta 5000-5200 m. (Cordillera del Ahuaycate Gioharcane, etc.). La disposición de dichas cumbres hacen pensar en una antigua superficie (pre-Sillapaca o Pre-Tacaza?) afecta profundamente por la erosión glacial y post-glacial, que a su vez, parece ser la continuación de la superficie conservada bajo las ignimbritas de la Meseta de Quenamari.

Aparte de este conjunto de cumbres, se presentan algunas cordilleras aisladas (Aucara, Chinchina, Auquisa), las cuales han sido esculpidas por los glaciares en rocas del grupo Mitu o de la formación Huancané. Por el contrario, el miembro Moho inferior forma vastas depresiones interiores con colinas suaves, bajas y cubiertas de aluviones.

Existe una gran cobertura aluvial y eluvial en las partes bajas, disminuyendo rápidamente hacia las partes más altas, a pesar de la débil inclinación general de las pendientes.

Los caudales de los numerosos riachuelos disminuyen ostensiblemente en las estaciones secas, pero en los períodos de lluvias han originado amplios abanicos aluviales aunque sin cubrir grandes distancias.



Los ríos Chalpi y Salcca colectan las aguas de esta área hacia el Vilcanota, habiendo formado, entre otros, los cañones de Cayculuma dentro del grupo Mitu.

Esta extensa red hidrográfica es seguramente antigua y sobreimpuesta. El geógrafo Olivier Dolfuss (comunicación oral) supone a esta “Surimposition” como debida al efecto de movimientos Pliocuaternarios o actuales localizados en ciertas áreas y durante tiempos limitados. Así también, se explicaría la ausencia de las morrenas del Cuaternario antiguo en estas mismas zonas.

Los ríos Carhui al Norte y Ullucane al Sur, descienden directamente al Vilcanota. Solo el río Carhui ha formado profundas gargantas en ciertos niveles de la formación Huancané (aguas arriba y abajo de la Hda. Rata) y en algunos horizontes de travertinos (Uchullujllo).

Unidad B .- Meseta de Ocongate y depósito de piedemonte de Tinki. Al Norte de la Cordillera de Auzangate las cumbres son muy suaves, hallándose cubiertas de aluviones, excepto en la Cordillera de Ayacachi ha sido rejuvenecida por la erosión glaciár, lo que ha dado lugar a una inmensa penillanura monótona entre 4,000 y 4,800 m. de altitud.

Las profundas gargantas que se hallan circunscritas al valle del río Mapuchu y sus afluentes, cortan relieves suaves que los antiguos glaciares, por la falta de alimentación desde una cordillera elevada, no han podido rejuvenecer.

Al Sur de Ocongate y Tinki la acumulación de morrenas y fluvio-glaciares han formado una gran superficie de piedemonte inclinada 6 a 8%, la cual ha sido cortada por los últimos avances de los glaciares y los torrentes.

El drenaje es dendrítico y los valles tienen el mismo perfil transversal que el que se describirá para el del Vilcanota.

Unidad C.- Las Cordilleras. Las formas y altitudes de estas cordilleras son muy variables, dependiendo de las rocas constituyentes y de su orientación con relación a los agentes de erosión que las atacan. Se han distinguido cuatro tipos, a saber: las Cordilleras bajas en las rocas del Paleozoico inferior (Ayacachi), las muy elevadas cortadas en intrusivos o en el grupo Mitu (Auzangate), las Cordilleras longitudinales con perfil transversal disimétrico de orientación NO-SE (Ayacachi), y las transversales con corte simétrico orientadas en sentido E-O (Auzangate).

En todos los casos de erosión glaciár predominan hermosos valles en artesa cuyos umbrales han dado lugar a la formación de numerosas lagunas (Pistacocha, Pucacocha y Ampatuni) enclavadas en los nevados; existiendo además, enormes aparatos morrénicos (morrenas de Tigrinacocha de 4 km de longitud).

Unidad D.- Altiplano de Sibinacocha. Esta depresión intramontañosa, excavada en el Paleozoico inferior, presenta una superficie glacial aborregada bien conservada, porque ha sido detenida la erosión regresiva de los ríos Salcca y Carhuai por la barrera que forman las rocas del grupo Mitu.

Las morrenas que se hallan distribuidas en esta unidad, son de dos tipos: morrenas de fondo del antiguo inlandsis del Quenamari, que se extendían hasta las barreras constituidas por el grupo Mitu de la Unidad C; y morrenas laterales de los últimos glaciares de tipo montañoso, que cortan las morrenas y fluvioglaciares más antiguos. En dichas morrenas se encuentran diseminadas numerosas lagunas (Sibinacocha, de más de 10 km de longitud a 4,940 m. de altitud) y bofedales.

Unidad E.- Cuenca del Alto Madre de Dios (río Marcapata). Las unidades C y D están cortadas, hacia el Este, por pendientes muy abruptas que dan a la Cordillera Oriental su perfil disimétrico; debiéndose ello al nivel de base, que es mucho más bajo al Este que al Oeste por las fallas que limitan la cuenca amazónica subsidente; así como, a la mayor resistencia a la erosión de los terrenos metamórficos e intrusivos del Este y a las precipitaciones más abundantes al Este que al Oeste.

Este tipo de erosión que se halla acompañado de grandes deslizamientos de terrenos, donde los valles tienen un perfil longitudinal con fuertes pendientes (río Marcapata) y conservan sus perfiles transversales en U en sus cursos superiores.

En resumen, todas estas unidades al estado de madurez, salvo la E y C han tenido relaciones con antiguas superficies de erosión, más o menos disectadas por la erosión glacial. En muchos lugares el factor orográfico del grupo Mitu ha sido importante en la constitución de líneas de barreras que controlaron la erosión regresiva de las redes hidrográficas.

Generalizando, se puede decir que la mayoría de los valles tienen un perfil longitudinal con convexidad hacia arriba en las vertientes, y con relleno aluvial o sin él, según se encuentren en una zona protegida o no de la erosión regresiva, resumiéndose su evolución de la manera siguiente :

- Un socavamiento seguido de un período estacionario y/o relleno aluvial
- Crecientes glaciares con un nuevo socavamiento y aluvionamiento durante los retrocesos glaciares por erosión de las morrenas (terrazas aguas arriba de Ocongate).
- Inicio del socavamiento actual (terrazas actuales de Combapata).

Dominio Suroeste

También en este dominio, las rocas del grupo Mitu han servido de barrera contra la erosión de los afluentes del Vilcanota, y en el se han considerado hacia el Suroeste las unidades siguientes :

Unidad A .- Corresponde al borde Suroeste del anticlinal del Vilcanota, que en la parte Norte corta al grupo Mitu, y al Sur a las rocas del Terciario cuyas cumbres alcanzan de 4,500 a 5,100 m. de altitud; predominando en ambos casos las areniscas, lo que ha dado lugar a un drenaje rectangular.

Los desagües de los lagos de la Unidad B han formado cañones cortos y de gran pendiente, cuyas laderas cubiertas de travertinos, son testigos de antiguos niveles de erosión.

Unidad B .- Depresión de las lagunas. Una serie de lagos (Langui-Layo, Tungasuca y Pomacanchi) ocupa una depresión alargada y paralela al río Vilcanota, debido a la disposición estratigráfica (Moho es poco resistente) y tectónica (grabens), con fallas y texturas que limitan sus bordes.

La cobertura aluvial continúa en las colinas suaves constituidas por gravas y aluviones variados, existiendo también morrenas que provienen de la cordillera de Pauca.

Unidad C .- Puna montañosa de la Cordillera Occidental. En la parte Suroeste del cuadrángulo de Sicuani, se encuentra esta unidad constituida, en parte occidental, por grupo Mitu cubierto por masas rocosas irregulares del Cretáceo superior y Terciario; y en la oriental, por rocas del Terciario, que forman superficies a manera de estepas con una flora consistente principalmente de "Ichu".

Las cabeceras del cañón epigénico del Apurímac o las gargantas del río Checca, son los únicos elementos que hacen variar la monotonía de esta unidad sin relieves, ni forma específica definidas, cubierta de abundantes aluviones.

Unidad D .- Cubeta interandina de Yauri. Esta unidad se halla al Oeste de la "C" y está constituida por una zona de piedemonte Plio-cuaternario que termina en las gargantas profundas del río Apurímac, el que, debido a los depósitos lacustres, ha migrado hacia el Oeste cavando su lecho sobre el volcánico Tacaza.

Cerca de Quishuarani se expone una superficie antigua integrada por aluviones y cenizas cuaternarias.

Dominio Intermedio

Este dominio está constituido por el valle interandino del río Vilcanota. Tiene una pendiente promedio de 6%, sin mayor encajonamiento, pues las inclinaciones de sus laderas son suaves y algo convexas, estando cultivadas hasta una altitud de más de 4,000 m. (andenes típicos).

Los aluviones presentes, indican la existencia de antiguas lagunas (Laguna Lisson de Maldonado, cerca de Sicuani); y por otro lado, las barreras de lavas entre Cuzco y Urcos, además de desviar el Huatanay, han protegido de la erosión al curso superior del Vilcanota.

Actualmente, el socavamiento es incipiente en las terrazas de 10 a 30 m., así como a lo largo de los ríos (Combapata) y de los innumerables arroyos y quebradas labradas por la erosión antrópica a través de los andenes abandonados.

ESTRATIGRAFIA

Paleozoico inferior

Pizarras, areniscas y cuarcitas, en su mayor parte azoicas, se presentan en una gran extensión y forman el zócalo de toda la Cordillera Oriental, conformando depresiones, colinas bajas, mesetas y Cordilleras altas (Ayacachi). Eluviones variados (brechas arcillosas de pendiente y flujo de soliflucción) mezclados con morrenas antiguas o aluviones, cubren todas las laderas con una alteración profunda.

La tectónica compleja, hace que la estratigrafía sea poco descifrable, cuyos niveles juegan el papel de un “zócalo plástico” respecto a terrenos más recientes.

El estudio del Paleozoico se impone por sus posibilidades económicas y su gran extensión geográfica.

Dentro de este conjunto litológico se han considerado tres miembros principales que son :

- Los esquistos y cuarcitas del miembro inferior
- El flysch devoniano inferior y medio
- La serie de Ocongate

Miembro Inferior.- Por diferentes partes, tales como la laguna Sibinacocha, Checacupe, Pitumarca y Urcos, se han encontrado estos niveles azoicos de lutitas pizarrosas azul-negras, a menudo micáceas y por intemperismo gris azuladas, alternando con cuarcitas blancas, muy finas y por intemperismo grises.

Esta serie muy replegada en detalle, presenta de una a tres esquistosidades cortando los bancos.

Las cuarcitas poseen diaclasas recristalizadas y micropliegues variables. Los esquistos tienen una disyunción en “lápices” característica. Numerosos filones básicos o ácidos (espilitas del Nudo de Vilcanota) cortan desordenadamente a dichos bancos.

Las cuarcitas en bancos gruesos pueden alcanzar 50 a 100 metros de grosor y simulan a la formación Huancané. Las capas de 5 y 10 cm. a 1 m. de grosor, unidas o no, están a veces acompañadas de areniscas grises o verdosas, con pátina amarillentas y en algunos casos son micáceas (Antonio Pampa). Algunos horizontes están compuestos de lutitas oscuras acumuladas en grandes volúmenes con o sin cuarcitas.

Esta serie alcanza 1,000 m. de grosor y se caracteriza por la ausencia de fósiles. Las únicas trazas identificables se encontraron al Norte del Nevado del Inca, en la superficie de los bancos de cuarcitas correspondiendo a bilobites.

Esta serie, atribuida provisionalmente al Ordoviciano y Pre-Ordoviciano, fue incluida en la formación Hualla de Oppenheim, pero se piensa que es muy prematuro para designar formaciones en niveles cuya base y techo (erosionado) son desconocidos. En la parte oriental, estos niveles son metamórficos.

Miembro Flysh .- Aflora solamente en Maranganí y la Quebrada de Hercca; constituido por areniscas psamíticas en plaquetas de 1 a 5 cm., unidas o nó, formando bancos de 10 a 50 cm. y a veces de 1 m. de grosor; su color es verdoso, alternan con esquistos gris verdoso o azul negruzcos, en capas milimétricas o decimétricas, a menudo limolíticas y con contenido de materia carbonosa.

Estas rocas ricas en fierro toman colores amarillentos por alteración (limonita). En los esquistos existen fajas de cuarcitas verdosas o rosadas con 30 a 50 m. de grosor y en capas de 30 a 70 cm., cubiertas de ripple marks y con pátina gris.

Esta serie de unos 1,500 m. contiene fósiles marinos en sus partes inferiores y superiores (*Tropidoleptus carinatus*; *Sacaphocoelia bolivensis*, *Platyceras*, *Spirifer* y trazas de Anélidos), atribuidos al Devónico; aunque determinaciones más recientes asignan a estos fósiles al Paleozoico superior, dando la posibilidad de que estos niveles correspondan al Missisipiano inferior.

El paso a los conglomerados del grupo Ambo no ha sido observado, pero el contacto con el grupo Copacabana (capas a *Silvaseptopora*) se hace sin hiatus sedimentológico neto (Este de Maranganí), por lo que se puede suponer, de acuerdo con Newell, una continuidad en las condiciones de sedimentación entre el Devoniano y la base del Permiano, sin discordancias netas.

Estos niveles, no metamórficos y detríticos, tienen una esquistosidad mucho menos visible que los inferiores por lo que una de las tres esquistosidades ya indicadas podrían corresponder a una fase tectónica inmediatamente anterior al Devoniano (fase caledoniana?).

Serie Ocongate.- Corresponde a una parte de la serie Hualla de Oppenheim y no siempre es fácil distinguirla del resto del Paleozoico inferior. Está comprendida entre dos conjuntos de esquistos azulados, uno inferior mezclado con cuarcitas (Nudo del Inca y Urcos) y otro superior, tal como el que se observa en la Hacienda Ccapana.

Esta serie forma un enorme sinclinorio entre Ccatca al Oeste y Marcapata al Este, volviéndose metamórfica en este último lugar. En su parte más característica, forma un Flysch en bancos gruesos con pátina verdosa gris azulada, estriados paralelamente a la estratificación.

Los niveles limolíticos o muy finamente areniscosos tienen desde 1 mm. hasta 10 cm. de grosor (en general de 1 a 5 cm.), de color gris y por intemperismo gris verde o amarillento, micáceos o no, alternando con lutitas gris azul oscuro, micáceas y ligeramente limolíticas o no con un grosor similar.

Las capas arenosas son lenticulares, a menudo onduladas con nítidas microestratificaciones cruzadas al rango del mm. o cm. y pequeños “slumpings” o “graded-bedding” (en base a estos criterios de polaridad es que se ha determinado que esta serie es normal entre Ocongate y Ccapana). Están estriadas paralelamente a la estratificación y contienen láminas de orden en 1/10 mm. de argilitas y materias carbonosas.

En su parte superior, la serie pasa a lutitas micáceas gris azuladas, profundamente alteradas en arcillas blancas y cortadas por óxidos de fierro en múltiples vetillas de formas poligonales. Se intercalan estratos aislados de 1 a 10 cm. de lutitas limolíticas y a veces areniscas gris verdosas, así como pequeños filones básicos (Ccapana). Estos niveles se presentan en el valle de Mapuchu y al Noreste del cuadrángulo de Ocongate, pero también existen niveles análogos en la parte inferior del grupo Copacabana al Este de Quiquijana y Pitumarca.

Numerosos filones ácidos (Colla, carretera de Ccata y básicos Ccatca, Tinki, carretera del abra de Hualla Hualla) generalmente mineralizados, se presentan orientados más o menos paralelamente a una de las esquistosidades y plegados con ella, cortados a su vez por otras generaciones de inyecciones. En Palquilla, estas inyecciones básicas o ácidas (cuarzo) se produjeron en períodos diferentes y corresponden a rocas a menudo afaníticas, azuladas, verdosas o blancas.

La edad de esta serie se considera dentro del Paleozoico inferior; pero también, cabe la posibilidad que sea del Carbonífero inferior.

Grupo Ambo

Aflora irregularmente a lo largo del valle del Vilcanota y principalmente en los alrededores de Sicuani, formando colinas bajas con un relieve semejante al de las rocas del Paleozoico inferior.

Esta unidad se halla truncada por la tectónica y también por la erosión Pre-permiana, estimándose su grosor en 400 o 500 m. cerca de Sicuani y en algunas decenas de metros cerca de Combapata, cuyos contactos con las otras formaciones están fallados y no son muy conspicuos.

Consiste de aglomerados en la base (Foto N° 1), luego conglomerados y areniscas intercaladas con esquistos y finalmente alternancias de areniscas y esquistos.

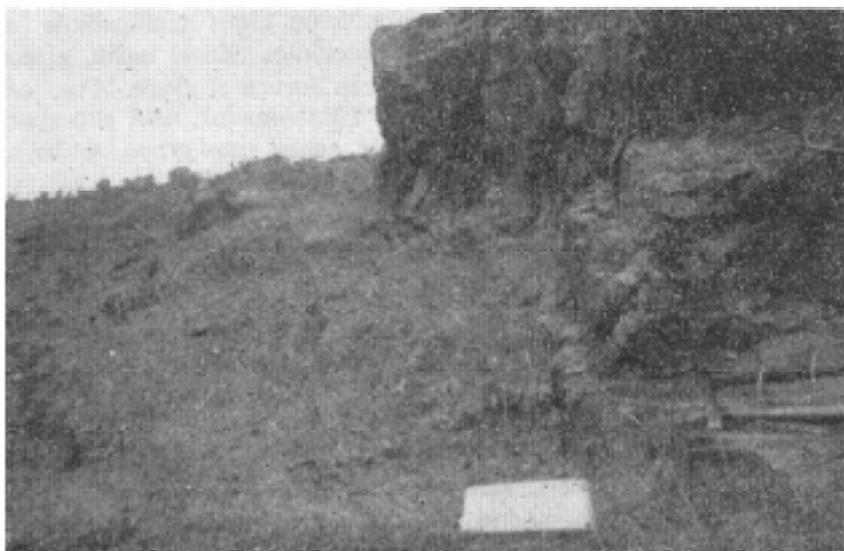


Foto No. 1.- Conglomerado basal de Ambo cortado por fallas horizontales. Estrias

Los conglomerados están constituidos por guijarros de cuarcitas blancas bien redondeados. También se encuentran elementos de gneis y granitos leucócratos testigos de una erosión pre-Ambo bastante considerable. Estos elementos tienen de 1 a 10 cm. de diámetro y están cementados por una matriz cuarcítica gruesa y muy compacta. El conglomerado de base tiene de 30 a 60 m. de grosor y comprende varios bancos gruesos.

Las areniscas gris claras, con pátina amarillenta, micáceas y con elementos esencialmente cuarzosos, tienen un grano medio a grueso. Ellas contienen en sus capas de 50 cm. de grosor algunos restos de troncos silicificados.

Los horizontes esquistosos, azulados a gris oscuro, son muy fosilíferos y cuyos restos de plantas son poco determinables pero evidentemente corresponden al carbonífero.

En la parte superior de esta unidad, se intercalan areniscas esquistosas azul oscuro, carbonosas y micáceas con esquistos a menudo limolíticos.

Las areniscas rellenan huecos cónicos de 1 a 3 cm. de diámetro, ocasionados por las burbujas al reventar en la superficie de los pantanos.

En el cerro Pucura y San Felipe, el contacto del conglomerado de base con el grupo Cabanillas tiene una apariencia sub-concordante o hasta discordante, pudiendo ser también un hiato acompañado de erosión y posteriormente de disarmonía tectónica. En el techo, el contacto es fallado (Tintaya); pero, en el cerro Joruro del grupo Mitu, identificado mediante *Taeniopteris coriaceas* (Maldonado), está superpuesto directamente sin discordancia angular sobre este grupo Ambo.

Al Este de Maranganí (C° Tancorunca), la parte superior pasa a las capas rojas y calizas no muy gruesas de Copacabana.

Por el contrario, el Norte de las lagunas Pucacocha, entre Ocongate y Chilca no se ha definido si los conglomerados que se hallan discordantes sobre rocas del Paleozoico inferior corresponden al grupo Ambo o al Mitu.

Parece que cerca de Sicuani hubo una zona de cuencas de sedimentación sub-continental, alargada con dirección NNW-SSE. El carácter lenticular de esta unidad se debe a que los depósitos en estas cuencas, aisladas unas de las otras, fueron afectados por subsidencias locales y también por las erosiones intensas que precedieron a los grupos Mitu y Copacabana.

Por otro lado, sería importante dilucidar si las capas rojas lenticulares que se presentan en el contacto indefinido entre las rocas del grupo Copacabana y las del Paleozoico inferior (Pitumarca), representan depósitos continentales sobre zonas altas no cubiertas por el mar transgresivo; y de ser así, serían equivalentes en edad a los grupos Tarma, Copacabana inferior o Ambo.

Grupos Tarma y Copacabana

Debido a que la base del grupo Copacabana es muy poco diferente al grupo Tarma, se les ha agrupado a los dos bajo la misma representación cartográfica, desde que su individualización no siempre es posible hacerla en forma precisa.

Grupo Tarma y miembro inferior del grupo Copacabana (zona a Silvaseptopora). - Una localidad típica, de fácil acceso y muy fosilífera, es la de Belén Pucará al Oeste de Sicuani, que conforma un sinclinal con su plano axial inclinado 50 a 60°

hacia el Oeste, limitada por una falla que la pone en contacto con los conglomerados del grupo Ambo. La base está constituida por un banco de 2 a 3 m. de caliza azul negra, en plaquetas de 5 cm. y debajo de calizas grises en capas de 5 a 10 cm. y areniscas azul negras en plaquetas milimétricas que alternan dentro de un horizonte de 5 m.; luego se presenta un paquete de lutitas arenosas con una coloración gris azul (10 m.); finalmente, se tienen unas calizas, arenosas, micáceas, con pátina negra y acompañadas de yeso, las cuales forman el núcleo fallado del sinclinal.

En la sección descrita, Maldonado (1918) encontró una fauna que fue atribuida al Uraliano, la cual Dumbar y Newell (1946) la consideran del Permiano inferior, a pesar de la ausencia de fusulinas. En 1949, la denominación de *Silvaseptopora incaica* y *Omphalotrochus obtusispira* confirma la coetaneidad con la parte inferior del grupo Copacabana.

En la ribera derecha del Vilcanota, cerca de Maranganí y debajo de las escarpas de Copacabana, se ven alternancias de calizas y lutitas; las primeras son, a menudo, areniscosas, pardas (por intemperismo ocre) y están en fajas de 2 a 6 m.; las segundas, son bituminosas, gris azul y verdosas, limolíticas o arenosas y se presentan en capas de 1 a 10 m. de grosor. Las fajas calcáreas consisten de capas de 3 a 5 cm., o de plaquetas separadas por horizontes de lutitas, encontrándose también bancos de areniscas calcáreas o de areniscas puras.

Este conjunto detrítico alcanza 50 a 100 m. de grosor, desapareciendo hacia el Norte (cerro Pirhuate). La fauna encontrada comprende *Productos humboldti*, *Linoproductus Cora*, *Ambocelia plano-convexa*, *Seminula* (Composita) *argentea*, *Hustedia mormoni*, *Pugnax Utah*, *Neospirifer* y *Chonetes*. Dichos especímenes parecen tener más afinidad con el Permiano inferior que con el Pensilvaniano; a su vez, por la comparación con las secciones de Tinta y Mameura indicadas en "Upper Paleozoico of Peru" (1949), se propone una equivalencia con la parte inferior del grupo Copacabana.

Estas capas del miembro Copacabana inferior, en general discordantes sobre el Paleozoico inferior (Tinta), pasan en contacto normal tanto al grupo Ambo en la base como al miembro Copacabana superior en el techo.

Es posible que las capas rojas visibles debajo de las calizas del grupo Copacabana en Pitumarca, pueden ser equivalentes subcontinentales con una parte del grupo Ambo o del miembro Copacabana inferior. Estas capas rojas acompañarían a la fase de erosión, más o menos importante, que afectó a la base del grupo Copacabana.

Por lo dicho, el miembro Copacabana inferior y el grupo Tarma, representarían las primeras transgresiones marinas que dieron lugar a sedimentos neríticos con un gran porcentaje de elementos detríticos, pero por la ausencia de conglomerados, dichas transgresiones se habrían producido sobre superficies poco accidentadas.

También en la región del Vilcanota, posiblemente al finalizar el Devoniano superior y hasta los comienzos del Permiano inferior, existieron ambientes de sedimentación muy similares ya sea neríticos, parálidos o límnicos debido a lo cual los límites entre las formaciones paleozoicas no son claros, presentándose como únicas discontinuidades litológicas y tectónicas (en forma local) las que se hallan entre el grupo Ambo con las unidades del Paleozoico inferior y entre los grupos Copacabana y Mitu.

Miembro Copacabana Superior .- Entre los barrancos rojizos del grupo Mitu y las lomas bajas y oscuras de las rocas del Paleozoico inferior, se levantan unas escarpas calcáreas azuladas o rojizas, a las cuales se les ha considerado con la denominación de miembro Copacabana superior. Su grosor es muy variable, teniéndose de 100 a 200 m. (Maranganí), 250 a 300 m. (Combapata) y 800 m. (Cusipata), desapareciendo bruscamente al NE, a excepción de un afloramiento aislado aledaño a la laguna de Sibinacocha.

La litología esencialmente está dada por calizas de color azul, rosado o crema, casi siempre muy silicificadas y dolomitizadas. Forman bancos gruesos (5 a 20 m.) y están groseramente estratificadas en el detalle, conformando a su vez superficies karsticas muy características, rugosas y con puntos o láminas silíceas paralelas y agudas.

En Combapata existen unos cherts, agrietados o porosos que se orientan más o menos paralelamente a la estratificación de una caliza dolomítica bicolor. Asimismo, se interpenetran íntimamente a manera de placas o apófisis pequeñas, una roca azul negra con pátina gris azul con una rosada u ocre (por intemperismo crema). También, el color rosado suele presentarse en fajas irregulares o en manchas sobre un fondo azul.

Estas dos clases de rocas forman sendas tramas imbricadas una de la otra y aplastadas paralelamente a la estratificación. Ellas están dolomitizadas y silicificadas, presentándose estas más o menos en relieve con relación a las otras. La disposición de estos sedimentos sugiere un origen tanto singenético como epigenético, referente a la sedimentación y la migración, respectivamente.

A menudo se puede ver “hard ground”, pseudobrechas o figuras de “slumping” que demuestran cierta irregularidad en la deposición.

También en algunos lugares se intercalan esquistos verdes o rojos algo limolíticos, calizas margosas beige o a veces areniscas cuarcíferas rosadas o rojas.

Al Este de Cusipata la silicificación fue muy fuerte y las bandas grises de cherts con superficie rugosa destacan dentro de la caliza dolomítica azul o roja encajonante, constituyendo láminas silíceas cortantes.

El matiz rojo que presentan los niveles superiores de Copacabana, se debe a una oxidación (por descenso) de las calizas al momento de la erosión y acumulación de los depósitos continentales de capas rojas anteriores a Mitu. El frente de oxidación, tal como se aprecia en la parte media de las escarpas entre Cusipata y Checacupe, no debe confundírsele con la base de Mitu.

La parte superior de Copacabana fue profundamente atacada por los agentes de erosión que precedieron a los depósitos del Permiano superior continental. Al NE la erosión afectó a todo el Permiano-Carbonífero, dando numerosos fragmentos de calizas (subangulosos) para los conglomerados basales de Mitu que se hallan sobre el Paleozoico inferior.

Según las secciones hechas por Newell (1949) en Mameura, Tinta y Pirhuate, las zonas superiores, en general, están ausentes cuando la serie tiene poco espesor. Además, las facies son demasiado homogéneas para que se pueda admitir una sedimentación de edad diferentes para los distintos lugares o depósitos lenticulares. Para explicar los rápidos cambios de grosor de Copacabana, la erosión Pre-Mitu es un elemento mucho más determinante que la irregularidad de la sedimentación.

En la parte inferior (salvo en Pirhuate) está siempre representada la zona a *Silvaseptopora* y localmente pasa en forma continua al carbonífero. Esta zona ha sido ya descrita y se sitúa en la base de todas las secciones al Sur de Checacupe. La base del miembro superior de Copacabana es semejante y posee capas gris claras, forma bancos de 30 a 80 cm. en un horizonte de 20 m. y alterna con pizarras limolíticas oscuras. En la parte más inferior existen 6 a 10 m. de calizas azul oscuro en plaquetas, con una lineación blanquecina y ligeramente limolíticas hasta pasar a los niveles muy próximos de Belén, cerca de Sicuani (zona de *Silvaseptopora* típica).

Los fósiles están frecuentemente bien conservados pero, por estar silicificados y en una pasta dolomítica, para separarlos es necesario emplear ácido. Ellos corresponden a numerosos braquiópodos (*Neospirifer Cándor*, *Rhipidomella cora* y *Derbya Buchi*), magníficos briozoarios ramosos o en láminas, tetracoralarios, crinoideos y fragmentos de espongiarios.

Todos estos depósitos representan el resultado de la gran transgresión Permo-Carbonífera que siguió a los depósitos continentales del Carbonífero inferior, comenzando con acumulaciones de origen recifal que únicamente pueden formarse en mares poco profundos.

Grupo Mitu

Esta serie continental del Permiano superior ha cubierto bastas extensiones de los cuadrángulos materia de este informe, y consiste de un manto volcánico-detrítico de espesor muy variable, pero siempre considerable, fluctuando dentro del orden de 1,000 m.

Geomorfológicamente, por sus intrusiones hipabisales asociadas, tiene importancia orográfica.

En tectónica, este grupo sirve no solamente como horizonte guía, gracias a sus grandes escarpas rojizas y masivas, sino que también define un horizonte resistente que condiciona y sirve de molde a todas las tectónicas de los niveles cretáceos.

En general, mientras que los sedimentos detríticos son cortados por la erosión en grandes murallas pardo-rojizas o rojo violáceo mal estratificados, los volcánicos determinan cumbres con formas suaves (Foto N° 2) cubiertas de aluviones rojos por la alteración química (cerro Pirhuate). En este último caso parece apropiado el nombre Mitu creado por McLaughlin en 1924, porque en quechua significa lodo, aluvión.

Según los lugares se presentan, en forma muy variable, tres unidades litológicas: conglomerados, areniscas y volcánicos hipabisales que cortan caprichosamente los diversos niveles y afloran en forma desordenada.

Los conglomerados poseen en una matriz arcósica guijarros muy variables, tales como cuarcitas del Paleozoico inferior, volcánicos Permianos (andesitas, riolitas), a veces intrusivos y a menudo calizas gris azuladas como producto de la erosión de Copacabana infrayacente.

El conglomerado de base de Mitu (brechoso al Este) presenta numerosos fragmentos de calcáneos gris azulados y subangulares, provenientes de la erosión de Copacabana en la Cordillera Oriental, existiendo también guijarros de granitos hercínicos o más antiguos. Los bancos groseramente estratificados comprenden, a veces, lentes de arcosa roja que alcanzan varios metros de espesor. (Este de Maranganí) con estratificación cruzada típica de los depósitos deltaicos torrenciales. La matriz arcósica, muy variable, contiene cuarzo y ortoclasa, plagioclasa y minerales pesados (zircón, esfena).

Las areniscas son del tipo grauwas, de color rojo pardo a chocolate; pero también, tienen una composición muy variable, siendo cuarcíticas en algunos lugares (Aguas Calientes) y muy arcósicas en otros, con fragmentos volcánicos heterogéneos integrados por plagioclasa, cuarzo y en porcentajes variables esfena, rutilo, zircón, epídota, calcita y a veces dolomita.



Foto No. 2.- En la parte inferior izquierda aparece una escama inferior de Huamán (3), luego las areniscas Santa Bárbara (4), Huancané (4), y en la parte superior Mito (1). En la parte media del lado derecho Muni (2). Vista tomada desde el cerro Yaretane hacia el ENE.

En cuanto al volcánico, es bastante variado, pero en promedio su composición es de una andesita. Son lavas pardo rojizas, más raramente verdosas, porfiríticas o no y acompañadas de brechas y tufos redepositados.

Ciertos niveles dacíticos o riolíticos, muy extendidos, podrían representar antiguas cineritas (río Chirú, Chullpa y Sur de Antonio Pampa).

La andesita contiene 60 a 80% de andesina y labradorita. La andesina a menudo está corroída y tiene restos de olivino o piroxeno, más raramente biotita, ilmenita, hematita, limonita, cuarzo u ópalo, calcita y serpentina. También existen dacitas con cuarzo (de 10 a 40%), andesina y oligoclasa.

Se observa con frecuencia estructuras fluidales en las dacitas, visibles en milimétricas bandas lenticulares y blanquecinas.

La textura en general es ofítica. La alteración hidrotermal es frecuente, originándose calcita de las plagioclasas.

Las ortoclasas aparecen en las riolitas con cuarzo corroído, y en estas las plagioclasas suelen estar descompuestas en albita y calcita.

Cerca de la base de la serie (Chullpa, carretera Tañihua y Sur de Sicuani) las espilitas presentan profundas alteraciones hidrotermales provenientes del enfriamiento del mismo magma. La plagioclasa generó albita y calcita que se depositó acompañada de anquerita, a veces de dolomita, clorita, serpentina y también ópalo con cuarzo (cerro Umalca, Marcapatilla) o mineralizaciones de cobre (malaquita).

Newell encontró yeso en la parte superior de su sección al Este de Tinta, y en la carretera de Tañihua también existe yeso en cantidad acompañado a las espilitas en el techo de Mitu, el cual suponemos tenga una edad mesozoica (ver mapa).

Además grietas de disecación (cumbre del Chinchina), estratificaciones cruzadas lenticulares (Este de Maranganí), pátina desértica de ciertos guijarros, etc., hacen pensar en un depósito continental lagunar o deltaico.

La edad de éste grupo, por posición estratigráfica, es del post-Permiano medio. Sin embargo, su base localmente puede ser equivalente del Permiano inferior (cambio lateral de facies).

Nada prueba que este grupo se limite al Permiano superior porque el Trias o el Jurásico pueden estar presentes, siendo en este caso equivalentes laterales del grupo Pucará del centro y del grupo Chocolate de la Costa; aunque también, en algunos lugares pueden haber sido erosionados después de su acumulación.

Por el momento consideramos más conveniente ubicar a una de las fuentes de sedimentación del grupo Mitu de la Cordillera Oriental (zona indudablemente positiva), por lo menos, en el comienzo del Pérmico superior.

Formación Muni

Esta formación descrita por Newell en 1945, no se presenta en su forma típica y al igual que en el Lago Titicaca tiene 50 a 100 m. de espesor, según los lugares.

Su rol tectónico, probablemente, es importante porque define el nivel de despegue de Huancané sobre Mitu. Pero en general, se encuentra poco yeso (con excepción de un tramo en la carretera a Tañihua) y las areniscas y lutitas rojo oscuras no tienen intercalaciones de calcáreos.

En general, son areniscas rojas en capas de 10 a 30 cm. de grano fino y cuarcíticas, alternantes con lutitas que presentan un matíz rojo intenso ladrillo y son frecuentemente limosas (Foto N° 2). A menudo capas lenticulares de lutitas rojo vivo, desde 1 mm. hasta 5 cm., se disponen en las areniscas más claras con microestratificaciones cruzadas. Frecuentemente se encuentran vetillas de yeso, pero en poca cantidad. Al Este de la Hda. Rata, se puede ver algunas calizas marmolizadas, que podrían ser del Cretáceo medio metamorfizadas por intrusiones hipabisales.

Al Noroeste de Tucsa, se ven brechas blancas con elementos muy variados de limonitas verdes, rojas o grises y granos de cuarzo en una matriz dolomítica.

En la cabecera del río Churú se intercalan bancos lenticulares de calizas, dolomitas brechoides blanco crema de 2 a 3 m. de espesor, con elementos de limolitas retrabajadas, cuarzo detrítico y a veces acompañadas de yeso.

Esta formación parece superponerse en concordancia al Permiano (Uyurmiri); pero, al Noreste de Santa Bárbara, en las fotografías aéreas se le ve en discordancia angular regional sobre Mitu (ángulos del orden de 10°).

El paso a Huancané es continuo; pero, por otra parte, en dicho Huancané hay ocurrencias de capas rojas imposibles de distinguir de las de Muni, las cuales aún así han sido mapeadas dentro de esta última formación.

Estas capas rojas son, además, netamente lenticulares con perfiles en sentido SE-NE y pasan lateralmente a las areniscas rosadas blancas de facies Santa Bárbara, que invaden también el Moho inferior y Huancané. Tales areniscas, cerca del contacto con Mitu, se vuelven arcósicas y difíciles de distinguir del Permiano. (Este de San Pablo).

Es probable que hubo allí, en las cuencas interiores de la peneplanicie post-Permiana, elementos detríticos provenientes de la erosión de Mitu y del Paleozoico inferior, donde los productos feldespáticos fueron atacados bajo climas cálidos, subsistiendo solamente el cuarzo. Entre las cuencas se instalaron “ergs” o extensiones arenosas sujetas al transporte torrencial o eólico.

Es difícil decir si este nivel es solamente del Cretáceo inferior, o si su base pertenece al Jurásico superior y su tope llega hasta el Cretáceo medio.

Formación Huancané

Estas areniscas rojas, de edad supuesta del Cretáceo inferior a medio, con gran extensión en todo el Sur del Perú, han sido descritas por Petersen y Cabrera La Rosa (1936), Newell (1945) y Heim (1947) en la región del Lago Titicaca.

Correlacionadas con el grupo Goyllarisquizga al Norte, para varios autores en el Sur (Arequipa) parece ser equivalente aproximativo de la formación Murco de Jenks.

En la zona estudiada, estas areniscas u ortocuarcitas rojas o rosadas (a veces blancas o rojo vivo) en bancos gruesos y masivos, intercaladas o no con lutitas o limolitas rojas forman, cerca del lago Titicaca, acantilados regulares rojizos cubiertos de líquenes verdosos y de bromeliáceas espinosas.

La roca tiene fractura definida en aristas agudas con escarpamientos abruptos, produciendo escombros con elementos angulosos esparcidos irregularmente.

Estas areniscas, en general, son más finas al tope de la serie y en conjunto forman bancos de 1 a 4 m. divisibles en placas de 2 a 10 cm., con estratificación cruzada desde la escala del centímetro hasta el metro o decena de metros. Son de origen a veces torrencial, pero más a menudo eoliano tal como lo demuestran los granos de cuarzo rosado modelados en facetas o redoneados con superficies mate y las abundantes grietas de disecación.

Las partes inferiores y superiores de esta serie pasan rápido, pero escalonadamente, a las capas rojas del Muni y Moho inferior, respectivamente. Dentro de Huancané existen de 5 a 20 m. de limolitas y lutitas rojas con capas (5 a 10 cm.) de areniscas rojas intercaladas localmente (NE del cuadrángulo de Sicuani) sin que se trate de una repetición tectónica.

Particularmente, en estas capas rojas las microestratificaciones cruzadas irregulares, a la escala del cm. entre lutitas rojas y areniscas rosadas, están acompañadas de microconglomerado de guijarros blandos y aplastados, elementos de “mudcracks” retrabajados y micro-lentes de lutitas rojas.

Otros niveles, del tipo precedente o no, pueden ser microconglomerádicos (1 mm. a 2 cm. de tamaño) esparcidos con cuarzo eólico.

Las cuarcitas, localmente, toman aspecto lineado a la escala del cm. o del mm. con bandas más o menos ricas en magnetita (Tucsa). Dicho lineamiento, a veces, está replegado, lo que correspondería a “slumpings o crawlings” de los bancos antes de la diagénesis (Uyurmiri).

Por otra parte, la falta de conglomerados gruesos indica una paleogeografía homogénea en la mayor parte de la región, representada por relieves suaves, cubiertos de dunas e inclinados suavemente hasta llegar a las aguas profundas, alimentadas con cuarzo y limos por un sistema hidrográfico sujeto a clima cálido y seco.

Paleogeográficamente, se puede definir dos zonas principales separadas por el valle del Vilcanota :

- La zona Noreste, donde la formación Huancané alcanza 300 m. de espesor, pero en general se aproxima a 200 m.
- La zona Suroeste, donde localmente el espesor entre Ayabacas y Mitu tan sólo es de 10 a 20 m. sobre todo en la parte intermediaria con la precedente.

En la zona Noreste se puede delimitar, entre Pitumarca y Sicuani, una vasta faja de orientación Noroeste, donde las facies Huancané, representadas únicamente por escamas tectónicas dentro de Ayabaca, jamás se presentan autóctonas sobre Mitu, porque facies arenosas blandas (fácilmente replegadas conjuntamente con Ayabacas) invadieron a las formaciones Huancané, Moho inferior y Muni, haciéndose de esta manera el pasaje a Mitu en forma más continua (Fotos N°s. 2 y 3).

Tectónicamente las estructuras se ofrecen plegadas; pero, en general, el estilo es de fracturas simples y fallas inversas.

Formación Moho

Las rocas de esta unidad forman colinas suaves, donde los bancos calcáreos, vistos de lejos, forman estructuras vermiculares caprichosamente replegadas (Pomacanchi, río Chapi) visibles con gran nitidez en las fotografías aéreas. En estos niveles son numerosos los deslizamientos y colapsos y a menudo están asociados con las areniscas de las facies Santa Bárbara (cerca de Trapiche y Santa Bárbara).

Es difícil encontrar una serie idéntica a la del Lago Titicaca, salvo en la subida de Uyurmiri, la bajada del cerro Gundia, la hacienda Rata y al Sur de Uchullujillo, lugares estos

donde existe cierta similitud. Con mayor frecuencia se encuentran gran abundancia de calizas replegadas en forma anárquica (Santa Bárbara), lo que hace pensar en las acumulaciones de calizas conocidas cerca de Pirín.

Escamas tectónicas de cuarcitas Huancané (Fotos N°s 2 y 3) esparcidas en este conjunto (Chirú, cerro Yaretane Cuito) y a veces invertidas (W. de Uchullujllo), forman en la serie calcárea numerosas repeticiones de origen tectónico. Sin embargo, localmente no se puede descartar, en forma definitiva, la hipótesis de la existencia de cuarcitas de facies parecidas a Huancané encima de las calizas.

En esta formación se han definido las siguientes unidades :

- La unidad “a” (capas rojas) formada de lutitas rojas ladrillo o marrón rojizo, a veces limolíticas e intercaladas con areniscas cuarcíticas finas, rojo oscuras y en capas del orden de 10 cm. a menudo acompañadas de venillas de yeso. Tiene de 40 a 100 m. de espesor y cerca del contacto con Huancané las capas de lutitas se reducen, mientras que los bancos de areniscas se engruesan volviéndose más blancas y puras hasta pasar a las cuarcitas de Huancané.
- Por encima, la unidad “b” (calizas Ayabacas) está compuesta de calizas azul oscuro a gris azulado con alteración amarillenta. Estas calizas sublitográficas en algunos lugares y dolomíticas en otros, tienen de 3 a 5 bancos masivos sin estratificación interna visible con 2 a 6 m. de espesor, separadas por capas de limolitas, lutitas rojas o calizas margosas gris amarillentas del mismo grosor.

En las zonas intensamente perturbadas o dolomitizadas, estos calcáreos se presentan ruñiformes con tintes rojizos (Tuca).

Al Sur del C° Auzangate, los bancos de 20 a 30 cm. de espesor se dividen en plaquetas margo-calcáreas y dolomíticas grises con un grosor del cm., conteniendo a veces guijarros brechoides de las limolitas abigarradas encajonantes. La serie alcanza 50 m. acompañada de 10 m. de capas rojas superpuestas a la formación Huancané reducida a menor de 100 m. Al Sur de Chilca las calizas tienen cuarzo, tanto detrítico como autógeno, en poca cantidad.

Por el contrario, en el Sureste (Yanaoca) y los bancos se vuelven más gruesos (15 a 20 m.) y más fosilíferos (gasterópodos de Tungasuca), además en la superficie de dichos bancos se observa manchas “ameboides” amarillas sobre un fondo azulado. Dichas manchas corresponden a cavidades irregulares hechas por gusanos y secundariamente reemplazadas por calcáreos muy limolíticos, de composición muy próxima a la de la caliza encajonante. Se ve también sílex negro con pátina beige.

Frecuentemente hay brechas intraformacionales o falsas brechas, provenientes de la mezcla de fragmentos solidificados de materiales calcáreos en una matriz de lodo cuando todavía estuvo en estado fluido. En la formación de estas brechas jugaron un papel importante los estremecimientos del fondo (temblor de tierra) o deslizamientos sub-marinos.

La deformación que se observa podría tener un doble origen, esto es, un tectónico y otro de slumping sub-marino; en efecto, a menudo los bancos están plegados sin adelgazamiento del flanco inverso, como si la sobrecarga hubiera sido nula.

Por ello, se habría tenido ahí fondos inestables (terremotos u oscilaciones) tal como si parecería indicar la ligera discordancia entre las capas de la base de la formación Hanchipacha y las de Moho y Huancané. Esto vendría a ser una verdadera fase preliminar a los movimientos tectónicos de edad Cenomaniana.

Estas calizas en el contacto con intrusiones están muy débilmente metamorfozadas, mostrando a veces recristalización y contenido de magnetita (Ayallacta).

Como en el Lago Titicaca se puede distinguir dos zonas :

- Una Noreste, donde están presentes todas las unidades de Moho definidas por Newell; pero, difieren de la serie del Lago Titicaca, por la existencia en numerosos lugares (Uyurmiri) de una ligera discordancia entre las unidades c y a-b, delineada por un nivel de cuarcitas y areniscas rojas similares a Huancané. Es por esto que hemos llamado formación Hanchipacha, a las capas de Moho que están arriba de esta discordancia.
- Una al Suroeste, donde como en la región del Lago Titicaca propiamente dicha, se ve bajo la discordancia del Terciario inferior sólo las unidades a y b, estando los niveles superiores reducidos a capas abigarradas irregulares.

Hay que remarcar que en todas partes sólo está representada la unidad “b” (calizas Ayabacas), y la unidad “a” puede faltar (Suroeste del área de estudio) o desaparecer (como Muni y Huancané) dando oportunidad para que se presenten las areniscas de facies Santa Bárbara (Fotos N° 3 y 4).

Referente a la edad, se tiene que bajo el nombre de Yucay (Gregory, 1918), de Yuncaypata (Kalafatovich, 1944) o de Ayabacas (Newell, 1945) se ha considerado siempre a las calizas del Cenomaniano a Aptiano, tal como también lo indican Bellido (1957) y Wilson (1963) en sus correlaciones del Cretáceo.

En cuanto al esquema paleogeográfico, se puede intentar lo siguiente : una gran transgresión marina depositó los calcáreos después de un régimen de capas rojas lagunares

(Characeas y yeso), a la vez que en dos fajas de orientación SE-NW se depositaban areniscas (facies Santa Bárbara).

Parcialmente, oscilaciones del fondo ocasionaron desplazamientos submarinos cuyos materiales según se puede apreciar en las fotos 4 y 5, se acumularon formando masas de calizas en gran desorden (una de las cubetas es visible al Norte de Santa Bárbara). Esto ha podido estar acompañado de denudaciones locales de las superficies estructurales de Huancané, las que tenían posiblemente hasta 10° de inclinación con relación a la horizontal.

Posteriormente, se depositaron con débil discordancia sobre estos calcáreos las capas de la formación Hanchipacha, estructura que después se amplificó por la diferencia de competencia en el contacto con los dos niveles. En la zona Oeste (Yanaoca-Pomacanchi) la ausencia de la formación Hanchipacha puede ser explicada considerando una gran amplitud de los movimientos del Cretáceo Medio acompañados de erosión.

En dos fajas alargadas en sentido NW-SE, aparecen unas areniscas muy friables, blanco rosadas, con estratificación cruzada y una erosión especial tipo columnar. Están muy replegadas y asociadas con abundantes calizas Ayabacas, pasando lateralmente dentro de las formaciones Muni, Huancané o Moho. A estas areniscas se les ha designado como facies Santa Bárbara.

En efecto, sobre la orilla derecha del río Vilcanota (Este de San Pablo) se puede ver un pasaje neto de Mítu a Ayabacas sin capas rojas intermediarias (Muni o de Moho inferior); pero, a poca distancia al Noreste de Sicuani (Uyurmiri) el Cretáceo inferior tiene un aspecto típico.

De este modo, en dos fajas NW-SE, se han acumulado durante el Cretáceo inferior las areniscas de origen torrencial, susceptibles a menudo de participar en la tectónica plástica de Ayabacas. Estas areniscas pasan lateralmente a capas rojas.

A veces, las cuarcitas Huancané se encuentran dentro de las calizas Ayabacas o areniscas Santa Bárbara correspondiendo, como ya se ha indicado, a escamas tectónicas de Huancané, provenientes de un dominio paleogeográfico más oriental, envueltas por el Cretáceo medio.

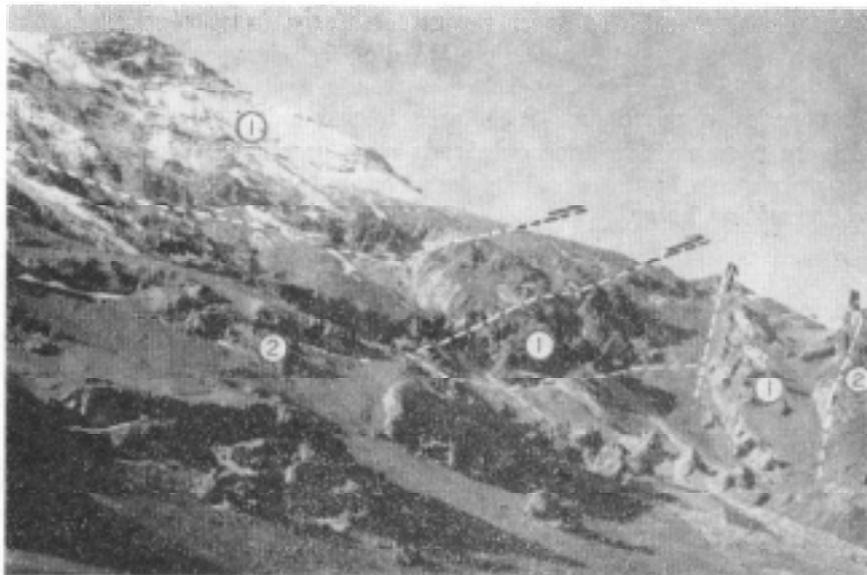


Foto No. 3.- Veáse en la parte anterior Ayabacas (2) con escamas de Huancané cortadas por fallos. Parte superior izquierda, Huancané (1) cabalgando sobre Ayabacas hacia el S.O. cerro Yaretane. Vista tomada hacia el ENE.

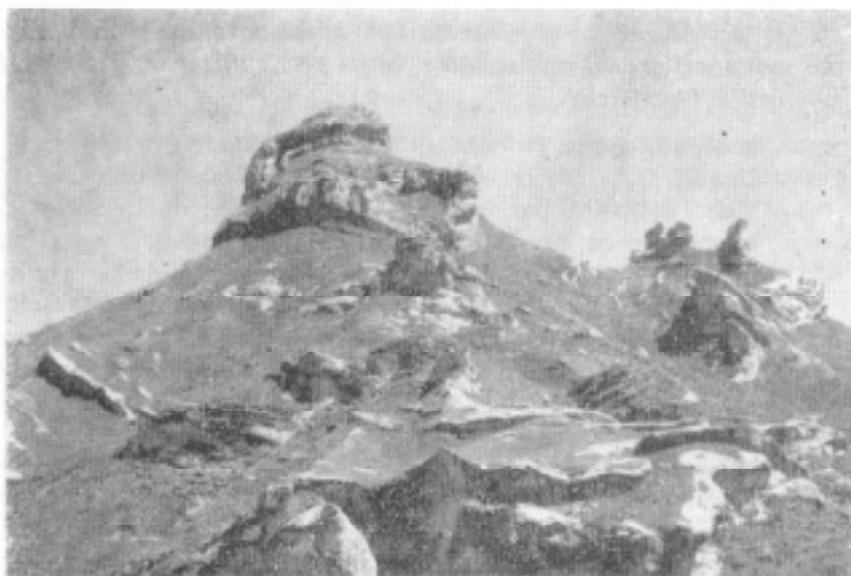


Foto No. 4.- Pliegues de Ayabacas encima de las areniscas de facies Santa Bárbara. Norte Santa Bárbara (Cerro Malmayune). Vista, tomada hacia el S. O.

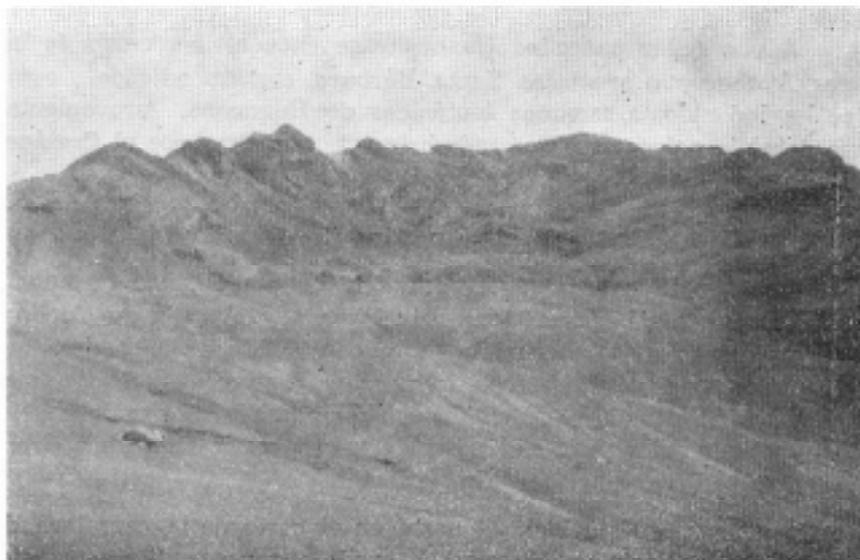


Foto No. 5.- Plegamiento disarmónico dentro de Ayabacas en el cerro Choquisilla

Formación Hanchipacha

Encima de las calizas Ayabacas las capas de esta formación constituyen una faja negruzca bien estratificada y plegada en sinclinales largos debajo de la formación Chilca. Esta faja alcanza de 400 a 600 m. de espesor y guarda una remarcable homogeneidad de facies en toda el área situada al Noreste del río Vilcanota. Sin embargo, se puede distinguir dos series : una Occidental (Santa Bárbara, río Chappi y Norte de Pomacanchi) y otra Oriental.

Serie Occidental .- Está bien expuesta en el corte de la carretera de Sicuani a Santa Bárbara. En ella se puede reconocer diferentes elementos de la secuencia de Moho superior típico del Lago Titicaca (Newell, 1949) con una potencia de 400 m. por lo menos.

En la base se presenta un horizonte de 1 a 15 m. de areniscas rosadas parecidas a las de Huancané, descansando indistintamente sobre Ayabacas o Huancané. Se puede considerar a este horizonte como la base de la Unidad "C" o como la Unidad "D" indicadas por Newell.

Por encima de este horizonte alternan bancos del orden del metro, integrados por lutitas verde olivo o amarillento y rojo ladrillo en dos fajas de 40 m., separadas por cuarcitas finas de color blanco. Se encuentra también yeso (hasta 3 m.). Esta es la unidad "C" de Newell con cerca de 100 m. de espesor.

Cuarcitas blancas y pequeños bancos de lutitas rojas, verdes, amarillas y gris negruzcas, a menudo calcáreas (margas), se intercalan con pequeñas capas de calizas de 10 a 15 cm,

y con matices pardo-amarillentos por alteración y azul negro en corte fresco. Ciertos niveles de lutitas contienen charophitas (no determinadas) y a veces restos de ostras rotas. Estas serían las unidades “E” y “F” de Newell, con un espesor de 100 a 150 m.

En los 200 m. superiores, se intercalan pequeños bancos de cuarcitas blancas que forman capas sobresalientes de 1 a 3 m. de grosor, con esquistos verdes o rojos que pasan gradualmente a las capas rojas de la formación Chilca.

Serie Oriental .- Es un poco más potente (por lo menos 500 m.) pero, como en la parte anterior, estos valores son solamente indicativos, porque, la tectónica tiene un estilo de plegamiento con micropliegues y esquistosidad incipiente que impide, a veces, mediciones exactas del espesor.

En Palcoyo, encima de las calizas Ayabacas y areniscas de facies Santa Bárbara, se tiene lo siguiente :

- Una serie de pizarras verdes y rojas con más o menos 100 a 150 m. de grosor sobreyacentes en disarmonía a las calizas Ayabacas replegadas.
- Esta serie con un banco de cuarcita blanca debe constituir el equivalente de la Unidad “C” del Lago Titicaca. En la base, localmente, contiene hasta 10 m. de areniscas arcósicas gruesas, gris blancas en corte fresco y anaranjadas por alteración.
- 20 m. de limolita y areniscas rojas, microconglomerados de lutitas rojas en rodados blandos y algunas limolitas azuladas y silicificadas. Las capas tienen 30 a 50 cm.
- 100 a 150 m. de una serie gris azulada a verdosa con capas en general de 10 a 30 cm. constituida de plaquetas del orden del cm. o mm., solas o intercaladas con esquistos. Las capas son delgadas con estratificación cruzada, ondulaciones (slumping, ripple marks) y un aspecto de radiolaritas, pero no se ha visto ningún microorganismo. Se ve también lutitas verdes, raramente rojo violáceas y esquistos negros limolíticos o silicificados. Los esquistos negros silicificados están intercalados entre las cuarcitas y se hallan curiosamente microplegados a la escala del cm. Esto sería la Unidad “h” de Newell.
- Finalmente, 30 a 50 m. de limolitas rojas o lila violáceas muy características, o lutitas verdes mezcladas con cuarcitas blancas en capas de 2 a 30 y a veces hasta de 60 cm. que forman el pasaje continuo a las capas rojas de Chilca (unidad “i” y “j” de Newell).

En la parte media de esta serie se intercalan, dentro de lutitas y margas gris negras a amarillentas, capas de arcillas muy finas con alteración ocre oscuro y fractura azul negra que tienen de 10 a 20 cm. de grosor. En ella hemos encontrado pequeños lamelibranquios indeterminables (Este de Chuñua y Hanchipacha). También en el Alto Chirú se halló un *Aptychus*, el cual prueba un origen marino para estas capas y su edad cretácea. Cerca de Hanchipacha, se recolectó pistas de gusanos y algunos niveles carbonosos en capas centimétricas.

Otras calizas y capas esquistosas carbonosas, pueden presentarse más cerca de la base de la serie con lumaquelas de ostras muy malogradas.

Toda esta serie hace pensar en la parte superior de Moho descrita por Newell en el Lago Titicaca; pero, la presencia de una discordancia angular débil en la base y la variación de las facies, incitan a designar, al menos provisionalmente, una nueva formación con estas capas muy importantes en la zona Cuzco-Macusani, tanto estratigráfica como tectónicamente.

Dichas capas han debido depositarse en lagunas con niveles variables dejadas por la regresión del mar Aptiano-Cenomaniano.

Formación Chilca

Esta formación corresponde a las capas rojas superiores de la Cordillera Oriental, conformando una alternancia monótona de lutitas y limolitas rojas con areniscas cuarcíticas rosadas y rojas de 5, 10 a 50 cm., que pasan poco a poco a las lutitas y areniscas violáceas de Hanchipacha superior.

Estas capas continentales se describen con el nombre de Chilca, proveniente del pueblo de Chilca que se sitúa a 5 km más arriba de Hanchipacha en el valle Carhui, habiéndose encontrado charophitas (no determinadas todavía) en dicha serie muy potente (1,000 a 1,500 m.) y completa. Asimismo, al Norte de Chilca se ha observado rodados de calizas grises en conglomerados monogénicos dentro de lutitas limosas rojas esparcidas de nódulos, también rojos, con alteración desértica.

Preferimos no usar el nombre de formación Cotacucho, por que no se ha comprobado la equivalencia exactas de estas capas con la base del Cotacucho del Lago Titicaca o del sinclinal de Sicuani.

Formaciones Cotocucho-Muñani

Al Oeste de Sicuani yacen en concordancia debajo de los conglomerados del Terciario más 2,000 m. de sedimentos detríticos finos y rojos. En conjunto representan un enorme sinclinal a cuyo lado oriental la serie fue descrita por Newell (Suyopampa).

Las capas inferiores yacen concordantes sobre el Cretáceo medio (Norte de la Reyna) y al Noreste (Vilcanota) los afloramientos están limitados por largas fallas.

Son esencialmente areniscas arcósicas pero muy cuarcíferas de grano fino y en bancos que varían desde 50 cm. a 5 m., pero generalmente son de 2 m.

Estas areniscas de color rojo ladrillo brillante alternan con capas de limolitas y argilitas rojo oscuro. Pueden ser muy potentes y a veces yesíferas en los límites inferiores y superiores de la serie. No se encontró Charophitas.

Posiblemente la parte inferior de este miembro represente a Cotacucho y la parte superior, mas microconglomerádica, representaría a Muñani. Frente a San Pablo, en la ribera izquierda del Vilcanota, entre dichas partes existen unas capas verdes arenosas o brechoides que parecen homólogas a Vilquechico, pero ello es una falsa impresión, porque la coloración se debe a impregnaciones de silicatos y carbonatos de cobre en los bancos porosos. Todos estos horizontes son lenticulares y hacia el Sur pasan, después de algunos kilómetros, a capas rojas típicas. Por otra parte, en el interior mismo de los bancos no es raro ver que la mineralización invada parcialmente la roca.

Grupo Puno (Miembro inferior)

De los conglomerados y areniscas gruesas de la parte superior de Muñani se pasa gradualmente a los conglomerados rojos y areniscas blancas rosadas de Puno.

Los conglomerados presentan, en una matriz, arcósica, guijarros de cuarcitas en general bien redondeados y con 1 a 10 cm. de diámetro y pátina desértica.

Las areniscas blanco rosadas a rojas, están mal estratificadas y forman bancos gruesos hasta de 5 ó 10 m., a los cuales la erosión ha dado formas redondeadas y no en aristas cortantes. Frecuentemente se les encuentra en grupos de 10 a 20 bancos de a 1 a 10 m. de espesor, conformando horizontes de 20 a 100 m. de potencia que intercalan con argilitas y limolitas rojo ladrillo.

Todo este conjunto detrítico proviene de la erosión de la primera cadena de los Andes que surgió no solamente en la Cordillera Occidental sino también en la Cordillera

Oriental al final del Cretáceo superior. Newell pinesa en un gran plegamiento en la Cordillera Occidental, y en base a un afloramiento aislado de conglomerados en discordancia muy fuerte con las Capas rojas cretáceas al Noreste de Pitumarca, podemos añadir que la Cordillera Oriental también fue afectada por un tectonismo intenso. Entre las zonas plegadas positivas y sujetas a intensa erosión, el área negativa del Vilcanota (más tranquila) fue sumergida debajo de la potente serie detrítica de “Puno” miembro inferior de tipo “molasse” en concordancia con el cretácico superior. El miembro superior de Puno fue plegado solamente después que lo hicieron las zonas orientales y occidentales y recién entonces el plegamiento del Terciario inferior se hizo en dos fases.

Conglomerado Paruro

Ha sido definido por S. Mendívil en Paruro al Suroeste del Cuzco; es rojizo, a veces verdoso, bastante blando a causa de su débil grado de diagénesis, está modelado en relieves suaves frecuentemente cubiertos de aluviones y se halla en la parte occidental de Pomacanchi-Yanaoca. Las escarpas de los volcánicos de los miembros Apurímac y Tacaza, coronan las crestas.

Este conglomerado, muy heterogéneo, contiene bloques que pueden pasar de un metro y también areniscas conglomerádicas y limolitas rojas. Los bancos son gruesos y con una clasificación débil, que conjuntamente con la forma angulosa de muchos de los guijarros indican una zona de alimentación muy próxima.

La alteración singenética de tipo desértico, parece haber sido bastante fuerte. Los elementos son muy variados y se hallan englobados en una matriz limo-arenosa o arcósica pardo rojiza, correspondiendo a andesitas, areniscas, cuarcias, calizas (Ayabacas) y granodioritas.

Los contactos con las formaciones superiores son visibles solamente al Oeste de las lagunas Pomacanchi y Tungasuca. Se pasa gradualmente a las capas rojas arcillo-arenosas alternantes con derrames andesíticos del Miembro Huarasayco; y, después del volcánico andesítico Apurímac (ambos definidos por S. Mendívil) aparece Tacaza compuesto por andesitas porfiríticas rojas con andesina – labradorita, biotita y hornblenda o piroxenos alterados hidrotermalmente (sericita, clorita), brechas volcánicas y calizas lacustres aisladas.

El problema esencial en este conglomerado de Paruro es la edad atribuida a veces al Permiano. En el mapa de Sicuani hemos elegido una edad terciaria, según la sugerencia de S. Mendívil, en base a la observación de los afloramientos en Livitaca y Cuzco que son más importantes que los de Sicuani. Sin embargo, ninguna hipótesis considerada hasta ahora está completamente comprobada, y al respecto analizamos las siguientes posibilidades :

- Una facies Occidental de Mitu. Si fuera así, se debe aceptar para la granodiorita de Pomacanchi una edad paleozoica, porque se encuentra sus guijarros dentro de Paruro y esto no parece nada conciliable con la ausencia total del Paleozoico inferior en toda esta zona. Es también muy difícil considerar a estas granodioritas como intrusiones intra-permianas, porque ello exigiría enormes erosiones después del emplazamiento de Mitu.
- Un prolongado lateral del volcánico detrítico Jurásico-Triásico del tipo Volcánico Chocolate de la costa. Ello parece también poco aceptable, sin embargo ciertos argumentos influyen en su favor, así en Totorane (al Norte de Quehue) se ven cuarcitas y un remanente de Ayabacas por encima de andesitas que parecen contemporáneas del conglomerado.

Cuarcitas análogas pueden superponerse al conglomerado entre Quehue y Yanaoca y representar un remanente de Yura o Huancané debajo de Ayabacas.

Asimismo hay otras explicaciones tales como la existencia de paleorelieves de Mitu o del Cretáceo hundidos debajo de Paruro, fallas o paleocolapsos de las calizas Ayabacas en bloques dentro de los conglomerados terciarios.

Un conglomerado terciario. Es la que tiene más argumentos, esto es por su aspecto poco cementado con bloques gruesos esparcidos, el pasaje a una serie superior volcánica de aspecto terciario con capas rojas, la pendiente general de las capas que parecen pasar por encima de la depresión de Pomacanchi y sus calizas Ayabacas (hay que indicar que en la carretera a Pomacanchi se ven calizas Ayabacas sobre el conglomerado, pero esta disposición parece excepcional y de origen tectónico).

La tectónica tranquila y simple de sus niveles permite considerarlo también como Terciario cuando se la compara con la tectónica compleja de Mitu cerca de Sicuani. Por otra parte, si estos niveles fueran permianos, faltarían las fallas inversas afectando a la vez a los conglomerados y granodioritas para colocar todo el conjunto, por lo menos localmente, encima del Cretáceo medio.

La naturaleza de los guijarros da también ciertas presunciones a favor de una edad terciaria. Un guijarro en el conglomerado de Paruro, tomando aguas abajo del río Checca, corresponde a una diorita con andesina zoneada (79%), hornblenda (20%), cuarzo (1%), algunas ortoclasas, piroxenos, magnetita y esfena alterada hidrotermalmente. Ahora bien, en Acopía tenemos una diorita análoga a una monzonita cuarcífera que ha dado 45% de andesina, 30% de ortoclasa, 25% de Ferromagnesianos, con algo de cuarzo, esfena, diópsido y la hornblenda alterados en tremolita y sericita. Cualitativamente se encuentran los mismos elementos en los guijarros y en las intrusiones y se puede pensar que hay un parentesco entre estas rocas. Pero, estas intrusiones no acompañan al Paleozoico porque según S. Mendívil

ellas metamorfizan Ayabacas (minas de magnetitas), razones por las que la edad del conglomerado parece ser del Cretáceo superior a Terciario.

El argumento más serio para la atribución de una edad terciaria a “Paruro”, es su proximidad a las calizas Ayabacas y a la granodiorita de Pomacanchi, donde algunas capas tienen 70% de granodiorita con 10% de calizas y otras donde dichas proporciones son inversas. Esto unido a la subangularidad de los bloques de caliza o de intrusivo, a veces muy voluminosos, sugieren la existencia de una cuenca de alimentación muy próxima (bipolar) donde se interdigitan capas con aporte dominante granítico o calcáreo. Como los rodados de caliza no tienen fósiles, podrían ser teóricamente Copacabana, pero es poco probable.

En este conglomerado de Paruro los caracteres de la sedimentación parecen especiales, dado que corresponden a una verdadera “molasse” conglomerádica, al Oeste de fallas de subsidencia que bajaron toda la zona Suroeste.

Así tenemos dos niveles de “molasse” (En sentido sedimentológico) dando dos miembros en Puno de significación muy diferente.

- Uno inferior (miembro inferior de Puno) sin discordancia angular con el substrato, depositado en forma contemporánea con un primer plegamiento y levantamiento de las cordilleras Occidental y Oriental. Es un conglomerado Sin-orogénico.
- Uno superior (miembro superior de Puno), discordante con el substrato, depositado posteriormente a la fase tectónica paroxismal que es el “Puno” clásico “molasse” post-tectónico.

Descendiendo el río Checca se ve una serie detrítica plegada del conglomerado de Paruro. Son grauwackas claras, microconglomerados con elementos variados de andesita, cuarcita, arenisca y caliza. Niveles de arcillas arenosas abigarradas también se intercalan con bancos de tufos blanco verdosos alcanzando 5 m. de espesor.

A pesar que la misma serie anterior ha sido descrita en el pueblo El Descanso, cerca de la parte Sur de nuestro trabajo (comunicación oral de geólogos de la EPF), no usamos dicho nombre debido a que la formación está considerada como post-Tacaza. Nosotros a su afloramiento en el cuadrángulo de Sicuani lo encontramos pasando debajo y por tanto es anterior, admitiendo también que hay otra serie posterior a Tacaza, hecho que obliga a que el problema quede en discusión por falta de mayores evidencias.

Así pues, hemos agrupado el conglomerado de Paruro y una parte, probablemente la más inferior, de la formación Descanso (Unidad todavía de posición discutida) en una sola unidad igual al miembro superior de Puno, esperando nuevas evidencias de campo para su conocimiento verdadero.

Volcánico de Quenamari

Sobre la superficie “post-madura” de Bowmann o superficie “Puna” de McLaughlin se extienden, al Este de nuestros cuadrángulos, enormes acumulaciones de ignimbritas ya estudiados por Francis (1959).

Sólo un pequeño afloramiento es visible dentro de nuestra área al Este del lado Sibinacocha, el cual corresponde a la extremidad Occidental de una meseta volcánico que sirve de asiento al “inlandsis” de Quenamari.

Estas rocas blancas, sacaroides y brillantes se disgregan en un polvo blanco cubierto de bloques redondeados, o constituyen columnas y bloques irregulares con formas extrañas.

La superficie se halla protegida de la erosión por una película endurecida, la cual debe formarse por circulación de agua en relación con el ritmo temporal anual, especialmente durante los períodos interglaciares calientes. Una escarpa limita, en general, a la meseta y en ella se puede ver una disyunción prismática.

La roca es friable, porosa y ligera. Tiene fragmentos de cuarzo y feldespatos (hasta 1 mm.) angulosos y en algunos lugares (Matis) cristales centimétricos de Sanidina. Al microscopio, en medio de un vidrio marrón, se ven cristales angulosos fracturados y corroídos en una pasta de cuarzo, plagioclasas, biotita y apatita.

Francis denomina ignimbritas a este volcánico ácido poroso, sin intercalaciones escoriacias y depositado por “nubes ardientes” emitidas a través de fisuras.

En Livitaca se encuentran depósitos de este tipo (S. Mendivil), Jenks los señala en Arequipa (1956) y Amstutz y Dolfuss en el centro del Perú (1956).

En el afloramiento la erosión actual y antigua parecen haber cortado profundamente los bordes de la meseta, mientras que la misma era protegida por la cubierta de hielo que subsiste como remanente de antiguas glaciaciones.

Este tipo de emisión, como los basaltos fisurales de Quimsachata, probablemente estén relacionados con la abertura de fisuras contemporáneas con el levantamiento general isostático de los Andes en el Plio-Cuaternario. La edad del volcánico Quenamari se asigna al Plioceno.

Depósitos lacustres de la cubeta de Yauri

Estos depósitos reposan horizontalmente en discordancia angular sobre la “formación Descanso” (carretera El Descanso-Checca) y también se apoyan en el volcánico Tacaza, pero en este caso el tipo de contacto aún no ha sido resuelto.

Al Este de Checca, estos depósitos alcanzan aproximadamente 200 m. de espesor, constituidos por areniscas rojas o amarillentas, arcillas y limolitas blancas o rojas, lodolitas y tufos redepositados.

Al Sur de Checca, numerosos bancos de tufos volcánicos con varios metros de espesor y color blanco brillante, se intercalan con limolitas, arcillas y diatomitas impuras.

Se puede suponer que estos sedimentos sean posteriores a los depósitos de ignimbritas que conservan la superficie de erosión Puna mucho más elevada, siendo a su vez anteriores a las crecientes glaciares, por lo que serían equivalentes a los depósitos de la formación Azángaro definida por Newell y se les asigna una edad Plioceno-Cuaternario.

Morrenas y fluvioglaciares

Por la escala del mapa geológico respectivo, no se ha diferenciado las fases de glaciación; pero, la gran variedad morfológica del modelado glaciar justificaría ampliamente un estudio detallado.

Se han individualizado tres tipos de glaciares, que son :

- Un tipo alpino o de Cordillera, clásico, donde corrientes de hielo dejan magníficas morrenas laterales y frontales debajo de valles en “U” muy profundos (Sigirinacocha).
- Un tipo de piedemonte, al Norte y al Sur de la Cordillera Auzangate-Callangate, que se origina de la confluencia de los glaciares procedentes en períodos de creciente.
- Un tipo de casquete glaciar (Quenamari), cuyos glaciares de descarga divergían a partir de la meseta volcánica y alimentaban en parte al glaciar plano de la cubeta de Sibiracocha.

Las huellas de glaciaciones antiguas alcanzan 3,600 m. de altitud en Ocongate y al Este del río Vilcanota, 3,900 m. en Checca y Langui y 4,000 m. en La Raya; es decir, parece que el hielo ha descendido menos en la parte Sur que en la del Norte, lo cual se debería a una alimentación más pequeña ligada a relieves menos elevados y menores precipitaciones.

Por otra parte, hacia la región de la Selva las huellas de acción glaciár se presentan muy por debajo de 3,300 m.

Los glaciares actuales descienden hasta cerca de los 4,800 ó 4,600 m. en Auzangate y 5,000 m. a 4,800 m. en Callangate; formando lenguas de hielo bien alimentadas.

Al centro del área de estudio, las nieves comienzan a 4,700 m. y los hielos a 5,100 ó menos. En la Raya y Nudo Chinchina las nieves descienden hasta 4,800 m. como en la Cordillera del Noroeste; pero los hielos subsisten a 5,200 m. y únicamente las lenguas bien alimentadas llegan a los 5,000 m.

Oppenheim y Broggi refieren que antiguas minas españolas o incaicas fueron cubiertas por la nieve y ahora reaparecen bajo el frente del glaciár en retroceso.

Una segunda sucesión de morrenas frontales, muy cerca del pie de la Cordillera (morrenas de represamiento de los lagos Sibinacocha y Sirinacocha) a 10 km de distancia de los glaciares actuales, representa un importante estado de glaciares decrecientes que antes desbordaron estos límites.

En efecto, los más antiguos glaciares descendían hasta Ocongate al Norte y al Sur, hasta más allá de la barrera de Mitu (aguas debajo de Sibinacocha), estos fueron glaciares de piedemonte originados por la unión de los glaciares de valle en crecida.

Dichas plataformas glaciares, lobuladas en un primer tiempo, cubrieron todo el ante país; después, en un segundo tiempo, se redujeron a simples lenguas de glaciares de valle esto es, cuando la alimentación disminuyó. Tales glaciares residuales, tomaron a veces un curso tipo meandro (Tinki) y se hundieron profundamente en los depósitos de morrenas y fluvio-glaciares que quedaban después de la primera creciente que ocupó un área considerable.

Numerosas lenguas fueron dejadas por la disminución de los glaciares en medio de una geomorfología glaciár bien conservada (Terrazas de Kames, drumlins, etc.), tal como las que se pueden apreciar arriba de Tinki y en los alrededores de Sibinacocha.

Sobre la alta meseta volcánica horizontal de Quenamari ha subsistido el único resto de casquete glaciár, y respecto a ello suponemos que el responsable de esta morfología en "inlandsis".

En la región estudiada resumimos la historia de las glaciaciones en:

- Creciente máxima hasta 3,500 m. y probablemente más abajo, cuyos restos en general han sido erosionados, teniendo lugar posteriormente la edificación de terra-

zas fluvioglaciares como la que se halla cerca de Ocongate. Así, las únicas morrenas antiguas endurecidas se encuentran en los alrededores de Ocongate y río abajo de la Raya.

- Regresión general hasta las cordilleras.
- Creciente casi tan importante como las precedentes, formándose lóbulos hasta los 3,600 m.; luego por su fusión se generaron lenguas profundamente hundidas en los depósitos anteriores. Los retrocesos consecutivos dejaron una sucesión de morrenas y pocos fluvioglaciares.
- Una pequeña creciente en el año 1850 siguió a una importante fase interglaciar.

Eluviones

Estos depósitos se encuentran por diversas partes y especialmente sobre el Paleozoico inferior y las Capas Rojas. Están constituidos por arcillas rojas detríticas, generalmente mezcladas con brechas algunas veces yesíferas, o bien arcillas grises brechoides o nó, morrenas deslizadas y con materiales de los deslizamientos de tierras. Cuando tienen buen grado de pureza, pueden ser empleadas para ladrillos o alfarería. Un caso especial constituyen las Montmorillonitas muy puras de la hacienda Ccapana, provenientes de la alteración de pizarras paleozoicas y son explotadas como detergente.

Los suelos son muy diferenciados, pasando de un PH ácido a básico en muy cortas distancias, debiéndose tener en cuenta la influencia de los antiguos cultivos así como su degradación por el abandono de los andenes.

Por encima de los 5,000 m. la alteración por las heladas es la más activa; por debajo de 4,000 m. es la química que, a su vez, actúa sola entre 4,000 y 5,000 m., siendo en todos los casos profunda.

Las areniscas van siendo invadidas por aureolas concéntricas de color blanco, amarillo o rojo, indicativas de los desplazamientos rítmicos de las aguas capilares en la roca bajo el efecto cíclico estacional de cada año.

Los hipabaisales, ignimbritas, etc. se descaman en capas concéntricas.

Aluviones

La deposición aluvial rellenó todos los valles principales al final de la época glaciaria. Conos de deyección muy importantes se presentan en algunos lugares (Cusipata, Aguas Calientes).

Los niveles de agua freática que ellos poseen a veces son salinos y dejan, después de la época de lluvia, una costra de sal como la que existe cerca de San Pedro con 20 metros de grosor.

Las aguas que provienen de las barreras glaciares antiguas enterradas bajo los aluviones post-glaciares, dan lugar a un frecuente afloramiento de la mesa de agua freática que origina problemas de drenaje. En estas zonas se desarrollan turberas profundas.

Las lagunas ocupaban las partes bajas después de la glaciación (Lago de Sicuani o Lago Lisson de Maldonado) y, posteriormente fueron colmadas por sedimentos. En Uyurmiri, Maldonado indica una sección constituida por la siguiente litología :

- 20 cm. de tierra arable;
- 40 cm. de creta calcárea gris con diatomeas;
- Varias capas de travertinos de 20 cm. de grosor; y
- Capas de creta lacustre y diatomita con pequeños gasterópodos

Existen terrazas que han afectado a todos los aluviones altamente conglomeráticos aguas debajo de San Pedro y particularmente en Combapata. Esta reactivación de cavadura provendría del deshielo acelerado después de la glaciación de 1850, e igualmente sería la causa de la desaparición de la represa emplazada al nivel de confluencia del Huatanay-Vilcanota por el vulcanismo Cuaternario.

Volcánico Quimsachata

Un volcán al Norte de San Pedro y una colada andesítica porfirítica expuesta en el valle de Salcca, representan el vulcanismo ocurrido durante el Cuaternario.

Estas dos emisiones se hallan en la gran falla NS del Kanchinismo, ubicándose el volcán en la intersección de dicha falla con las fracturas NW-SE del Vilcanota.

La edad pre-Incaica de este vulcanismo está probada por el emplazamiento de las coladas sobre las terrazas bajas del Vilcanota, posteriormente a las dos primeras crecientes glaciares; asimismo, por las construcciones hechas sobre los derrames.

Se ha podido determinar tres emisiones sucesivas de lavas eyectadas por el cráter de 50 m. de profundidad y de 200 m. de ancho.

La última colada ha salido por una fisura de dirección NNW-SSE formando una lengua de lava de 3 km de largo, dicha emisión partió en dos el volcán y por la explosión los flancos del cono se cubrieron de combas y pómez rojizos.

La superficie escoriácea de esta colada que fue muy diluída, está conformada por rosetas groseramente concéntricas y perpendiculares a la eyección. El cráter después de la emisión de la lava se contrajo por descompresión en la chimenea, dando en todos sus alrededores pendientes convergentes de las capas de lavas y piroclásticos.

La lava negra con labrador, biotita y augita, es una andesita básica y tiene cristales hialinos de cuarzo xenomórfico. Estos cristales son enigmáticos en esta lava básica y tal vez correspondan a rellenos de cavidades por cuarzo secundario de origen hidrotermal o cuarzo de origen profundo.

Una fuente termomineral en San Pedro, es el último testigo de la actividad de este volcán.

Como en el caso de las ignimbritas de Quenamari, este es producto de un vulcanismo fisural, clásico al final de la evolución de todas las cadenas de montañas.

Travertinos

Los travertinos se encuentran ampliamente distribuidos en el área, ofreciendo cierta variedad en cuanto al aspecto u origen se refiere. Se les puede clasificar en :

Travertinos asociados a fuentes termominerales.

En aguas calientes los travertinos se presentan en placas delgadas alrededor en pequeños “volcanes de lodo caliente”.

En el río Salcca, en un lugar próximo a la Hda. Collpacucho, una de estas fuentes termales formó un puente que en la actualidad se encuentra destruido, a diferencia del que se

halla cerca de Tucsa, sobre el río Urubamba, que ha resistido a la erosión (100 m. de longitud).

A todo lo largo del río Carhui, antes de Trapiche y en Chilca, existen travertinos en domos a veces coloreados de rojo por el antimonio microcristalino o en amarillo por la limonita. En Uchullujlo, travertinos hasta de 50 m. de espesor represaron el río en 2 lugares, pero posteriormente fueron cortados los diques y aguas abajo se formó un nuevo puente calcáreo de 10 m. de espesor. El río desaparece completamente más o menos entre los 100 ó 150 m. antes y después del pueblo.

Las acumulaciones de travertinos corresponden a domos o costras que pueden servir de barreras a la erosión regresiva y proteger así a las cubetas interiores cerradas (cubetas de Entierropampa, formada por la represa de travertinos de Totorane entre Yanaoca y Quehue).

En Yanaoca, una fuente, actualmente seca, edificó un domo calcáreo cónico que simula un pequeño volcán de 6 a 8 m. de alto.

Travertinos asociados a circulaciones de aguas.

Alrededor de Tinta, los aluviones de las pendientes están ocultos por costras calcáreas a menudo muy inclinadas. Dichos depósitos de travertinos se observan, igualmente, cubriendo a los aluviones del fondo de las pequeñas gargantas que bajan desde las lagunas ubicadas al Oeste de Combapata. Tales costras suspendidas encima del río parecen falladas o basculadas y otras, como la del travertino de Chacamayo, soportan ruinas antiguas.

Por su posición estos depósitos podrían corresponder a una topografía mucho más elevada y antigua perteneciente a líneas de surgimiento de aguas calcáreas. En estos casos, los travertinos son parcialmente detríticos con abundantes moldes de plantas y a veces con brechas de pendientes recementadas por el calcáreo.

ROCAS INTRUSIVAS

En el área se han identificado masas intrusivas de tipo plutónico e hipabisal, estas últimas se presentan como filones, “sills” o diques.

Todos los análisis y estudios petrográficos han sido realizados en los laboratorios del Servicio de Geología y Minería.

No disponemos de evidencias claras para fijar la edad de estas rocas, pero se supone que su emplazamiento haya ocurrido durante el Terciario, corroborado con lo que se dice que en la Cordillera Occidental llegan hasta el Terciario superior; sin embargo, también otros opinan que, dentro de la Cordillera Oriental, ciertas intrusiones se produjeron en el Permiano superior y otras en el Paleozoico inferior (granitos hercínicos o caledonianos).

Intrusiones plutónicas

- Dentro de este tipo de rocas se han diferenciado las siguientes:
- Granodioritas y granitos alcalinos al Noroeste con algunas dioritas accesorias.
- Microgranitos y granodioritas al Oeste.

Hay que remarcar, sin embargo, que los macizos periplutónicos están mucho más esparcidos y su repartición es notoriamente desordenada.

Zona Noreste de los granitos alcalinos potásicos ó calco-alcalinos y granodioritas porfiríticas.-

Se puede dividir estas intrusiones en dos grupos:

- Granitos y granodioritas porfiríticas y leucócratoas del cuerpo principal de la intrusión; y

- Granitos de grano fino de los niveles superiores de la intrusión.

Ninguna de estas intrusiones conforma las cimas de la Cordillera Oriental, pero se alinean en crestas dirigidas hacia la Selva.

Grandes diaclasas, paralelas a la dirección andina, afectan a estos granitos controlando el patrón de drenaje.

Numerosas fallas, señaladas por estructuras cataclásticas, siguen los contactos subverticales con la serie metamórfica de la Ceja de Montaña.

La granodiorita y granitos porfiríticos leucócratos han producido un metamorfismo de contacto muy profundo. En algunos lugares la zona de contacto está mineralizada y coloreada de vivos matices visibles desde muy lejos (Kiko-Hapu).

En las muestras a microclina, generalmente tomadas en las zonas superiores, se encuentra cerca de 65% de microclina, biotita verde, esfena, epidota y clorita, un poco de muscovita, 10% de cuarzo y a veces hornblenda verde. Al Suroeste de Hapu estas facies muestra una estructura rara, como si se tratara de estratificación cruzada, a la escala del metro. El granito es rico en cuarzo orientado.

En las muestras sin microclina, próximas a la granodiorita y tonalitas (Tiranipampa) se encuentran 60% de oligoclasa y Albita, 25% de cuarzo, 10% de ortoclasa, 5% de biotita, magnetita, zircón y sericita. La ortosa se ha desarrollado en grandes cristales de color blanco ó rosado, rectangulares, de bordes corroídos o como fundidos por la pasta.

Dichos minerales se alinean, a veces, dando aspecto fluidal y los cristales, en algunos casos, se presentan rotos. En tales rocas se encuentra siempre cuarzo intersticial en masas globulosas del orden del centímetro y fundidas en sus bordes.

Frecuentemente, las granodioritas se presentan envolviendo a un granito ferromagnesiano, donde destaca la biotita que podría ser una parte mal digerida de la roca encajonante, ó un granito enfriado al contacto con las rocas adyacentes ricas en minerales ferromagnesianos. Se encuentra también xenolitos de la misma naturaleza, redondeados ó angulosos.

- La historia de esta intrusión puede ser resumida así :
Cristalización de un granito ferromagnesiano entre paredes frías o asimilación de ellas en la periferia del batolito inicial.
- Cristalización de fenocristales de ortosa, después siguió la pasta dejando en el fondo del reservorio un magma residual muy ácido;

- Fase neumatolítica, con aumento de temperatura y presión (corrosión y fusión parcial de los fenocristales por la pasta);
- Término de la fase neumatolítica con migración de potasio, dando Fenoblastos de microclina con yemas, incluyendo plagioclasa y ortosa; luego de una invasión por el potasio y el cuarzo de la base de la serie metamórfica o biotita; y
- Cristalización y alteración hidrotermal

Los granitos de grano fino del tipo Colini se han emplazado de otro modo. En lugar de un macizo homogéneo en las formas simples, son láminas poco gruesas discordantes o subconcordantes con los esquistos encajonantes; además, el metamorfismo de contacto en ellas es menos fuerte (sin corneanas feldespáticas) porque el enfriamiento ha sido mucho más rápido. Aquí la microclina es abundante (50-60%) con una estructura en fenoblastos, y también se presentan 30% de cuarzo, 10% de biotita y un poco de muscovita, sericita y epidota. Los contactos entre microclina y cuarzo poseen estructuras “myrmekíticas”.

En Parcocalla se tiene un macizo de dos kilómetros de diámetro conformado por una roca verdosa a oligoclasa, albita, wollastonita, epidota, esfena e ilmenita y un poco de calcita. La edad de esta roca no se conoce. La textura netamente ofítica y la abundancia relativa del calcio, son únicamente los caracteres remarcables así como la albitización secundaria de los feldespatos.

Al Oeste de Ccapana se encuentra una diorita epidotizada verdosa con 80% de andesina y oligoclasa con estructura ofítica, alterada en epidota rodeando piroxenos (bronzita?) alterados a serpentina (20%). Esta roca está profundamente alterada y muy fracturada, formando un dique inclinado de algunos metros solamente.

Sobre la carretera, entre Yanama y Marhuayani, existen varios afloramientos periplutónicos de dioritas verdosas con estructuras ofíticas, muy alteradas y fracturadas en sentido E-NE. En esta diorita se encuentra plagioclasa rodeando a la hornblenda alterada en tremolita. También existe clorita, epidota, un poco de calcita, rutilo, esfena y titanio-magnetita.

Se ha encontrado reducidos afloramientos de una monzonita a ortoclasas corroídas, con plagioclasas, sericita y calcita vinculadas a pequeños hipabisales volcánicos filonianos.

Al sur de Marcapata, en Chumpe, existe una diorita de grano medio con enstatita, biotita, labradorita, rutilo y epidota, en una estructura ofítica. Ella corta nítidamente a un gran dique de andesitas rojas o verdes de edad desconocida.

Microgranitos calco-alcálinos y dacitas-sienitas calco-alcálinas.-

Estas rocas corresponden a las que se presentan en el Nudo de Vilcanota y en la Cordillera Callangate-Colque Cruz, las que suelen acompañar a Mitu y con parte del cual son a veces algo semejantes pudiendo ser ante cretáceas; a diferencia de La Raya donde, en general, son terciarias.

Distinguir estos microgranitos de las riolitas y dacitas de Mitu en las chimeneas y sills, es muy difícil en el terreno, razón por la que se les describe juntos.

En el nudo de Vilcanota se encuentra una intrusión bien diferenciada de edad post-Terciario inferior, constituida por microgranitos gris rosados ó gris verdosos con textura porfirítica. Contiene 10 a 20% de andesinas (u oligoclasas a veces acompañadas de albita) corroídas, abundante ortosa, 25 a 40% de cuarzo, 20 a 10% de ferromagnesianos (biotita, hornblenda) con minerales de alteración (clorita, tremolita) y zircón o esfena.

En afloramientos próximos, las riolitas de Mitu tienen composiciones y estructuras muy parecidas pero la pasta es un poco más fina.

En Callangate se presente un hipabisal dacítico muy similar a los microgranitos antes descritos.

Al Sur de Chumpe, se puede apreciar una importante eyección de andesitas rojas y verdes (porfíricas) iguales a las que se halla en la cumbre del Auzangate, alcanzando cerca de 4 kms de longitud por dos de ancho. También, al Oeste de Tinki y en Ccatca, se encuentran andesitas rojas que representan a las chimeneas de alimentación de Mitu.

Respecto a los hipabisales dacíticos, estos se elevan en grandes paredes cubiertas de hielo hasta más de 6,000 m. de altitud, la textura es granular, un poco porfirítica en una pasta cristalina muy fina. Estos hipabisales pueden estar relacionados con las dacitas de Mitu, pero probablemente sean plutones terciarios que han aprovechado de una línea de debilidad orientada en sentido NE-SW.

En efecto, resalta la analogía de facies con el microgranito de La Raya; dacitas con 30% de cuarzo milimétrico y globular muy corroído, plagioclasas (30 a 40%), ortosa (10 a 30%), un poco de biotita, minerales de alteración, sericita, hematita, magnetita y calcita.

Algunas muestras de andesitas (Sur de Marcapata, Huiscachani) son esquistasas y milonitizadas. En el mismo lugar, pequeños filones grisáceos aplastados y fragmentados tectónicamente atraviesan al Paleozoico inferior. Corresponden a dacitas con plagioclasas, cuarzo, biotita y clorita de grano muy fino.

Otra dacita de color blanco brillante es explotada como piedra de construcción entre Ccatca y Ocongate, ella semeja de lejos a una cuarcita en la que se observa cuarzo y plagioclasa corroída, con sericita y calcita.

Al Sur de Palquella se observa una pequeña apófisis plutónica de monzonita cuarcífera con plagioclasa en fenocristales, biotita, cuarzo y ortosa, rodeada de esquistos a andalucita. En la parte alta, las cumbres están formadas en una sienita con 80% de ortosa, 10% de plagioclasa, 3% de cuarzo, clorita, limonita, sericita, esfena y titano-magnética. Los esquistos en el contacto se tornan rojizos y abunda la andalucita.

Intrusiones granodioríticas o monzoníticas del Oeste.-

El grupo Mitu se encuentra cortado por intrusiones de carácter periplutónico en varios lugares, tales como :

- Al Oeste de Sicuani, donde se explota como piedra de construcción una microtonalita gris verdosa con oligoclasa-andesina (80%), 15% de cuarzo, esfena, sericita y calcita en estructura intersertal.
- Al Este de Pitumarca un pequeño macizo de diorita corta Copacabana. Esta roca verdosa con estructura intersertal está compuesta de hornblenda (35%) en una trama de labrador y andesina (65%), un poco de ortosa y microlina, epidota, clorita, calcita y magnetita.
- Las intrusiones más importantes se sitúan al Noroeste y el macizo más grande, ubicado entre Acopia y Pomacanchi, se clasifica como una monzonita cuarcífera verdosa, mesócrata, con 45% de andesinas zonadas y sericitizadas, acompañadas de 30% de ortosa, un poco de cuarzo esfena, diópsido y hornblenda alterada en tremolita. La estructura también es intersertal.
- Al Oeste de Combapata, en Mosollacta, otras intrusiones granodioríticas atraviesan Mitu y Ayabacas (Parece que a estos plutones se les encuentra en guijarros dentro del conglomerado de Paruro y por tanto, se les relaciona con la tectónica tardi-cretácea). En ellos se distingue microscópicamente plagioclasa y hornblenda, biotita y cuarzo.

Hipabisales y periplutónicos asociados.-

Otros hipabisales se han emplazado en el Cretáceo medio, acompañados de periplutónicos variados.

En Antaparara (Sureste de Chilca) y al Norte y Sur de Hanchipacha, grandes inyecciones de espilitas con contornos muy caprichosos se emplazan en los ejes de anticlinales, en los cabalgamientos o en las acumulaciones tectónicas disarmónicas de Ayabacas. Ellas son post-tectónicas, pues en estos lugares cortan francamente las estructuras pero, en otros, quedan subconcordantes con la estratificación. En este caso, es muy difícil diferenciarlas con algunos elementos de Mitu, pues generalmente se emplazan paralelamente a los contactos entre él y Ayabacas.

Dichas inyecciones son albitophyros con un metamorfismo de contacto muy débil. La roca es verdosa ó gris rosada y contiene 95% de albita en microcristales, clorita, hematita, sericita con algo de esfena y piroxeno en algunos casos. Estas rocas pueden estar relacionadas con andesitas basálticas de estructura ofítica donde, por alteración hidrotermal, las plagioclasas se han transformado en Albita, mientras que la calcita se ha liberado.

Al Este de Antaparara, estas inyecciones están acompañadas de pequeñas intrusiones periplutónicas, constituida por dioritas hornbléndicas con 60% de plagioclasa, 40% de hornblenda alterada en clorita, un poco de enstatita alterada en serpentina, rutilo, titanomagnetita, esfena, apatita, tremolita, epidota y leucóxeno. La estructura es ofítica y las rocas aparecen generalmente vecinas a las zonas de mineralización (antimonio, cobre y plomo) tal como en Huiscapata.

En el Alto Salcca (Cerro Cia) las calizas Ayabacas han sido afectadas por diques de 5 a 10 m. de espesor de monzonita cuarcífera con 45% de ortoclasas, plagioclasas (45%), menos de 1% de cuarzo, 10% de biotita y flogopita.

Al Norte de Sicuani, en el cerro Motosalla, se tiene un sill de diabasa en las areniscas Huancané, su composición es de 75% a 80% de labrador y andesina, 15% de enstatita o augita y diópsido, 5% de biotita, un poco de esfena, rutilo, magnetita, clinozoisita y tremolita. La estructura es ofítica y el sill está alterado hidrotermalmente.

Además de los indicados, numerosos filones hipabisales atraviesan las capas en muchos lugares, teniéndose entre ellos :

En Chaccata (Noroeste de Antoniopampa, cerca de una mina) una traquita gris de aspecto extraño en pequeños glóbulos beige con ortoclasa esferulítica, cuarzo y flogopita.

Al Noroeste de Sicuani, atrás del C° San Cristóbal y en una falla de Ambo, se emplaza una roca gris con 70% de andesina y labrador, 20% de vidrio, 10% de biotita y apatita.

Finalmente, al Sur de Pitumarca, en Copacabana, existe un sill de diabasa albitizada cuya composición es de 60% de andesina y oligoclasa con estructura intersertal, 40% de enstatita y hornblenda, magnetita, epidota, calcita y clorita (todavía es un albitophyro).

Al Sur del Lago Quillococha, sobre la falla Oeste de Sicuani Chinchina, se ve en Mitu y en el resto del Paleozoico numerosas intrusiones hipabisales de una dacita muy blanca con labrador, cuarzo redondeado corroído y calcita diques entre Ocongate y Ccatca. Se tiene también un aglomerado dacítico vitroso a oligoclasa, andesina y cuarzo en cristales corroídos, biotita, rutilo, calcita y fragmentos de rocas diversas.

En resumen, en toda el área de estudio se hallan inyecciones volcánicas o hipabisales muy variadas. Los granitos (en parte aquellos del Noroeste), granodioritas, tonalitas, adamelitas y sus equivalentes volcánicos, podrían representar las apófisis superiores de un reservorio profundo de composición relativamente ácida del tipo monzonita cuarcífera (falta demostrar esta hipótesis).

METAMORFISMO

Dentro del Paleozoico inferior están los únicos niveles que han sido afectados en gran escala por el metamorfismo; de este modo, la parte oriental de la Cordillera está integrada por micaesquistos que pueden ser seguidos hasta el otro lado de Marcapata (a lo largo de la carretera a Quincemil), donde ellos están atravesados por intrusiones diversas (granitos, granodioritas, dioritas) rodeadas por pequeñas aureolas de metamorfismo de contacto (Colini, Oeste de Keros). Los micaesquistos a biotita y fenocristales de andalucita, cubren vastas extensiones y pasan hacia el Noreste a los gneis de Hapu y Kiko.

Estos terrenos metamórficos, más duros que los del resto del Paleozoico, fueron cortados por antiguos glaciares en cañones profundos que descienden hacia la selva.

El contacto con el granito a menudo presenta una banda de 100 a 50 m. de ancho de coloración rojo pardo a amarillento vivo y a veces verdoso, debido a alteraciones posteriores (bajada de Jatun Keros, por encima de Kiko).

Respecto a las posibilidades de que haya una discordancia entre la serie del Paleozoico inferior y el metamórfico, ó que el metamorfismo sea regional o dependa enteramente de las intrusiones, se puede manifestar que los límites de repartición de los minerales de metamorfismo marcados sobre el mapa, a pesar de ser aproximados, indican una zonalidad metamórfica y un pasaje continuo de los esquistos negros de Cabanillas a los micaesquistos. Por el contrario, entre los micaesquistos y los gneis es difícil hablar de un contacto, porque está siempre oscurecido por las intrusiones o cubierto por la vegetación. Pero a veces, el pasaje brusco entre los micaesquistos y los gneis puede hacer pensar en una discordancia, lo que a su vez podría ser también un frente de migmatización, relacionado o no a las intrusiones vecinas ricas en potasio.

Por otra parte, jamás se ha visto diferencias notables entre la serie anterior al metamorfismo (cuando está conservada) y el Paleozoico inferior y más por el contrario las dos parecen haber sido una serie homogénea pelítica o arenosa, tal como aparece cerca de Hapu o al Sur de Marcapata, donde las rocas fueron en otro tiempo alternancias centimétricas de limolitas y lutitas negars muy análogas a las facies de Ccapana. Además, tampoco se han visto trazas de algún conglomerado de base bajo la serie Cabanillas y sobre el metamórfico.

De este modo, sin referirse a una discordancia no observada todavía en el campo entre un zócalo precámbrico hipotético y el Paleozoico, es posible explicar con una magmatización el rápido cambio entre el grupo Cabanillas y el metamórfico oriental.

En dicho metamorfismo es posible que hayan ocurrido 2 ó 3 fases, siendo la última, en los dos casos, una retromórfosis local y ligera por alteración hidrotermal, la cual puede estar relacionada a las mineralizaciones epi ó mesotermales cretáceas a terciarias que se ofrecen en diferentes lugares del área en estudio.

Se puede suponer que un metamorfismo general ha dado en primer término micaesquistos a biotita, así los micaesquistos de Marcapata tienen cerca de 40 a 50% de cuarzo, 10 a 30% de biotita orientada, grandes cristales de andalucita rosados poiquilíticos (frecuentemente alargados según los micropliegues ó separando capas de biotita y cuarzo) y algunas ortoclasas.

El desarrollo de la andalucita puede deberse a las intrusiones de granitos potásicos los cuales habrían desarrollado un importante metamorfismo regional.

Además, las apófisis de los granitos finos se envolvieron de una capa metamórfica no muy gruesa (100 a 200). El granito porfiroide, de enfriamiento lento de Hapu ó Keros, pudo rodearse de corneanas a andalucitas potentes dentro de los esquistos de Marcapata y, por el contrario, los gneis de Hapu quedaron estables.

Los gneis de Hapu son rocas grises, masivas, con bandas negras y blancas (alternantes del orden del milímetro, del centímetro ó más, a menudo microplegadas a la escala del centímetro. Las bandas localmente forman amígdalas y al Este de Hapu existen pliegues del orden del metro, cuyas cabezas están netamente dilatadas y los flancos estirados, mientras que el cuarzo filoniano corta la roca. Presentan, en proporciones iguales, cuarzo y microclina (60%), acompañados de plagioclasa y sobre todo biotita, granates y apatita. Algunos bancos verdes oscuros contienen 50% de cuarzo, cordierita, andalucita y 10% de biotita.

Las composiciones mineralógicas indicadas permiten incluir estas rocas entre las migmatitas homogéneas. Por otra parte Oppenheim ha encontrado migmatitas junto a la carretera a Quincemil, pero no creemos que se trate del mismo tipo de roca que la descrita precedentemente en Hapu. Así, no se puede dudar de la naturaleza de este metamorfismo, pero hasta ahora no se ha encontrado evidencias de algún “Zócalo cristalino” antiguo.

Es posible que este metamorfismo esté ligado a una fase tectónica del Paleozoico, porque ningún horizonte post-Pérmico aparece metamorfizado, pero aun con todo, el problema queda pendiente.

TECTONICA

Se puede distinguir tres estilos diferentes, provenientes de la interacción de factores variables tanto en el espacio (diferencias de profundidad) como en el tiempo (fases tectónicas), ellos son :

- Tectónica de zócalo, o más exactamente de profundidad, en el Paleozoico inferior (eje de la Cordillera Oriental).
- Tectónica de cobertura, o mejor dicho tectónica intermedia, disarmónica. Ella afecta al Cretáceo del sinclinorio al Nor-este del Vilcanota.
- Tectónica de grandes conjuntos litológicos en unidades muy amplias. Es la más joven y afecta sobre todo al Terciario del Suroeste del área de estudio.

Estas grandes zonas corresponden a la vez a niveles ó pisos tectónicos diferentes, y a una distribución bastante amplia de tectogénesis en la escala de tiempo.

Las fases tectónicas que se han reconocido en el área, corresponden a las indicadas por geólogos en diferentes trabajos tanto locales como regionales (varios de ellos inéditos). Ellas han sido denominadas fases del Paleozoico inferior (aún poco conocidas), comprendiendo la fase principal herciniana del Permiano superior (cuya composición parece haber sido menos acentuada que en otros lugares orientales) y la fase post-permiana (nevadiana?), movimientos precursores que pueden ser post-cenomanianos (indudablemente débiles) y la fase principal en el Cretáceo superior a Terciario inferior.

En el área faltan evidencias paleontológicas para atribuir a las respectivas fases tectónicas su verdadera cronología. Por ejemplo no conocemos la edad exacta de las Capas Rojas afectadas por la fase Peruana o Laramiana (?); igualmente ocurre con la fase tectónica principal post-Puno (fase incaica?), la fase post-Tacaza y post Descanso del Terciario medio a superior? (fase Quichuana?) y el levantamiento general Plio-Cuaternario.

La duración de estos movimientos se manifiestan por los diferentes grados de complejidad de las tectónicas afectando a niveles separados por una ó varias fases. Además hay que subrayar que estas diversas fases no tienen los mismos ejes, presentando una extraordi-

naria variedad en sus direcciones tal como lo demuestran las estructuras en el Cretáceo, debidas a tectónicas superpuestas con ejes diferentes (NW – SE, NE – SW).

Sin embargo, no solamente el factor tiempo está en juego, sino también la tectónica principal que ha ocasionado la mayor parte de las estructuras visibles con un estilo muy diferente según el nivel considerado.

En estas diferentes fases tectónicas se puede indicar :

- Un zócalo plástico que ha formado pliegues con esquistosidad, más que fallas que siempre fueron tardías. El piso tectónico inferior ha sufrido plegamientos variados y esquistosidades con orientaciones NS – NW – SE, EW a NE – SW y edades muy variables.
- Una película rígida que sirvió de envoltura al Paleozoico inferior (Copacabana y Mítu) y transmitió los movimientos del conjunto del Paleozoico al del Cretáceo.
- Una masa incompetente (Cretáceo) que fue replegada, sea por una tectónica superficial ó por una tectónica disarmónica entre dos niveles rígidos (Puno y Mítu). La parte inferior está formada de escamas rígidas (Huancané) envueltas en una masa con desplazamiento muy disarmónico (Moho), luego por encima, el Cretáceo superior tiene un estilo plástico autónomo.

Sin duda, una masa compacta de una sola pieza (Terciaria) ha cubierto toda la región muy irregularmente; esta repartición irregular de las cargas ha debido guiar el plegamiento del Cretáceo infrayacente. En general, estos niveles superiores han sufrido una tectónica con pliegues amplios y fallados.

La intensidad de cada fase no es la misma en todos los lugares; el sinclinal de Puno, al Oeste de Sicuani, recubre en discordancia al Cretáceo al Norte y Oeste mientras que es subconcordante al Sur y al Este. De la misma manera, la fase herciniana parece mucho más fuerte al Este de Sicuani que sobre toda la zona de Vilcanota.

Se han diferenciado las zonas siguientes :

- Zona Suroeste
- Zona anticlinal del Vilcanota
- Zona del Sinclinorio Cretáceo

Zona Suroeste

En ella se distingue el gran sinclinal fallado al Oeste de Sicuani y las fallas visibles en la carretera a Yauri. Más al Oeste, Paruro y Tacaza están afectados únicamente por grandes fallas simples y pliegues con gran radio de curvatura.

La última fase tectónica es posterior al grupo Tacaza y a la formación Descanso (opinión de los geólogos de EPF) plegada (pendientes verticales ó inversas muy localmente).

El sinclinal al Oeste de Sicuani tienen en su eje a Puno en concordancia con las Capas Rojas del Cretáceo superior; mientras que en el borde occidental, está en discordancia sobre Mitu, Ayabacas y el Cretáceo superior que están afectados por fallas inversas.

Al respecto, se supone la sucesión de las fases siguientes :

- Primera compresión post-Ayabacas, bastante débil o nula al Este y más fuerte al Oeste. Está mal conocida.
- Deposición de las Capas rojas del Cretáceo superior.
- Segunda compresión anterior al conglomerado Paruro (Puno superior) con fallas inversas.
- Tercera fase que pliega Puno inferior y también Paruro
- Últimas fases del Terciario post-Tacaza.

El conglomerado de Paruro correspondería al borde oriental de la Cordillera Occidental en surrección, lugar donde la orogénesis fue lo bastante fuerte como para que no se depositen o que sean erosionadas todas las Capas rojas cretáceas y solamente se emplacen los conglomerados terciarios.

En el centro del sinclinal terciario de Sicuani, donde la discordancia cretácea es mucho más débil y nula, las Capas rojas del Cretáceo superior está completamente ocultas en concordancia bajo las capas de conglomerados, debido a la erosión en la Cordillera Oriental.

Este sinclinal presenta una particularidad interesante, puesto que su extremidad Sur se emplaza directamente sobre las estructuras del Paleozoico, lo cual posiblemente sea el efecto de una falla de subsidencia y transcurrente, que debe estar entre Tungasuca y Pampa de Viluyo continuando probablemente por el borde Suroeste del lago de Langui.

Zona Anticlinal del Vilcanota

Esta zona es importante porque, geográficamente, coincide con el límite Oeste de las facies cretáceas de bastante espesor y con el límite Este de los más importantes afloramientos terciarios.

Es posible distinguir dos sub-zonas :

- Una estrecha, al Noroeste, en forma de anticlinal fallado, pero relativamente simple.
- Otra al Sureste, producida por el ensanche de la zona precedente y su corte de escamas.

Fallas con reactivación, a menudo reciente, delimitan todo el valle de Vilcanota. Ellas son visibles detrás del Cerro San Cristóbal, al Oeste de Sicuani, y en el borde oriental del sinclinal terciario de Sicuani. Son fallas normales ó fallas transcurrentes.

Otras fallas son inversas ó también con cabalgamientos importantes (en general hacia el Oeste en la orilla derecha del Vilcanota).

De Norte a Sur, en la orilla derecha del valle, se tiene al Este de Combapata (Kanchiniso) un cabalgamiento (hacia el Oeste) de Copacabana fosilífero sobre Mitu, cuyas partes profundas orientales han sido cortadas por una falla vertical posterior de orientación Norte-Sur que ha dejado únicamente escamas.

Más al Sur, en el Cretáceo ha ocurrido lo mismo (cabalgamiento de Uyurmiri); viéndose un grupo de escamas sinclinales al Sureste de Sicuani orientadas en sentido ESE-WNW. Estas escamas han sido empujadas hacia el Este contra una gran falla, que al nivel de Sicuani, se inflexiona al Norte para terminar en la falla Norte-Sur de Kanchiniso.

La falla Quilca-San Felipe (Sicuani) en Kanchiniso, que tiene una orientación general SE-NW, ha puesto a Mitu junto al Paleozoico inferior. Esta falla parece haber tenido actividad (como muchas en esta zona) en varias épocas. Después de un lapso en el que los acontecimientos son desconocidos, Mitu cabalgó sobre el Paleozoico inferior en el curso de la tectónica Paroxismal, convirtiéndose posteriormente en una falla normal al descender su compartimento. Este, hecho por el cual se explica la posición de los afloramientos de Copacabana en esta zona. Pero, también cabe la posibilidad de que se deba a la paleogeografía del Paleozoico superior.

Las escamas al Este de Maranganí, serían quizás consecuencia de antiguas fallas de subsidencia de la parte Nororiental del área de estudio en el Cretáceo, reactivadas durante la fase Peruana y limitando al Este la zona de subsidencia máxima de las Capas rojas del Cretáceo-Terciario.

Así esta zona podría ser el producto de una inversión de subsidencia durante la sedimentación, seguida de un cabalgamiento y escamación, según las mismas líneas de debilidad entre el dominio oriental y el dominio occidental. A lo largo de este alineamiento plástico y móvil se han instalado gran cantidad de sedimentos detríticos provenientes de la erosión de

la Cordillera Occidental, que fue la primera en surgir del “geosinclinal” andino. Numerosas fallas (tales como la de San Cristóbal, Kanchiniso y la de Quilca) coinciden con los límites de sedimentación de la molasa Cretáceo-Terciaria de Sicuani, concurriendo todas ellas al lugar donde se halla el volcán Quimsachata, que parece ser una consecuencia directa de esto.

En toda esta zona anticlinal, como en el sinclinal de Sicuani y en el Cretáceo plegado del NE, se ve pruebas de un movimiento bascular de todas las estructuras hacia el Oeste. Posterior al enderezamiento de las estructuras, los bancos subverticales bajo el efecto de una compresión ligera pero brusca ó de un basculamiento general de la cadena, fueron cortados por fallas horizontales con el bloque superior corrido generalmente hacia el Oeste (San Felipe, Pumahorco, Santa Bárbara y Hercca). Con este movimiento de conjunto, se puede explicar la forma curiosa del sinclinal de molasa, el perfil en V y también las fallas con salto débil pero transcurrente, que afectan a este último (Hercca).

Un problema difícil que subsiste, es la presencia del cabalgamiento hacia el Este sobre la ribera izquierda del Vilcanota (San Cristóbal con cabalgamientos intra-Ambo y las estructuras de Copacabana – Mítu frente a Cusipata), se podría explicar parcialmente por un bloqueamiento de las estructuras disarmónicas del Noreste sobre el bloque resistente del Terciario al Oeste. O bien, por resistencia locales sobre los flancos del anticlinal del Vilcanota que ocasionaron cabalgamiento convergentes hacia la cresta del anticlinal.

Hay que subrayar que en todas partes, estos cabalgamientos están cortados, en su comienzo, por fallas verticales posteriores. Además, la falla normal de Quilca en relación con el cabalgamiento del Paleozoico, engendró el paquete de escamas de Maranganí; la que a su vez, por otra parte tuvo una orientación diferente que debió corresponder a una perturbación tectónica anterior.

Otro caso de este tipo, estaría representado por la falla vertical Norte-Sur al Este de Kanchiniso, al recortar al Sur un cabalgamiento del Paleozoico superior sobre el Cretáceo (hacia el Este?).

Zona del Sinclinorio Cretáceo

En este sinclinorio distinguimos, de abajo hacia arriba, dos niveles tectónicos comprendidos en dos zonas estructurales, que del Sur-oeste al Norte son :

- Zona Sur y Sureste, con tectónica relativamente simple de dirección general andina (NW-SE).
- Zona Norte y Noreste, con tectónica de dirección Noroeste cruzada con otra de dirección Noreste.

Los dos niveles tectónicos, de abajo a arriba, son :

- Nivel de despegamiento (Ayabacas) lleno de escamas (Huancané).
- Nivel despegado del Zócalo (Hanchipacha, Chilca) con una tectónica “souple”.

Parte Sureste y Sur.- En esta parte se tiene los sinclinales de Hanchipacha y Chilca frecuentemente apretados y flotando encima de Ayabacas y a su vez envueltos en un sistema de escamas de Huancané (Uyurmiri).

En Santa Bárbara, tres de dichos sinclinales se cierran por terminaciones periclinales muy paradas sobre calizas Ayabacas y rocas de facies Santa Bárbara replegadas en extremo. Al Noreste de esta acumulación de Ayabacas y junto a ella, los sinclinales tienen planos axiales de 70° hacia el Suroeste y Ayabacas forma un tipo de anticlinal en Champiñon (hongo) con terminación periclinal abrupta hacia el Sureste. Es posible que esto se deba a la combinación, después de la fase paroxismal, de dos fases de compresión, una de eje NE-SW y la otra posterior de eje andino NW-SE. Tales fases han ocasionado el amoldamiento de las estructuras sobre una masa de Ayabacas pre-existente, afectada por colapsos submarinos ocurrido en el Aptiano y/o Cenomaniano. La compresión ulterior de las estructuras por una tectónica de eje NW-SE, también ha podido dar estos rechazamientos o rotaciones de los ejes de los sinclinales, tal como puede apreciarse al Norte de Condorsenca.

Otra característica de estos sinclinales, es la de presentar un plano axial subvertical que oscila de 70° a 80° hacia el SW y de 70° a 80° hacia el NE; dicho desordenamiento de los ejes se debe a una tectónica NE-SW y sobre todo, a un esfuerzo de bloque del movimiento de los sinclinales que fueron del Este hacia un bloque resistente.

Parte Norte y Noreste.- En esta zona se han considerado tres partes: Masa principal del Cretáceo, Faja Nororiental y Borde Noroccidental.

Masa principal del Cretáceo .- Dicha masa está compuesta de calizas Ayabacas y facies Santa Bárbara, replegadas y englobando escamas de Huancané. Este tipo de estructura es particularmente bien visible en el profundo valle que desciende del Auzangate y pasa por Chilca. En Uchullujllo y Trapiche, dos de estas escamas cabalgan de 2 a 4 km por lo menos, siendo la escama inferior un flanco inverso y la superior un flanco normal. Estas escamas han sido empujadas hacia el Oeste, lo cual es poco visible porque unas fallas cortan sus extremidades y las hacen desaparecer bruscamente en la masa disarmónica de Ayabacas.

Dichas fallas afectan a las unidades inferiores, mientras que los sinclinales de Hanchipacha, generalmente, solo presentan flexuras.

En Palcoyo, en la prolongación Sur de la estructura precedente, se puede ver dos escamas de Huancané formando un anticlinal con un plano axial inclinado hasta 60° hacia el

NE; las escamas en el flanco normal corresponden a la de Trapiche y en el flanco inverso a la misma unidad, en cambio la escama de Uchullujllo pertenece a una unidad inferior.

Los sinclinales superiores de Hanchipacha, forman un conjunto completamente independiente del resto y se presentan sin mayores perturbaciones, salvo las veces que se desprenden en cabalgamientos sobre el substrato ó se repliegan en grandes pliegues acostados.

En el gran sinclinal de Hanchipacha y Chilca se presentan, en contacto anormal, capas invertidas de Chilca debido a una compresión venida del NW. El flanco inverso se replegó localmente y en él aparecen restos de Ayabacas (Patahuasi). Más tarde, una compresión que vino del NE, paró las escamas de Huancané, aguas debajo de Chilca, haciéndolas penetrar más y a su vez replegó las capas de Hanchipacha.

También, se podría considerar a esta estructura como un pliegue acostado con eje en sentido NW, sobreparado en sus bordes Norte y Sur por una serie de escamas de Huancané y cerrado en forma de bolsa por una tectónica de eje Noroeste.

Al Norte de Tucsa, las estructuras de Huancané atraviesan Janchepata formando un domo plegado y fallado con caracteres muy complejos en el detalle. Por el contrario, al Este de Tucsa una escama de Huancané (localmente en anticlinal acostado con núcleo de Muni como en Chuñúa cabalga sobre Ayabacas, y allí los sinclinales acostados de Hanchipacha están acuñados pudiéndose ver contactos anormales entre las Capas rojas (Muni y Chilca).

La segunda compresión, de eje NE –SW, ha replegado el sinclinal de Janchepata – Chilca en Llutuyo, y localmente lo ha dirigido sobre la parte posterior del cabalgamiento de Huancané. También, ha torcido el cabalgamiento del C° Cía, inclinándolo en dos partes independientes, una NW y la otra SE, mientras que desgarres NW-SE independizan los compartimientos NE y NW.

Al Norte de las estructuras NE – SW acostadas hacia el SE, subsisten en medio de las inyecciones hipabisales andesíticas o espilíticas (Antaparara a Finaya) restos de Huancané y Muni con porciones de Mitu cabalgando sobre Ayabacas por fallas inclinadas con 40° a 50° hacia el Oeste.

Una prueba de la existencia de fallas tardías de descompresión, reactivando las fallas de compresión, se encuentra al Este de Cusipata (Katahue), donde un sinclinal de Mitu y Copabana cabalga sobre otro más occidental sin anticlinal fallado de por medio; este último ha sido laminado, porque ha bajado el compartimiento oriental ó por aplastamiento debido a la fase tardía de compresión.

Así pues, como en la zona septentrional del sinclinorio, pero en forma más exagerada, se puede apreciar :

- Una fase de compresión de eje NW-SE (andino) del Terciario inferior paroxismal, incrementando las estructuras falladas de Huancané y los repliegues de “slumping” de Ayabacas, dando una tectónica de escamas cabalgantes inferiores y de sinclinales acostados superiores.
- Una fase de compresión de eje NE-SW que plegó los cabalgamientos precedentes y replegó, perpendicularmente a su eje, los pliegues acostados superiores. Este movimiento fue acompañado de amplias desgarraduras en el compartimiento NW y originó las esquistosidades NE-SW del Paleozoico inferior, afectando al compartimiento SW mucho menos (desgarre de Chullpa, Oeste de Janchepata, Oeste de Laurayana).
- Una presión (serrage), que vino del NE, precedió a la formación de fallas tardías que cortaron todo este conjunto parando las escamas, replegando ciertas capas y cortando por un sistema de microfracturas horizontales de estructuras existentes.

Faja Nororiental.- Las capas de Mitu se hallan en posición sub-vertical y al Noreste su orientación Noroeste o Norte-Sur cambia al inflexionarse hacia el Norte y el Noreste. Parece que inicialmente tuvieron una dirección general Noroeste, pero debido a esfuerzos compresivos fueron arqueados hasta quedar con las direcciones actuales.

En el curso de la primera fase, Mitu vertical ó ligeramente invertida rechazaba, por intermedio de una falla horizontal y poco inclinada hacia el Este, una serie de escamas Huancané sobre Ayabacas.

Después, en una segunda fase, dicha falla es enderezada y ocasiona un contacto anormal jalonado de escamas (Chullpa). Este contacto anormal juega en numerosos lugares como falla transcurrente, provocando una compresión NW-SE mucho más acentuada al NE que al SW.

El sinclinal de Janchepata-Chilca, inicialmente de eje NW-SE fue arqueado por dicha falla transcurrente (C° Cía) cambiando su eje a una posición vertical, mientras que una escama de Huancané y Ayabacas perforaba el centro, acentuando la curvatura del sinclinal resultante.

La compresión de tal sinclinal, en el curso de la segunda fase, se hizo por intermedio de un pequeño cabalgamiento que ya se había iniciado en la primera fase, y continuó como nappe hacia el SE, siendo todo replegado por las escamas existentes.

Este “nappe” replegado y con 3 kms de recubrimiento en el alto Chirú, representa la exageración de una estructura muy corriente, todo a lo largo de Mitu oriental. Mitu muy parado fue cubierto por Muni y Huancané subverticales, empujando algunas escamas de Huancané invertidas y envueltas en Ayabacas, luego se presenta una vasta extensión de

Ayabacas con algunas porciones de Huancané dispuestas anárquicamente. Todo este conjunto constituye la masa de escamas rechazadas frente a Mitu, desplazada hacia el SW por una falla sub-horizontal que corta la superficie topográfica a nivel de los elementos de empuje (C° Cundía, Alto Chirú, NE de Rata).

En la zona oriental, donde la tectónica de eje NE fue la más violenta, las intrusiones hipabisales son también las más abundantes. Ellas representan inyecciones al momento de la descompresión de la cadena, después de la fase paroxismal de la misma y de las fases terciarias.

Borde Noroccidental.- Se presenta en estructuras occidentales, donde localmente el Paleozoico inferior pasa por encima de Mitu, muy plegado y esquistoso cabalgando sobre Ayabacas (río Carhui). Corresponde al bloque de la masa de Ayabacas de Trapiche, desplazándose hacia el SW contra el bloque resistente y fallado del anticlinal del Vilcanota. Ciertos elementos de Mitu enclavados entre los cabalgamientos venidos del Este y la masa resistente del Oeste (Terciario masivo), se incrustan como escamas en la masa Cretácea oriental.

Esta zona de aplastamiento del Cretáceo sobre el Permiano, continúa en el curso de la segunda fase de compresión que vino del NW, y actuó como falla transcurrente independizando el compartimento NE del SW. Así, por el cerro Cía, el compartimento NE fue mucho más plegado por esta segunda fase (Pucacocha) y Mitu que fue colocado debajo del Paleozoico, cabalgó sobre el Cretáceo dando lugar a una estructura de eje NE-SW.

Tectónica Paleozoica

El paleozoico se puede dividir en tres sectores principales, correspondientes a los anticlinales del Vilcanota, de Ccapana-Ayacachi y de Ocongate – Tinki – Palquella.

En la zona del Vilcanota, las direcciones de las estructuras en general son andinas (NW-SE).

En la zona Ccapana-Ayacachi, la serie Ccapana presenta un conjunto de anticlinales y sinclinales muy apretados con ejes NS (Qda. Tumicalle) y NW-SE (carretera Ccapana-Ocongate). Las ondulaciones EW acentúan las terminaciones periclinales de los pliegues y forman domos. Mientras que los elementos tectónicos con ejes NS y NW están acompañados de esquistosidades muy marcadas, los de eje EW son contemporáneos con una esquistosidad de igual dirección, relativamente débil.

Estos plegamientos corresponden a las fases andinas ya indicadas (Cretáceo y Terciario).

En la zona de Ocongate-Tinki-Palquella, los elementos de dirección andina son poco notorios; en cambio los de dirección NS han desaparecido, existiendo una esquistosidad

NW-SE muy marcada. Esta esquistosidad tiene igual dirección que los ejes de los elementos tectónicos de la segunda fase visible en el Cretáceo Nororiental, y también se presenta en las intrusiones hipabisales con direcciones muy similares, probando todo ello la existencia de la compresión venida del NW que afectó al Cretáceo después de la fase paroxismal.

Sustancias metálicas

El desarrollo de la minería en este sector del país, no es muy intenso, los depósitos fueron estudiados por E. Bellido y T. Killsgaard en 1959 (Ore deposits of Southern Peru). La compilación de sus resultados y nuestras propias observaciones, tomando en cuenta la clasificación de los yacimientos metalífero elaborado por M. Routhier, permiten distinguir las zonas mineras siguientes :

Zona Sureste .-

A más de 4,600 m. de altitud, alrededor del río Palca, existen fracturas casi E-W con fuerte pendiente hacia el Norte y algo oblicuas con relación a la esquistosidad del Paleozoico inferior encajonante, dichas fracturas están rellenas de cuarzo, estibina y pirita mezclados con fragmentos de rocas trituradas (Modesita). En Santa Quintina y San Ramón se ha observado que galena y chalcopirita completan el relleno.

Otras vetas con una orientación EW ó NS contienen chalcopirita, algo de covelina, galena, baritina, cuarzo y 1.66 gr. de Ag por tonelada; en profundidad, enriquecimiento con cobre nativo y en superficie, cerusita.

También hay vetas en sentido NW con pirita, chalcopirita, covelina, blenda y galena con 1.60 gr. de Ag por tonelada.

Pequeñas explotaciones en la ribera izquierda del Vilcanota, muestran una aureola periplutónica (plutón microgranítica de la Raya) de origen mesotermal a B.P.G.C. más o menos completo, donde el Cobre es accesorio; ó bien, mesotermal del tipo herciniano europeo (estibina y cuarzo), pero sin oro.

Zona Norte de Ocongate

Como en la zona precedente, en el Paleozoico inferior esquistoso hay un B.P.G.C. más o menos completo con cuarzo, blenda, galena, chalcopirita, a veces calcita (Maruja III,

Condorocacca), ó bien una mineralización mesotermal de tipo herciniano europeo con cuarzo, pirita, estibina y oro, pasando a las vetas de cuarzo aurífero conocidas desde la época colonial en Carhuayo, Huisacapata y Manco Cápac. Las leyes, a veces muy elevadas (Manco Cápac, S. Bolívar), han influido para que los mineros continúen trabajos, generalmente, sin resultados positivos a causa de la tectónica compleja y todavía difícil de descifrar.

Parece que estos depósitos están ligados a las intrusiones micrograníticas de la Cordillera de Callangate; pero, es difícil saber si la mineralización proviene de los diques andesíticos visibles cerca de Tinki o Ccatca y aún menos, de los granitos del Este probablemente del paleozoico.

Este B.P.G. con cobre subordinado, permite recomendar la investigación de minerales hipotermales asociados, los cuales pueden encontrarse en los nevados.

Zona Suroeste de Checca

En esta zona existe una mineralización de B.P.G. con cuarzo, pirita, blenda, galena y cobre (chalcopirita y malaquita).

Las fracturas generalmente tienen una orientación 45° Norte en las andesitas porfiríticas del Terciario (Tacaza). Según la opinión de varios geólogos, estos yacimientos están relacionados con las monzonitas cuarcíferas que acompañan a las granodioritas cretáceas a terciarias de la región. Estas últimas serían responsables de la abundante magnetita explotada cerca de Ayallacta.

Zona Central del sinclinal terciario de Hercca

Aquí como en San Pablo, hay concentraciones de cobre en grandes yacimientos estratiformes con malaquita y chalcosina (brechas y areniscas del Cretáceo superior).

En cambio, entre Layo y el Vilcanota, se tiene depósitos análogos en fisuras. En Santa Ana, cerca de Maranganí, en una fractura NW-SW subvertical (Mitu volcánico), se ha encontrado chalcosina, malaquita, calcita, 4.7% de cobre, 0.8 gr. de oro por tonelada y 44 gr. de plata por tonelada.

Zona central del sinclinorio cretáceo

En esta zona la mineralización es heterogénea dando un B.P.G.C. complejo (Checacupe: Caprichosa) con numerosas vetas de malaquita en las Capas rojas superiores a

Moho (Pumanota, Hanchipampa, al SW de Chilca, etc.) también, existen pequeños yacimientos de antimonio en Huiscapata al SW de Hanchipacha y en Llutuyo al NE de Tucsa.

Depósitos de cobre con baja ley y especialmente el hierro reducido, dan una coloración verde a ciertas capas cretáceas continentales.

Por otra parte, las cavidades de las andesitas y basaltos amigdaloides de Mitu encierran chalcopirita y chalcosita. Estos depósitos, parcialmente singenéticos, están ligados a circulaciones hidrotermales.

Zona aurífera

Hasta hace poco el oro ha sido explotado de los placeres dentro de los aluviones antiguos de los ríos Salcca y Mapuchu.

Los aluviones retrabajados por los torrentes cerca de Ccapana, contienen también oro (placer de Quoricocha entre Ocongate y Ccapana).

Sustancias no metálicas

Yeso y sal

El yeso se presenta generalmente en las capas continentales tanto en pequeñas vetas milimétricas como en grandes acumulaciones, tales como las que se presentan al Norte de Trapiche y entre Sicuani y Santa Bárbara.

Al Noroeste de la Raya, en los aluviones cuaternarios, el yeso fibroso (secundario) proviene de la descomposición de sulfuros mezclados con materiales calcáreos de Copacabana.

En el cerro Umalasa, al Sur de la carretera a Tañihua, existe una enorme masa de yeso de edad permiana cuyo análisis de una muestra ha dado los resultados siguientes :

SiO	1.64	SO	45.28
FeO	0.40	MgO	0.54
AlO	0.40	HO a 45°	0.25
CaO	31.92	HO a 105°	4.88
		HO a 108°	3.40

Explotaciones de sal en pequeña escala se realizan en la ribera izquierda del Vilcanota, cerca de San Pablo. Costras saladas de 10 a 20 cm. de espesor impiden todo cultivo sobre los terrenos aluviales vecinos.

Arcillas

Al NW de Ocongate en los esquistos paleozoicos alterados por circulaciones hidrotermales existe una arcilla blanca verdosa y jabonosa al tacto (Montmorillonita), la cual desde hace tiempo se explota como tierra de batán, además su contacto con el “bed rock” es a menudo enriquecido en oro. El débil porcentaje de productos detríticos y la proximidad de la carretera, hacen explotables estas arcillas para su empleo en la industria química de la región del Cuzco.

Ciertas arcillas aluviales o eluviales son frecuentemente utilizadas en alfarería (San Pedro), ladrillos, tejas (Sicuani) y hasta para la alimentación (bajo el nombre de Chacco) o la limpieza.

Otras arcillas ferruginosas, provenientes de la alteración de las calizas Ayabacas, pueden dar ocre apreciados por la industria local tanto textil como cerámica (mina de Allpachaca, río debajo de Tucsa).

Petróleo

Al Norte, aunque se ha encontrado posibles rocas madres (Moho Superior y algunos esquistos de Ambo) y numerosas rocas reservorio (Ambo, areniscas del paleozoico inferior, Mítu, Huancané, facies arenosas de Moho, Cretáceo superior, Terciario detrítico), las estructuras son desgraciadamente abiertas y el Paleozoico, fuente de petróleo en Bolivia, aquí es frecuentemente metamórfico.

Por el contrario, al SW, los adelgazamientos estratigráficos bajo el Terciario detrítico volcánico poseen las condiciones necesarias para entrapar el petróleo.

Fuentes termominerales

Numerosas fuentes termominerales brotan en diferentes lugares de la región en estudio. Citamos aguas calientes al Sur de Maranganí, Uyurmiri al Este de Sicuani, Tucsa al Noreste de Santa Bárbara y otras a lo largo del río Carhui (Chilca y Uchullujllo), San Pedro, Marcapata, etc.

El caudal que vierten estas fuentes es generalmente insignificante y la temperatura muy variable. Todas depositan minerales calcáreos (aragonito) coloreados por fierro y a veces por antimonio microcristalino de color rojo; ellas a su vez son de origen de la mayor parte de los travertinos que abundan en la región.

Como lo muestran los análisis de Raimondi (Aguas Minerales del Perú p. 322) relativos a las fuentes de Aguas calientes, estas en general tienen relación con las aguas bicarbonatadas, sulfatadas, cloruradas, ferromagnesianas y calcáreas.

La presencia de sulfatos y cloruro de sodio (representan la mitad de las sales disueltas), parecería relacionada con la abundancia de las capas continentales en la estratigrafía local.

La temperatura como se ha mencionado, es muy variable (41° a 51° en Aguas Calientes). El hecho de estas fuentes siempre estén situadas en los puntos más bajos de los valles al borde de las terrazas aluviales, sugiere que las aguas ascienden por fracturas y circulan en los aluviones, contaminándose posteriormente con agua de la napa freática.

Otras sustancias

Se explota travertinos en muchos lugares (Tinta) sea como “piedra de cal”, o bien como piedra de construcción

Diatomitas muy impuras cubren el fondo del antiguo Lago Lisson, entre Sicuani y Uyumiri.

Algunas pequeñas vetas carbonosas del orden del cm. se presentan en la formación Hanchipacha, lo mismo que trazas de fosfatos al frente de Collpacucho, pero inexplotables.

GEOLOGIA APLICADA A OBRAS DE INGENIERIA CIVIL Y A RECURSOS HIDRICOS

En el cuadro adjunto sólo se indica las características físicas de cada formación, desde el punto de vista de su aplicación en forma de ingeniería civil, sin tener en cuenta las modificaciones profundas debido a la tectónica ó a la paleogeografía locales; también, se indican las posibilidades acuíferas.

Dentro de los problemas que inciden en el desarrollo de la región, se tiene fundamentalmente lo siguiente :

Carreteras

Para descongestionar la carretera estrecha de Urcos-Quincemil, sería necesario hacer el ramal Sicuani-Marcapata remontando el valle de Salcca ó Checacupe-Marcapata por el valle Carhui. Estas dos carreteras pasarían por el abra de Chimboya. Las partes iniciales ya están en ejecución entre Sicuani y Santa Bárbara y arriba de Checacupe hasta unos 15 kms.

Con dichas carreteras aumentarían las posibilidades de las pequeñas minas de antimonio y de tungsteno que se hallan en el trayecto; igualmente, las haciendas del Altiplano serían mejor abastecidas y constituirán un circuito turístico y comercial favorable para la región.

Represas

La electricidad es insuficiente en todo el valle del Vilcanota, teniendo energía eléctrica solamente algunas ciudades como Sicuani.

Para la instalación de represas, plantas hidroeléctricas, se sugiere los lugares siguientes:

Las quebradas por donde desaguan la serie de lagos de Langui a Pomacanchi, ubicados por encima del valle del Vilcanota con caídas hasta de 250 m.

Las reservas de agua y las rocas son favorables, aprovechándoseles actualmente para el suministro de corriente a Sicuani (Quebrada de Hercca). Un proyecto análogo sería factible en Combapata.

Los grandes lagos (Tigirinacocha, Arinacocha) como reservorios y de los ríos al Norte de Auzangate que conducen un buen volumen de agua; aunque el subsuelo y las pequeñas caídas son factores desfavorables.

El río Salcca y sobre todo el Carhui-Chilca son recomendables por poseer enormes cuencas de alimentación en las cordilleras cubiertas de nieve. En el curso del río Carhui-Chilca se puede disponer de importantes caídas de agua.

Además, los numerosos umbrales de origen glaciar, estrechos y profundos, se prestan para represamientos importantes. También, se lograría un abastecimiento suplementario de agua con la captación de los lagos de Pucacocha.

El aprovisionamiento de agua potable constituye un grave problema porque frecuentemente muchos habitantes se ven obligados a hacer un largo recorrido para obtener el agua indispensable y aún casi siempre con una pureza discutible.

GEOLOGIA HISTORICA

En la evolución geohistórica dentro del área de los cuadrángulos de Sicuani-Ocongate se ha distinguido las fases siguientes (Fig. N° 3):

- Deposición de las series marinas del Paleozoico inferior a medio. Los esquistos orgánicos atestiguan una sedimentación, sino profunda, por lo menos pelágica en medio reductor. Los niveles detríticos de areniscas o cuarcitas finas, relativamente poco potentes y alejados de las costas, han debido acompañar a una subsidencia importante pero difícil de apreciar.

Después de una emersión progresiva hace pasar en forma continua las facies del Devoniano a la continental del Carbonífero, con conglomerados de base y probablemente con discordancia local (fase Atalaya de los petroleros o fase eohercínica). Es posible que intrusiones y también el metamorfismo de la Cordillera Oriental hayan acompañado a estas actividades tectónicas.

- **Sedimentaciones continentales del Carbonífero inferior (Missisipiano).** Sobre la superficie de erosión entonces definida, la cual fue moderadamente ondulada en pequeñas cuencas (como la de Sicuani de eje N-NW?), se han depositado conglomerados de cuarcitas con areniscas y esquistos con plantas, los cuales conforman un depósito similar a una “molasse” relacionado con movimientos locales. Al mismo tiempo, en las cuencas ya bosquejadas en el Devoniano, se depositaban sedimentos continentales no discordantes en estos últimos.
- **Transgresión del Carbonífero superior a Permiano inferior .-** Calizas arenosas pensilvanianas (?) indican un retorno a una sedimentación nerítica detrítica, administrada por las mismas fuentes de alimentación anteriores.

La sedimentación de Tarma se debe a una transgresión venida del Este, con la reducción consecutiva de las zonas de alimentación detrítica. Los depósitos corresponden a calizas organógenas silicificadas.

- **Emersión en el Permiano superior .-** Movimientos positivos permiten la erosión de Copacabana y una parte del Paleozoico inferior, mientras que un volcánico andesítico a riolítico cubrió inmensas extensiones y quedó debajo de potentes

capas de conglomerados o de arcosas con elementos volcánicos. Se ignora si éstos depósitos continuaron en el Trias-Jurásico.

- **Movimientos nevadianos .-** Ciertas fallas pueden corresponder a movimientos nevadianos o del Triásico, particularmente en la faja donde se halla el río Vilcanota.
- **Sedimentaciones sub-continetales del Cretáceo inferior .-** Areniscas muy neríticas ó continentales, se acumularon ampliamente en la región, adelgazándose hacia el SW hasta llegar a desaparecer. Una zona positiva, ó al menos intermitente, debió ocupar la parte Este de la Cordillera Occidental. La presencia de Capas rojas continentales tanto al Este como al Oeste, indican una tendencia general a la emersión.

Durante este tiempo se produjo un juego de fallas a lo largo del Vilcanota y la falla NS de Quimsachata, donde el bloque NE descendió provocando la subsidencia de la Cordillera Oriental durante todo el Cretáceo.

- **Transgresión y movimientos precursores del Aptiano al Cenomaniano.** Una transgresión originó depósitos de calizas marinas homogéneas con una distribución muy apreciable.

Un diastrofismo interrumpió bruscamente la sedimentación provocando probablemente el inicio de fallas y cabalgamientos, ó por lo menos, fenómenos de “slumping” y deslizamientos submarinos.

- **Sedimentación nerítica del Cretáceo medio a Superior .-** Debido a una regresión quedaron extensas áreas planas con capas abigarradas. Efímeros retornos del mar están indicados por algunas calizas con ostreas. En ciertos lugares todas estas capas parecen discordantes sobre el Cretáceo inferior y medio.

Por el contrario, existe una ausencia de sedimentación al SW de las fallas del Vilcanota, las cuales determinaron la subsidencia lenta del bloque NE, donde las capas rojas continentales, más o menos potentes, marcan el fin de un lento hundimiento.

- **Diastrofismo del Cretáceo superior al Terciario inferior .-** Este diastrofismo es, sin duda alguna, el responsable de las primeras estructuras de orientación NW-SW de la Cordillera Oriental (discordancia del miembro superior de Puno sobre las Capas rojas Chilca).

La zona de piedemonte alineada sobre el Vilcanota fue cubierta por Capas rojas y conglomerados muy potentes al término de una lenta subsidencia (lado Sur-Occidental de las fallas del Vilcanota y del plegamiento de las paredes orientales y occidentales). Posteriormente, los plegamientos alcanzaron la parte central del Vilcanota y se depositaron las molasas post-orogénicas del miembro superior de Puno.

Diastrofismos del Terciario .- En el Terciario se formaron extensos pliegues apretados que, tal vez, replegaron las rocas del Cretáceo al NE.

Estos movimientos corresponderían a la última fase andina que, según parece, fue acompañada por una fase tectónica difícil de datar, localizada al NE de la Cordillera Oriental y cuyos ejes tienen una orientación NE-SW.

Posteriormente, tuvo lugar una prolongada peneplanización, formándose la llamada Superficie Puna.

En la parte Oeste, las rocas volcánicas depositadas sobre dicha superficie fueron plegadas por un débil diastrofismo.

- **Levantamiento general Plio-pleistoceno.**- Este levantamiento acompañado de fallas normales (a menudo NS ó NW-SE) y de emisiones volcánicas continúa hasta el presente.
- **Glaciaciones cuaternarias .-** Los glaciares cuaternarios han cubierto las cordilleras y disectado la superficie de erosión formada a fines del Terciario hasta los 3,600 m. de altitud, por lo menos durante dos grandes ciclos de glaciación.

En resumen, parece que esta historia compleja afectó toda una zona geanticlinal, comprendida entre el miogeosinclinal del Madre de Dios y el eugeosinclinal de la Cordillera Occidental.

Una serie de núcleos de basamento (bloques?) han jugado de manera distinta según los diferentes períodos, siendo el de la Cordillera Oriental un caso típico, esto es, fue positivo en el Permiano superior, negativo en el Cretáceo y positivo de nuevo durante el Terciario.

BIBLIOGRAFIA

- Bellido (E.) & Kiilsgaard (T.) .- The Ore deposits of Southern Peru.
- Bowmann (L.) – 1916 .- The Andes of Southern Peru. Amer. Geogr. Soc. Special publ.
- Debelmas (J.) – Trottereau (G.) 1964 .- Essai sur les grands traits structuraux et l' evolution des Andes du Perou. Revue de Geographie physique et Geologie dynamique. VI, (4), P. 259-268.
- Douglas (J.A.) - 1932 .- The geology of the Marcapata Valley in Eastern Peru. Quart. Jour. Geol. Soc. London, Vol. 89 p. 308 – 353.
- Dumbar (Carl O.) & Newell (N.D.) .- 1946 .- Marine early Permian of the Central Andes and its fusuline faunas. Amer. Jour. Sci. Vol. 244 p. 377 – 402 & 457 – 191.
- Francis (G.H.) 1959 .- El Nevado Quenamari en la Cordillera Oriental del Sur del Perú.
- Francis (G.H.) - 1959 .- Ignimbritas (Sillar) de la Cordillera Oriental del Sur del Perú. Ministerio de Fomento, Instituto Nacional de Investigación y Fomento Mneros, Bol. N° 21.
- Gregory (H. E.) – 1916 .- A Geological reconnaissance of the Cuzco Valley Peru. Am. Jour. Sci., Vol. 41 p. 1 a 100.
- Jenks (W. F.) – 1948 .- Geología de la Hoja de Arequipa, 1/200,000. Bol. Inst. Geol. Perú, N° 9 p. 1-104.
- C. Kalafatovitch (V.) – 1944 .- La edad relativa de la formación Pachatusan; Tesis de doctorado, Universidad del Cuzco.
- C. Kalafatovich (V.) – 1957 .- Edad de las calizas de la formación Yuncaypata, Cuzco; Soc. Geol. del Perú, tomo 32 p. 127 – 139.
- Maldonado, (E.) – 1918 .- Contribución al estudio de la Geología de Sicuani. Revista Universitaria Año 12, tomo 2 (Lima).

Newell (N.D.) – 1949 .- Geology of the Lake Titicaca, región Perú and Bolivia. Geol. Soc. Am. Mem. 36.

Newell (N. D.) & Thomas G. Roberts – 1949 .- The Upper Paleozoic of Peru, B. J. Chronic.

Oppenheim (Víctor) .- Geological reconnaissance in South Eastern Peru. Bull. of the Amer.- Ass. of Petr. Geol. Vol. 30 N° 2.

Tosi (J.A.) – 1960 .- Zonas de vida natural en el Perú, Memoria explicativa sobre el Mapa ecológico del Perú. Inst. Interam. de Ciencias Agrícola de la O.E.A.