REPUBLICA DEL PERU

SECTOR ENERGIA Y MINAS

INSTITUTO GEOLOGICO MINERO Y METALURGICO

BOLETIN No.39

Serie A. Carta Geológica Nacional

GEOLOGIA DE LOS CUADRANGULOS DE:

Las Playas	9·C	Chulucanas	11·C
La Tina	9·d	Morropón	11·d
Las lomas	10·C	Huancabamba	11·e
Ayabaca	10·d	Olmos	12·d
San Antonio	10·e	Pomahuaca	12·e

POR: **LUIS REYES R.** Y **JULIO CALDAS V.**,

NOVIEMBRE 1987

Editado por el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico

LIMA - PERU

REPUBLICA DEL PERU

SECTOR ENERGIA Y MINAS

INSTITUTO GEOLOGICO MINERO Y METALURGICO

BOLETIN No. 39

Serie A. Carta Geológica Nacional

GEOLOGIA DE LOS CUADRANGULOS DE:

Las Playas	9-c	Chulucanas	11-c
La Tina	9-d	Morropón	11-d
Las Lomas	10-c	Huancabamba	11-e
Ayabaca	10-d	Olmos	12-d
San Antonio	10-e	Pomahuaca	12-e

POR: LUIS REYES R. Y JULIO CALDAS V.,

NOVIEMBRE 1987

Editado por el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico

LIMA - PERU

Ing. ABEL SALINAS YZAGUIRRE
Ministro de Energía y Minas

Ing. MARIO SAMAME BOGGIO
Presidente del Consejo Directivo de INGEMMET

Ing. JUAN ZEGARRA WUEST
Director Ejecutivo de INGEMMET

C O N T E N I D O

	Pag. No.
RESUMEN	1
INTRODUCCION	5
GEOGRAFIA	9
GEOMORFOLOGIA	9
ESTRATIGRAFIA	17
ZOCALO PRECAMBRIANO	23
Complejo del Marañón	23
Complejo de Olmos	24
ZOCALO PALEOZOICO	26
Grupo Salas	26
Formación Río Seco	27
COBERTURA MESOZOICA	28
CUENCA DE ÑAUPE	28
Formación La Leche	28
Formación Sávila	30
Formación Goyllarisquizga	31
Formación Chignia	32
CUENCA DE CAJAMARCA	33
Volcánico Oyotún	33
Formación Tinajones	34
Grupo Goyllarisquizga	35
Formación Inca	36
Formación Chúlec	36
Formación Pariatambo	37
Grupo Pulluicana	37
CUENCA DE LANCONES	38
Grupo San Pedro	38
Volcánico Ereo	40
Volcánico La Bocana	40
Volcánico Lancones	41
Grupo Copa Sombrero	43
Formación Huasimal	43
Formación Jahuay Negro	44
Formación Tablones	45
Formación Pazul	46

Pag. No.

COBERTURA CENOZOICA 46

Formación Yapatera 46
Formación Verdún 47
Volcánico Llama 47
Volcánico Porculla 48
Formación Namballe 49
Volcánico Shimbe 50
Formación Tambo Grande 50
Volcánico Huaypirá 51
Depósitos Aluviales 51
Depósitos Glaciares 52
Depósitos Eólicos 52
Depósitos Fluviales 52

ROCAS PLUTONICAS 53

Complejo Plutónico Las Lomas 55
Tonalita Altamisa 56
Tonalita-diorita Pambarumbe 56
Tonalita-diorita Rumipite 57
Granodiorita-tonalita Suyo 57
Granito Paltashaco 58
Granitoides indiferenciados 58
Intrusivos hipabisales 59

GEOLOGIA ESTRUCTURAL 61

RASGOS TECTONICOS REGIONALES 61

Aspectos Paleogeográficos del Mesozoico 61
Desarrollo de la Flexión de Huancabamba 63

TECTONICA DEL AREA ESTUDIADA 65

Tectónica del Precambriano superior 65
Tectónica del Precambriano final o del Caledoniano 65
Tectónica Herciniana 66
Tectónica Andina 66

GEOLOGIA ECONOMICA 73

DEPOSITOS METALICOS 73

DEPOSITOS NO METALICOS 75

GEOLOGIA HISTORICA 77

BIBLIOGRAFIA 81

Mapas Geológicos (10)
Perfiles
Figuras

RESUMEN

El área de estudio abarca un vasto territorio de la zona fronteriza del noroeste del Perú, comprendiendo sectores de los departamentos de Piura, Lambayeque y Cajamarca; geográficamente incluye partes de la llanura costanera, la Cordillera Occidental y la llamada Cordillera de Sallique.

La evolución morfológica ha desarrollado las siguientes unidades: Valles fluviales, Depresión Para-andina, Colinas sub-andinas, Superficie "Puna", Cordillera Occidental y Cordillera de Sallique.

Las unidades litoestratigráficas expuestas incluyen, en primer término, un basamento metamórfico compuesto por gneises del Complejo del Marañón, del Precambriano, seguidos por esquistos del Complejo de Olmos, filitas con metavolcánicos del Grupo Salas y cuarcitas con filitas de la formación Río Seco, todos estos últimos del Paleozoico inferior.

A principios del Mesozoico, la sedimentación se desarrolló en tres cuencas subsidentes marcadamente definidas y separadas por relieves emergidos. Así tenemos :a) En el sector suroccidental, la Cuenca de Ñaupe que incluye a las formaciones La Leche (calizas), Savila (areniscas), Chimú (cuarcitas), y Chignia (volcánico-calcáreo), del Triásico-Jurásico, Jurásico-Cretáce inferior, Cretáceo inferior y Cretáceo medio, respectivamente, b) En el sector oriental, la Cuenca de Cajamarca en cuya terminación septentrional se depositaron sucesivamente el Volcánico Oyotún (Entre el Triásico y el Jurásico), areniscas y microconglomerados de la formación Tinajones (Jurásico superior y principios del Cretáceo) y las areniscas sacaroideas de la formación Farrat (Cretáceo inferior). Desde principios del Albiano hasta el Cenomaniano se acumuló una serie calcárea conformada por las formaciones Inca, Chúlec, Pariatambo y por el Grupo Pulluicana, c) En el sector noroccidental la Cuenca de Lancones, que se rellenó entre el Cretáceo inferior y fines de este período, sucesivamente con lodolitas y cherts del Grupo San Pedro, luego una serie volcánico-clástica compuesta por los volcánicos Ereo, La Bocana y Lancones y finalmente una secuencia clástica areno-lutácea del Grupo Copa Sombrero conformada por las formaciones Huasimal, Jahuay, Negro, Encuentros, Tablones y Pazúl.

En el Terciario inferior a medio y posteriormente a la deposición del conglomerado de la formación Yapatera, se acumuló una serie volcánica, mayormente piroclástica conformada por los volcánicos Llama y Porculla, que virtualmente cubrió a la región estudiada, el último de ellos grada hacia el noroeste a una secuencia sedimentario-tobácea reconocida como formación Namballe; por otro lado, en Huaypirá se encuentra el límite norte de la Cuenca

Sechura, representada por areniscas marinas de la formación Verdún. En el Terciario y en el Plio-pleistoceno, tanto el volcanismo como la deposición clástica estuvieron restringidos a ciertos sectores; así el Volcánico Shimbe (Mioceno) sólo se presenta al norte de Huancabamba, la formación Tambo Grande (depósitos aluviales y lacustres) y el Volcánico Huaypirá, depositados probablemente en el Plioceno y el Plio-pleistoceno, se encuentran en las respectivas áreas homónimas.

Durante el Cuaternario se emplazaron depósitos glaciares, aluviales y fluviales.

Desde el punto de vista tectónico, la región presenta evidencias de haber sufrido tectónicas de basamento y tectónicas de cobertura. La más antigua de las tectónicas de basamento corresponde a un metamorfismo regional de tipo catazonal que presenta el gneis de Tabaconas, desarrollado, probablemente en el Precambriano con una esquistosidad N-S.

El Complejo de Olmos presenta estructuras decimétricas de dirección E-O a NE-SO y buzamientos hacia el norte y sureste, que podrían representar una deformación precambriana, tal vez caledoniana; finalmente, la deformación del Grupo Salas conjuntamente con la de la formación Río Seco debe corresponder a una de las etapas de la tectónica eohercíniana y presentan estructuras decamétricas coincidentes con la dirección andina de la región. La tectónica de cobertura corresponde a la deformación andina que comprende varias fases; cada una de las cuencas mesozoicas se ha deformado independientemente y muestran un estilo estructural característico; así la deformación de la Cuenca Lancones se caracteriza por un plegamiento amplio, donde la megaestructura principal es el Sinclinorio de Lancones acompañado por un fallamiento normal en bloques caóticos; la Cuenca de Ñaupe exhibe la deformación más intensa de la región con desarrollo de estructuras alóctonas, destacándose dos fases de plegamiento; la primera de dirección N 45°O a N 10°O y la segunda, la más fuerte, con dirección que varía entre E-O a N 45°E; en esta segunda fase se ha producido una migración, hacia el norte, de todo el conjunto estructural, originándose un despegue de la cobertura mesozoica a partir del basamento metamórfico; la terminación septentrional de la Cuenca de Cajamarca ha sido afectada por un moderado plegamiento con ejes de tendencia general N-S y un fallamiento de empuje de alto ángulo hacia el este. El material terciario tiene evidencias de un plegamiento suave y muestra un fallamiento dominantemente normal con bloques basculados.

El plutonismo andino se ha desarrollado a lo largo de dos fajas longitudinales, una occidental y otra oriental, separadas por la depresión de Huancabamba, siendo la litología dominante tonalita-granodiorita y en segundo término granito. Los plutones de la faja occidental conforman el Batolito de la Costa y demarcan la morfología de la Cordillera Occidental, parecen haberse emplazado en el Cretáceo superior. Los plutones de la faja oriental determinan la arquitectura de la Cordillera de Sallique e intruyen, en su mayor parte, a los volcánicos Huancabamba y Porculla.

Desde el punto de vista metalogénico, la región estudiada está caracte tizada por la presencia de dos ambientes de mineralización: uno noroccidental, asociado a volcánicos marinos del Mesozoico, y otro oriental, donde la mineralización está vinculada al mecanismo continental terciario. El primero guarda ciertas relaciones con los depósitos de tipo Kuroko y el yacimiento más importante, en esta región, es el de Tambo Grande que es un cuerpo - lenticular de pirita con cantidades menores de Cu, Pb, y Zn; a varios kilómetros alrededor existe una marcada ocurrencia de baritina, el segundo ambiente, las anomalías geoquímicas indican la presencia de la asociación cobre-molibdeno así como la ocurrencia, en menor cantidad de Pb, Zn y Ag.

* * * * * *

INTRODUCCION

El presente trabajo constituye un avance de los estudios geológicos - sistemáticos, a la escala 1: 100,000 iniciados por la ex-Comisión Carta Geológica Nacional y continuados sucesivamente por el ex-Servicio de Geología y Minería, el ex-Instituto de Geología y Minería (INGEOMIN) y actualmente por el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET).

Este estudio comprende conocimientos básicos de la geomorfología, es - tratigrafía y tectónica, además una descripción generalizada de la metalogenia.

Ubicación y extensión

El área estudiada se encuentra ubicada en el sector fronterizo del noroeste del Perú y comprende parte de los departamentos de Piura, Lambayeque y Cajamarca(Fig.1). Está enmarcada dentro de las siguientes coordenadas geográficas:

Longitud Oeste	:	79°00' y 80° 30'
Latitud Sur	:	4°00' y 6° 00'

Cubre una extensión aproximada de 23,420 Km2.

Accesibilidad

La principal vía de acceso es la carretera Panamericana norte que cruza los sectores suroccidentales de los cuadrángulos de Olmos y Chulucanas;de diversos puntos de ésta, parten carreteras afirmadas que ponen en comunica - ción a varias ciudades y caseríos de la región.

Una de estas carreteras es la de penetración Olmos-Marañón que atraviesa a los cuadrángulos de Olmos y Pomahuaca. Al norte se tiene la carretera-Morropón-Huancabamba de donde se desprenden una serie de carreteras tales como Morropón-Huancabamba-Tabaconas, Morropón-Chalco-Pacaipacha y Morropón- - Tamboya. De Chulucanas sale una vía que comunica con el pueblo de Frías.

Para el acceso a las zonas fronterizas se tiene como punto de partida la ciudad de Sullana. La principal vía es la carretera asfaltada Sullana-Tambo Grande; de esta última localidad parte una vía afirmada a Las Lomas, de donde salen diferentes ramales, tales como Las Lomas-Sapillica y Las Lomas-Santa Ana. De esta última se desprende una carretera para comunicarse

con Ayabaca y Montero y otra con Suyo, Chirinos, La Tina, Sicches y Jililí.- De Sullana sale una vía que sirve de acceso a los puestos fronterizos ubicados en ambas márgenes del río Chira (Las Playas Norte, Alamor, Encuentros, - etc).

La vía de acceso más septentrional del área de estudio es la que partiendo de la Panamericana comunica los puestos fronterizos de Huásimo, Cabo-Inga y Capitán Hoyle.

Base topográfica

Para la confección de los mapas geológicos se ha utilizado las hojas - fotogramétricas, escala 1:100,000 de los cuadrángulos de Las Playas (9-c),La Tina (9-d), Las Lomas (10-c), Ayabaca (10-d), Chulucanas (11-c), Morropón - (11-d), Huancabamba (11-e) (Olmos, (12-d) y Pomahuaca (12-e). Sin embargo,el sector oriental del cuadrángulo La Tina, el sector oriental del cuadrángulo-de Ayabaca, el total de la hoja de San Antonio (10-e) y un sector central - del cuadrángulo de Huancabamba han sido levantados por métodos topográficos: finalmente una buena parte del lado oriental de los cuadrángulos de Huanca - bamba y Pomahuaca han sido completados con las hojas planimétricas obtenidas a partir de imágenes SLAR.

Métodos de trabajo

Para la elaboración del presente estudio han servido de base, varios trabajos preliminares y de reconocimiento efectuados por el ex-Servicio de Geología y Minería hoy INGEMMET, tales como :

- Como parte del proyecto de exploración geoquímica del norte del Perú, el Dr. John Baldock efectuó una fotointerpretación geológica de los cuadrángulos de Olmos y Pomahuaca, entre los meses de Enero y Marzo de 1969;los trabajos de campo los inició en Julio del mismo año y los continuó por - diferentes períodos durante los 18 meses siguientes. Estos trabajos se materializaron en mapas geológicos, ilustraciones e informes prelimina - res.

- Entre el 26 de Setiembre de 1970 y el 23 de Diciembre de 1972, y durante 220 días, el Ing°Luis Reyes efectuó el levantamiento geológico prelimi - nar de los cuadrángulos de Las Playas, La Tina, Las Lomas, Ayabaca, Chulucanas, Morropón, Huancabamba, Olmos y Pomahuaca. Introduciendo cambios en los dos últimos.

- A raíz de la exploración del yacimiento de Tambo Grande, se realizó un - cartografiado detallado del cuadrángulo de Las Lomas, con el fin de descubrir nuevas áreas favorables, obteniéndose un nuevo mapa e informe para dicha área.

- Finalmente de Abril a Diciembre de 1979, y durante 180 días, el Ing°Julio Caldas V., con la asistencia del Ing°Luis Carrera Y., efectuó una re

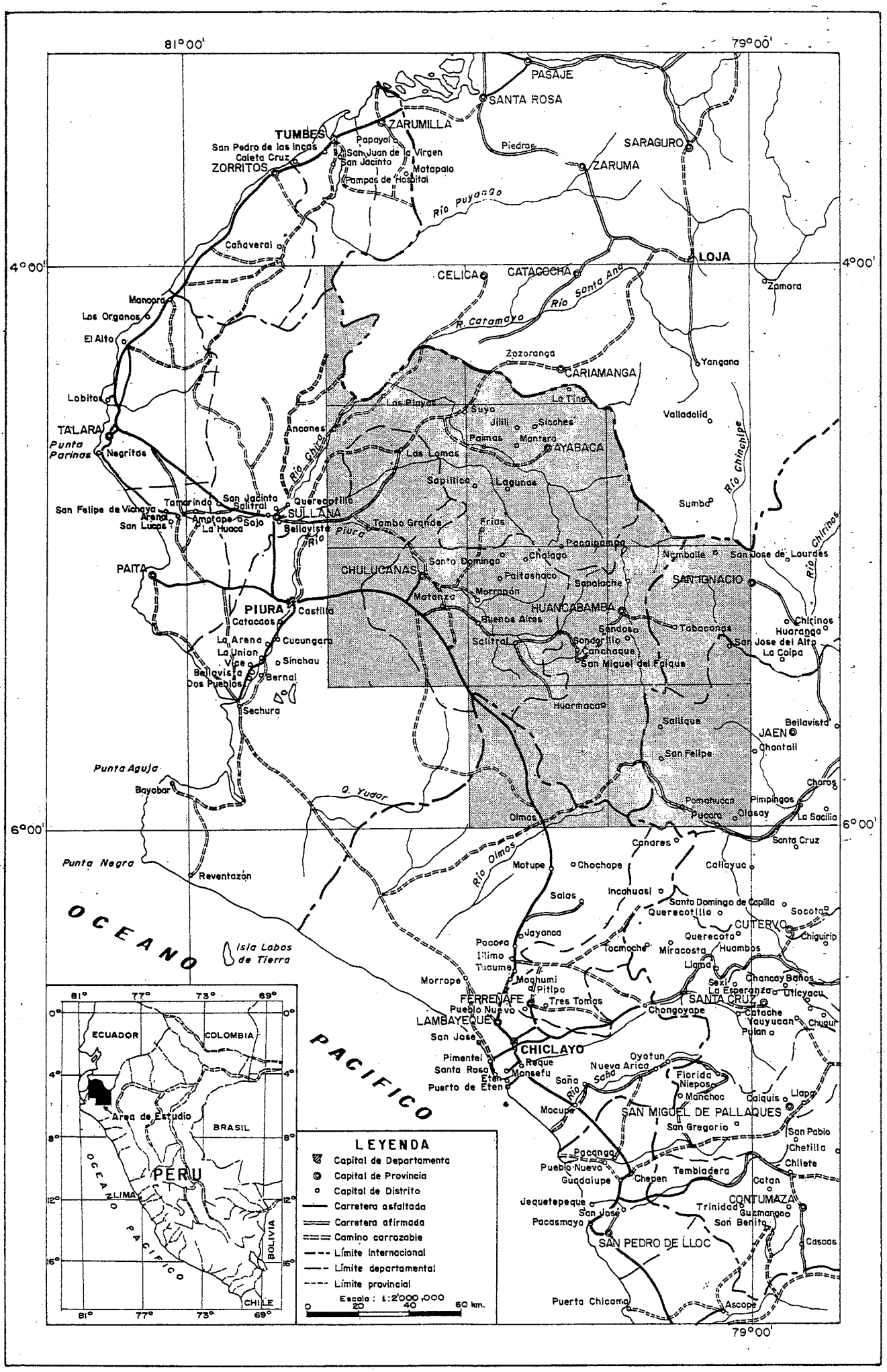


Fig. 1.- Ubicación del Area de Estudio

visión de campo con el fin de verificar los datos hasta entonces obtenidos. Durante esta etapa, se introdujeron cambios significativos en el cartografiado, y se estableció la estratigrafía, dentro de un margo geológico más definido; de igual forma, se diferenció gran parte de las rocas plutónicas en unidades petrográficas características. También en esta ocasión se cartografió el cuadrángulo de San Antonio y las mitados orientales de las hojas de huancabamba y Pomahuaca.

Como resultado de esta revisión, y tomando en cuenta parte del material hasta entonces obtenido, se elaboró nuevos mapas geológicos e ilustraciones.

En cuanto al presente texto, el Ing°Caldas se encargó de su elaboración de acuerdo a las observaciones finalmente obtenidas tomando en cuenta también, los informes preliminares de los trabajos anteriores.

El Ing°Carlos Guevara R., se encargó de la revisión y corrección del texto correspondiente a este estudio.

Estudios previos

Se cuenta con diversos trabajos que tratan sobre diferentes sectores de esta área, pero ninguno se refiere totalmente a la región investigada. Entre ellos cabe mencionar: "Desarrollo Geológico del Noroeste del Perú durante el Mesozoico", de A.G.FISCHER(1956)"Estudio Geológico Preliminar de la Región de Sullana-Lancones" de A.CHALCO (1955)."Irrigation of the Pampa de Olmos", de ITALCONSULT (1966); "Sedimentation of Middle Cretaceous Copa Sombrero Formation", de R.C.MORRIS y A. ALEMAN (1975);"Sedimentary and Tectonic History of Cretaceous Rocks in Northwest Peru", de R.C. MORRIS (1977)"Estudio de la Génesis del Yacimiento de Tambo Grande y sus Implicancias" de J. INJOQUE, C. MIRANDA y E. DUNIN BORKOWSKI (1979).

Aquí cabe mencionar, igualmente, los informes preliminares inéditos de nuestro Instituto que tratan sobre diversos aspectos geológicos del área, tales como "Geología de los cuadrángulos de Olmos, Pomahuaca, Chulucanas, Morropón, Huancabamba, Las Lomas, Ayabaca, Las Playas y La Tina".de LUIS REYES R. y "The Geology of the Olmos and Pomahuaca Quadrangles" de J.BALDOCK. Además existen informes internos sobre prospectos mineros elaborados por la Dirección de Geología Minera que se refieren a los yacimientos de Tambo Grande La Huaca, La Vega, El Páramo, etc.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su reconocimiento al Ing°Mario Samamé Boggio, Presidente del Consejo Directivo del INGEMMET, al Ing°Francisco Sotillo Palomino Director Ejecutivo del INGEMMET y en general a los Directores que hicieron posible la realización del presente estudio.

En particular los autores agradecen al Ing°Luis Carrera por su eficiente asistencia tanto en los trabajos de campo como en los de gabinete. También a la Guardia Republicana de la zoana de frontera, por las facilidades brindadas durante la ejecución de los trabajos de campo.

* * * * * *

G E O G R A F I A

La región estudiada incluye un vasto territorio del noroeste del Perú, cuyos elementos geográficos principales lo conforman : a) una zona de llanura desértica, hacia el oeste, formada por un relleno sedimentario cuaterna - rio, con cotas comprendidas entre los 100 y 200 m.s.n.m.y b) una zona montañosa correspondiente a las cordilleras Occidental y de Sallique, las mismas- que se encuentran separadas por la depresión de Huancabamba, con cotas que - se encuentran entre los 200 y los 3,800 m.s.n.m. Dichos rasgos fisiográfi - cos se encuentran disectados por cursos fluviales, de los cuales la mayor - parte corresponde al sistema hidrográfico del Pacífico y el resto al sistema hidrográfico del Marañón.

GEOMORFOLOGIA

Los rasgos morfológicos que presenta el área estudiada son el resultado de una larga evolución producida principalmente por el tectonismo, el plutonismo y la erosión, factores que modelaron dicha región hasta alcanzar el actual paisaje morfo-estructural. A continuación se describen las principales unidades geomorfológicas, teniendo en cuenta su evolución de la más jo - ven a la más antigua (Fig.2).

Valles.- Los valles fluviales del área corresponden al tipo consecuente, por cuanto su desarrollo ha estado favorecido por el levantamiento progresivo de los Andes, que permitió la formación de un relieve longitudinal emergido y sobre cuyas vertientes se labraron los cursos fluviales, en forma- sucesiva, a medida que dicho levantamiento alcanzaba niveles más elevados. - Gran parte de estos valles fluviales drenan al Pacífico,mientras que los restantes lo hacen al sistema del Marañón.

Los principales valles de la vertiente pacífica son : a) el valle del Chira, cuya profundización tiene mucho que hacer con la estructuración N 40° E del Sinclinorio de Lancones; b) el valle del Alto Piura controlado, en su curso superior, por incisión de un relieve en levantamiento y en su parte inferior por la formación de una llanura de inundación apoyada por la colmatación de grandes masas de arena eólica; tiene un recorrido de rumbo promedio- N 45°O y c) los cortos valles de Cascajal y Olmos, cuyos cursos, de rumbo N- 45°E, han sido modificados por el movimiento de masas eólicas. Dichos va - lles poseen en su curso superior, un trayecto montañoso o de torrente, en el curso medio un trayecto de valle y finalmente en su curso inferior un trayecto de llanura.

El principal valle fluvial de la vertiente oriental es el de Huancabamba, con rumbo N-S en su curso superior donde tiene un tramo de torrente; su curso inferior tiene un tramo de valle y toma un rumbo N 60°O. La más espectacular disección en el valle de Huancabamba, se asume que se debe a una reciente captura fluvial por parte del sistema del Marañón.

Depresión Para-andina.- Con este nombre se reconoce a la llanura baja del desierto costero, comprendido entre la Cordillera de la Costa y la parte baja de la Cordillera Occidental, una porción de esta unidad aparece en el sector occidental del área estudiada. Dicho relieve se desarrolló primero por el relleno sedimentario de las Cuencas Lancones y Sechura, en el Mesozoico y Cenozoico respectivamente y posteriormente por la formación de llanuras de inundación en el Pleistoceno; la acumulación eólica en el Reciente modificó dicho relieve de tal forma que en su sector oriental ha adoptado un paisaje típico de"tierras malas" por efecto de un drenaje dendrítico que disecta a los mantos de arena.

Colinas Sub-andinas.- Estas formas corresponden a superficies de poca altitud de relieves suaves y ondulados que caracterizan a las partes bajas de la vertiente oriental de los Andes, las mismas que se prolongan hasta alcanzar el pie de monte amazónico. Una pequeña porción de este relieve se encuentra presente en el sector oriental del cuadrángulo de San Antonio y en el sector nororiental del cuadrángulo de Huancabamba.

Superficie Puna.- Restos de una antigua superficie de peneplanización, que se asume corresponden a la denominada "Superficie Puna", se encuentran presentes en diferentes sectores de la región estudiada, lo cual evidencia que el desarrollo de dicha superficie alcanzó un vasto territorio del noroeste del Perú y que su dispersión es el resultado de una marcada erosión que ha borrado gran parte de este relieve.

Los vestigios de la "Superficie Puna" mejor preservados son mesetas sub-horizontales y de vertientes abruptas. Una de ellas se encuentra en el cuadrángulo de Las Playas, conformando los cerros La Mesa (partes altas de la Qda. Jabonillos), con cotas de 450 m.s.n.m. en promedio; una forma similar se encuentra presente en la parte ecuatoriana, en la margen izquierda de la Qda. Cazaderos. La otra meseta, la más conspícua, se encuentra en el cuadrángulo de Ayabaca, constituyendo una plataforma que corona las partes altas de Sapillica, Frías y Lagunas, está situada, en promedio a una altura de 3,400 m.s.n.m., allí se tiene la evidencia de una superficie madura y fósil, pues el río San Pedro que la cruza, presenta numerosos meandros, mientras los cursos fluviales que bajan por sus flancos tienen tramos de corrientes que cruzan rocas frescas, a diferencia del paleorelieve superior que exhibe una profunda alteración de las rocas y en caso especial las rocas volcánicas cretáceas que muestran un aspecto tobáceo, como producto de una total alteración de sus componentes mineralógicos.

Otros sectores del área, donde están identificados restos de la "Superficie Puna", aunque en un estado ya modificado por la erosión, son los si -

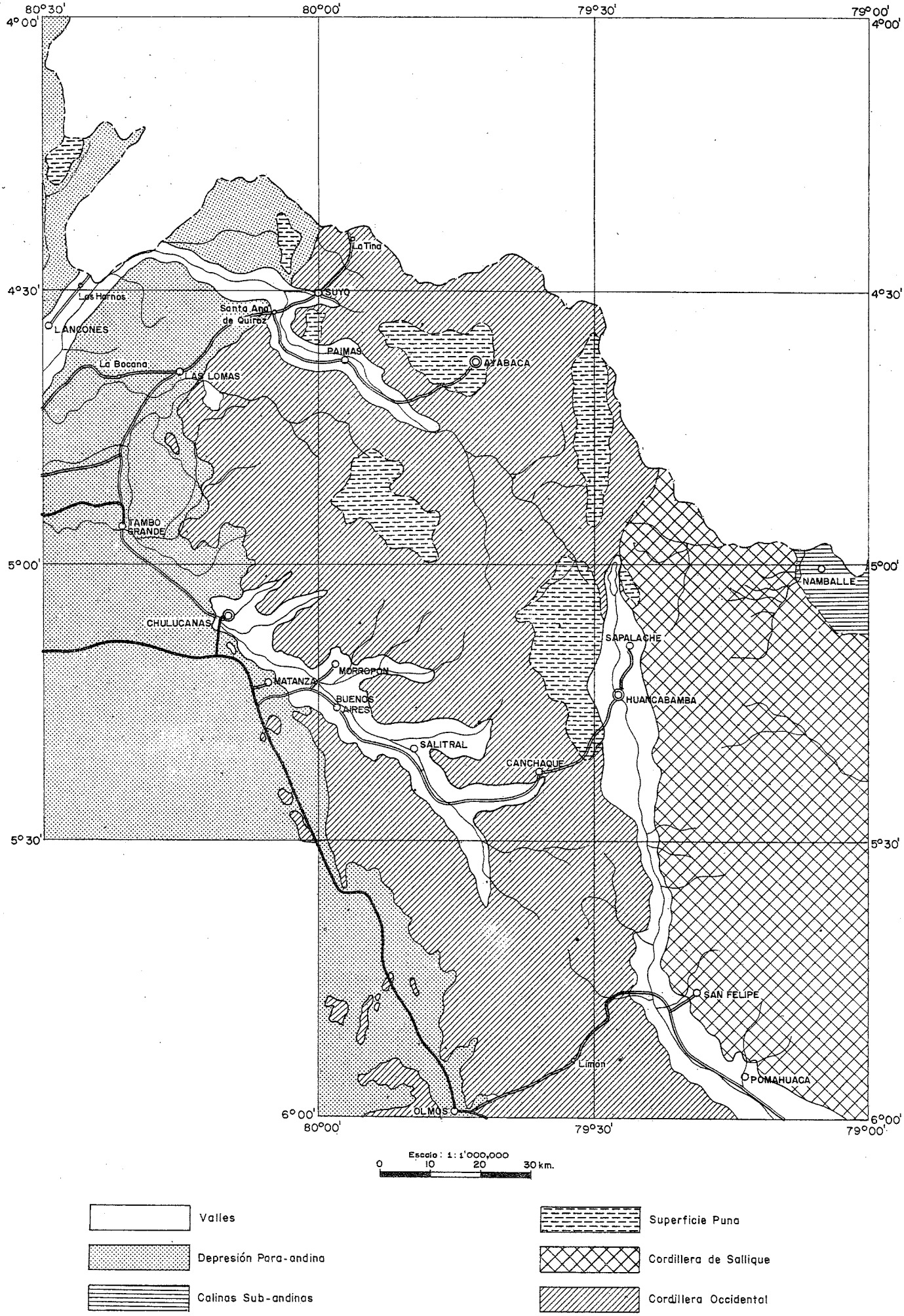


Fig. 2._ Principales Unidades Geomorfológicas del Area de Estudio

guientes : a) el sector oriental del cuadrángulo de Las Playas, constituyendo una plataforma alta coronada por los cerros La Puerta, Batán, Manga y Guineo con cotas próximas a los 1,600 m.s.n.m., b) una alineación axial de la Cordillera Occidental, tipo meseta, de dirección N-S, que comprende a los sectores oriental y occidental de los cuadrángulos de Ayabaca y San Antonio, respectivamente, con altitudes que llegan a 3,900 m.s.n.m., y c) el sector nororiental del cuadrángulo de Morropón, como también la porción noroccidental de Huancabamba (sectores de Chalaco, las áreas de Shimbe, etc.) cuyas cotas oscilan entre 2,200 y 3,900 m.s.n.m.

Es evidente que la "Superficie Puna" se desarrolló a una altura más baja que la que se encuentra actualmente, pero no necesariamente relacionada a una base absoluta (nivel del mar); por otro lado la existencia de restos de esta superficie a diferentes cotas indica también levantamientos diferenciales en el macizo andino, de tal forma que la zona axial ha sufrido el mayor levantamiento.

Cordillera de Sallique.- Con esta denominación se reconoce a la alineación montañosa situada en el sector oriental de Sallique de donde se prolonga, hacia el norte, para conformar el macizo elevado de Tabaconas que alcanza cotas hasta de 3,700 m.s.n.m.; en el sector de Las Huaringas, esta Cordillera se fusiona con la Cordillera Occidental para conformar una sola unidad orográfica que se prolonga hacia el territorio ecuatoriano; se considera que inicialmente debieron formar una sola Cordillera, observándoseles separadas por la profunda incisión del río Huancabamba, precisamente a lo largo de la línea axial. Dadas las considerables altitudes alcanzadas, ciertos sectores de la Cordillera de Sallique muestran evidencias de haber sufrido efectos de glaciación, tal como lo indica la presencia de morrenas y lagunas de origen glaciar.

Cordillera Occidental.- La Cordillera Occidental de esta región comprende un vasto territorio elevado cuya máxima altitud llega hasta los 3,900 m.s.n.m.(parte alta de las lagunas Arrebiatadas, cuadrángulo de San Antonio); está intensamente modificada por la erosión plio-pleistocena y reciente.

La parte más alta de dicho macizo comprende una faja angosta de territorio situado en el lado occidental del cañón de Huancabamba; conforma la Divisoria Continental en el noroeste del Perú, presentando en el Abra de Porculla una altitud de 2,200 m.s.n.m. y en la zona fronteriza (cuadrángulo de San Antonio) una elevación de 3,900 m.s.n.m., este último tramo presenta evidencias de una marcada glaciación pleistocénica observándose morrenas y lagunas glaciares tales como las lagunas Shimbe (cuadrángulo de Huancabamba) y Arrebiatadas (cuadrángulo de San Antonio).

Geológicamente, la Cordillera Occidental es un edificio tectogénico que corresponde a la faja de mayor deformación de los Andes del Perú, desarrollada principalmente en el Eoceno terminal y cratonizado a su vez por el emplazamiento batolítico; ha alcanzado su actual actitud por el reajuste isostático, principalmente en el Plioceno.

Desarrollo geomorfológico de la región

En el presente trabajo se hace una somera descripción de la historia geomorfológica de la región, debido a que el estudio no fue dirigido exclusivamente a este propósito.

Existen evidencias de que el levantamiento y la erosión de la faja andina se han desarrollado a lo largo de un prolongado período que se inició a principios del Terciario. Los principales acontecimientos parecen ser los siguientes:

1) Levantamiento del Terciario medio y desarrollo de superficies pre-Puna.-

El levantamiento del Terciario inferior a medio de la Orogenia Andina, probablemente estuvo precedido por el desarrollo de varias superficies pre-Puna, las que habrían sido destruídas por una erosión subsecuente en el norte del Perú. El mecanismo de formación de éstas, se presume fue similar a los casos subsiguientes.

2) Desarrollo de la "Superficie Puna".- El desarrollo de la "Superficie Puna", ocurrió probablemente, a una altitud mucho más baja de las que se encuentran actualmente sus restos y corresponde, tal vez a un proceso más complejo que una simple fase; el episodio más importante es la erosión del Mioceno-Plioceno.

3) Levantamiento del Plioceno y desarrollo de superficies posteriores.-

La formación de las superficies más bajas probablemente se originaron como consecuencia de levantamientos relativamente rápidos, cuando se presentaron las condiciones favorables para iniciar la erosión de una nueva superficie planar o de pedimento. Sin embargo, cabe señalarse que la altitud en que se encuentran las superficies de erosión no son guías absolutas para establecer sus edades, puesto que, como se ha indicado anteriormente, bloques de la "Superficie Puna" han sido levantados a diferentes niveles, siendo los mayores los de la faja axial de los Andes.

4) Glaciación.- Los sectores septentrionales de las Cordilleras Occidental y de Sallique muestran signos de glaciación porque tienen las mayores altitudes del área en estudio (por encima de los 3,000 m.s.n.m.). La ausencia de superficies glaciadas y la menor altitud en el sector de Porculla (cerca de 2,000 m.s.n.m.), puede deberse a una mayor erosión en lugar de un menor levantamiento o depresión tectónica local.

5) Acumulación de arenas antiguas.- Los depósitos eólicos antiguos parecen ser más jóvenes que los conglomerados pleistocénicos dejados como terrazas o detritus a partir de la erosión glaciar. Estos depósitos han sufrido cierto grado de erosión, en parte por procesos fluviales e indican un período con considerable diferencia climática, desde su deposición hasta su condición actual.

6) Etapa Cañón.- J. WILSON (inédito) ha puesto especial atención en las diferencias geomorfológicas existentes entre el norte y sur del río Reque. Hacia el norte la costa peruana es emergente, de tal forma que el desarrollo de la Etapa Cañón en los ríos actuales de la vertiente del Pacífico parece deberse a un lento y contínuo levantamiento.- La más espectacular incisión del sistema de Huancabamba puede deberse a su probable reciente captura fluvial por el drenaje del Marañón.

DRENAJE

Teniéndose a la zona axial de la Cordillera Occidental como la Divisoria Continental, el drenaje del noroeste del Perú se divide en dos sistemas.

El sistema hidrográfico del Pacífico está constituído por los cursos fluviales que corren aproximadamente en sentido normal a la dirección de la cadena andina, erosionando a la vertiente occidental de ésta y originando una gradiente bastante empinada. En consecuencia, las cabeceras de estos tributarios se encuentran, en ciertas partes, erosionando a las superficies más antiguas y altas, algunas de las cuales son cruzadas a su vez por cursos semi-maduros que drenan al sistema del Marañón y que consecuentemente pueden ser capturados por el sistema del Pacífico; lamentablemente este proceso ha sido insuficiente para aumentar en forma considerable el caudal de agua que debe fluir hacia las llanuras costaneras.

El principal curso fluvial del sistema del Pacífico con agua permanente es el río Chira, que en gran parte constituye el límite territorial entre el Perú y Ecuador, en especial en sus tramos medio y superior, donde toma sucesivamente los nombres del río Macará, Calvas y Chico; tiene como tributarios principales, en el territorio peruano, a los ríos Quiroz, Chipillico y la quebrada Pilares.

El río Piura tiene una dirección general N 45°O, en su curso superior y está controlado mayormente por la estructuración general de las rocas que cruza, en su parte superior fluye agua permanente, con un caudal que varía según las estaciones. El curso medio e inferior ha sufrido una derivación hacia el norte como consecuencia de procesos geodinámicos externos, principalmente por la migración de mantos de arena eólica de sur a norte, de modo que el curso inferior ha adquirido la dirección N 20°E.

Los ríos Olmos y Cascajal son los menos importantes de la vertiente del Pacífico, por cuanto actualmente no contienen agua y sus cursos inferiores han sido obstruídos por la acumulación de mantos de arena; el estuario de Virrilá es el vestigio de la antigua desembocadura del río Cascajal.

El sistema de drenaje hacia la vertiente del Atlántico, cercano a la Divisoria Continental, tiene una estrecha vinculación al levantamiento de las superficies de erosión. La actual Etapa Cañón en el desarrollo del drenaje, en esta región, se está llevando a cabo en áreas donde se están formando nuevas superficies de erosión, a expensas de la lenta destrucción de

las más antiguas, dándole un gradual ensanchamiento a los paleovalles; este proceso es especialmente marcado en los cuadrángulos de San Antonio, Huancabamba y Pomahuaca.

Dentro de la región los principales cursos fluviales del sistema del Marañón son los ríos: Huancabamba, Chontalí, Tabaconas y Canchis.

El río Huancabamba tiene su naciente en la laguna Shimbe y es un curso fluvial interandino que se ha desarrollado entre las cordilleras Occidental y de Sallique. Tiene un recorrido algo recto, de rumbo promedio N-S, controlado por la estructuración geológica de la zona; en su curso inferior adopta una dirección general N 60°O; su caudal de agua y su ubicación geográfica es muy importante para el futuro desarrollo socio-económico de la llanura costanera, puesto que en el Proyecto Olmos se ha planeado derivar sus aguas para la irrigación de las pampas del mismo nombre.

El río Chontalí tiene un recorrido algo paralelo al de Huancabamba y la mayor parte de sus tributarios bajan de la Cordillera de Sallique; desemboca en el río Huancabamba de donde, éste último, toma el nombre de Chamaya hasta desembocar en el río Marañón.

El río Tabaconas cruza casi diagonalmente el cuadrángulo de Huancabamba; tiene sus nacientes en los macizos de Cerro Grande y Cerro Negro(al norte de Tabaconas) y desemboca en el río Chinchipe. También este río se encuentra considerado dentro de los alcances del Proyecto Olmos.

El río Canchis sirve de límite territorial entre el Perú y Ecuador; tiene sus nacientes en la Cordillera Occidental con el nombre de río Blanco y desde San Antonio toma el nombre de Canchis hasta desembocar en el río Chinchipe.

CLIMA Y VEGETACION

La región estudiada comprende un territorio muy diversificado con una topografía abrupta entre los 100 y 3,800 m.s.n.m. El llano desértico de la costa exhibe, hacia el este, colinas áridas del frente cordillerano, de donde se levantan hasta alcanzar la Divisoria Continental, cuyas altitudes varían entre los 2,200 y 3,800 m.s.n.m.

La zona montañosa tiene el clima típico de "puna", donde las temperaturas relativamente bajas no permiten sino el crecimiento del "ichu" y pequeños arbustos. Debido a la proximidad a la línea ecuatorial, las vertientes de la región cordillerana están cubiertas por arbustos bajos debido al clima húmedo, principalmente entre Noviembre y Mayo; hacia el éste del cañón de Huancabamba se tiene prácticamente un clima sub-tropical y prevalece una vegetación de tipo selvático, aunque menos densa.

La llanura costanera es relativamente árida y seca y la escasa vegetación consiste en zapotes, algarrobos y demás arbustos de esta familia, que se encuentran en etapas de extinción debido a la seguía prolongada de los últimos años.

* * * * * *

E S T R A T I G R A F I A

GENERALIDADES

Por su extensión territorial y ubicación geográfica, el área estudiada comprende una amplia variedad de rocas, con un rango comprendido entre el Pre-cambriano y el Cuaternario reciente.

Se reconocen claramente tres sectores estratigráficos: noroccidental, suroccidental y oriental, y están mejor individualizados por el desarrollo de las cuencas mesozoicas (Tabla No. 1 y Figura No.3).

El basamento está integrado por dos zócalos metamórficos, uno del Precambriano y otro del Paleozoico inferior. El Zócalo Precambriano está conformado por dos conjuntos cristalinos. El primero de ellos es el Complejo del Marañón, expuesto solamente en el sector oriental que consiste esencialmente en gneises catazonales de composición tonalítica. El segundo es el Complejo de Olmos, probablemente más joven, expuesto en los sectores suroccidental y oriental; lo conforman esquistos de bajo grado. El Zócalo Paleozoico está conformado por dos secuencias epimetamórficas hercinianas; la inferior consistente en filitas lustrosas, esquistos manchados y metavolcánicos correspondientes al Grupo Salas, que afloran en los sectores suroccidental y oriental; la secuencia superior está conformada por cuarcitas foliadas y oscuras alternadas con filitas cineríticas; están agrupadas dentro de la formación Rio Seco y se exponen en los sectores suroccidental y oriental.

A principios del Mesozoico la región sufrió un importante desarrollo paleotectónico, probablemente relacionado al desarrollo de la Flexión de Huancabamba, que permitió una transgresión sobre cuencas estructurales a diferentes niveles, de tal forma que esta transgresión no se llevó a cabo sincrónicamente sino progresivamente. Las cuencas así formadas (Ñaupe, Cajamarca y Lancones), estuvieron separadas por altos estructurales o zonas positivas en cierta forma coincidentes con los cinturones orográficos actuales: Cordillera de la Costa, Cordillera Occidental (tal vez un ramal de ésta, Cordillera de Sallique) y una faja transversal situada a lo largo de la línea cerros Illescas-Morropón-Ayabaca.

La transgresión mesozoica alcanzó primero a las cuencas de Ñaupe y Cajamarca, en el Triásico-Jurásico, que probablemente tuvieron cierta conexión En la primera, la sedimentación se inició con la deposición de cerca de 700 metros de materiales carbonatados de la Formación La Leche, mientras que más

al sur, y en la segunda cuenca, se desarrollaba una acumulación de 1,500 m. de volcánicos correspondientes al Volcánico Oyotún.

Entre el Jurásico superior y principios del Cretáceo inferior, ambas cuencas recibieron materiales terrígenos psamíticos y psefíticos que dieron origen, en la cuenca de Ñaupe, a la Formación Sávila con cerca de 400 m. de grosor; sedimentos similares, en la cuenca de Cajamarca, se reconocen como Formación Tinajones con 500 m. de espesor.

En el Cretáceo inferior, y dentro de la cuenca de Ñaupe, se depositaron cerca de 300 m. de materiales arenáceos de ambientes epi-continentales correspondientes posiblemente a la Formación Chimú; algo más tarde, la cuenca de Cajamarca recibió solamente unos 25 m. del mismo tipo de sedimentos que corresponden tal vez a la Formación Farrat. Posteriormente, a principios del Albiano, en ambas cuencas, se inició una acumulación calcárea; en la primera se denomina Formación Chignia, con fuerte influencia de materiales piroclásticos que alcanzaron cerca de 400 m. de grosor; en la segunda se depositaron alrededor de 600 m. de sedimentos correspondientes a las formaciones Inca, Chúlec, Pariatambo y Pulluicana, teniendo la tercera, cierta influencia de materiales cineríticos y la última predominancia de tobas hacia el tope.

En la cuenca de Lancones la sedimentación marina se inició recien, a principios del Cretáceo con una deposición de cerca de 1,200 m. de sedimentos que solamente se encuentran en el lado sureste de la cuenca. Durante el Albiano y hasta principios del Cenomaniano, en el mismo sector de la cuenca, se desarrolló una activa deposición próxima a los 2,000 m. de materiales volcánico-clásticos consistentes en andesitas piroclásticas y lavas félsicas, intercaladas con paquetes de materiales calcáreos y que corresponden sucesivamente a los volcánicos Ereo, La Bocana y Lancones equivalentes, en edad, a las formaciones Muerto y Pananga, depositadas en el flanco suroccidental de los Amotape. Durante el Cretáceo superior, la cuenca sufrió un mayor hundimiento y recibió cerca de 1,700 m. de sedimentos flyschoides lodosos acompañados de materiales mayormente provenientes de la Cordillera de la Costa y que corresponden al Grupo Copa Sombrero constituído por las formaciones Huasimal, Jahuay Negro, Encuentros, Tablones y Pazúl; la primera y última son dominantemente lodolíticas mientras que la penúltima es conglomerádica.

Después de la tectogénesis ocurrida en el Cretáceo terminal o a principios del Terciario, la región sufrió una marcada denudación y gran parte de las cuencas volcánicas cenozoicas se desarrollaron, siendo la más antigua aquella constituída por el Volcánico Llama (Terciario inferior), lávico-piroclástica de composición mayormente andesítica, que en la cuenca de Lancones, tiene en el conglomerado de la Formación Yapatera, su equivalente lateral. La otra cuenca está ocupada por el Volcánico Porculla (Terciario inferior a medio) compuesto por tobas ácidas que prácticamente cubrieron toda la región estas tobas, en la esquina noreste del cuadrángulo de Huancabamba, se intercalan con conglomerados constituyendo la Formación Namballe.

TABLA ESTRATIGRAFICA

SISTEMA	SERIE	SECTOR NOROCCIDENTAL UNIDAD DESCRIPTIVA	GROSOR APROX.	SECTOR SUROCCIDENTAL UNIDAD DESCRIPTIVA	GROSOR APROX.	SECTOR ORIENTAL UNIDAD Y DESCRIPCION	GROSOR APROX.
CUATERNARIO	Superior	Depósitos Fluviales. Depósitos Eólicos y Aluviales.		Depósitos fluviales. Depósitos eólicos y aluviales.		Depósitos Fluviales Depósitos aluviales y glaciares.	
	Inferior	VOLCANICO HUAYPIRA.– Brechas piroclásticas de comp. andes. en conos.	30			VOLCANICO SHIMBE.– Andesitas porfiríticas gris verdosas en bancos masivos, fuertemente coherentas.	160
TERCIARIO	Superior	FORMACION TAMBO GRANDE.– Areniscas grises, conglomerados y tobas blancas redepositadas.	50				
	Medio	Disc. Ang.		Disc. Ang.		Disc. Ang.	
	Inferior	VOLCANICO PORCULLA.– Tobas dacíticas blancas flujos masivos.	250	VOLCANICO PORCULLA.– Tobas dacíticas blancas en bancos masivos.	300	VOLC. PORCULLA.- Tobas y flujos dacíticos blanquecinos en bancos masivos, andesitas, piclásticas. / FM. NAMBALLE.- Conglomerado en bancos masivos areniscas, arenisc.volc., interposiciones de tobas dacíticas y brechas piroclásticas.	800 / 200
		Dis. Ang.		Disc. Ang.		Disc. Ang.	
		VOLCANICO LLAMA.– Andesitas piroclásticas moradas a verdes en el sector sur, tobas blanquecinas interpuestas con niveles volcánico-sedimentarios.	200	VOLCANICO LLAMA.– Brechas piroclásticas de, composición andesítica de maticas gris-verdosas a gris violáceas.	200	VOLCANICO LLAMA.– Lavas andesíticas masivas y brechas piroclásticas de igual composición, gris verdosas a gris violáceas.	500
		FM. VEROUM.– Arenis. bioclást. blanco amarillentas.	100				
		FM. YAPATERA.– Congl. con rodados de cuarcita y arenisc. arcósicas.	150				
CRETACEO		Disc. Ang.					
	Superior	FORMACION PAZUL.– Lodolitas fisibles plomizas con nódulos calcáreos. En la porción inferior, lodolitas similares intercaladas con areniscas micáceas con cemento calcáreo.	300				
		FORMACION TABLONES.– Conglomerados con rodados de rocas metamórficas, interpuestos con areniscas de grano grueso.	100				
	Medio (GRUPO COPA SOMERERO)	FORMACION ENCUENTROS.– Limolitas y lodolitas negruzcas, interpuestos con paquetes de areniscas feldespáticas gris amarillentas a gris-verdosas.	500	FORMACION CHIGNIA.– En la parte superior calizas tobáceas blanco-violáceas intercaladas con cineritas violáceas y tobas blanquecinas; en la porción inferior: dominantemente brechas de tobas grises o cinerites blanco-amarillentas.	400	GRUPO PULLUICANA.– Calizas y areniscas calcáreas gris claras, que intemperizan a maticas cremas o marrones, intercalaciones de lodolitas y areniscas marrones; hacia el tope, lodolitas fisibles, calizas nodulares y volcánicas.	150
		FORMACION JAHUAY NEGRO.– Areniscas arcósicas o feldespáticas en paquetes masivos, caracterizados por contener nódulos esferoidales en núcleos calcáreos o silíceos.	700			FORMACION PARIATAMBO.– Calizas bituminosas oscuras, cineritas calcáreas y lodolitas tobáceas gris blanquecinas.	200
		FORMACION HUASIMAL.– Lodolitas negras astillosas, muy delesnables, algunos nódulos de arenisca calcárea.	50			FORMACION CHULEC.– Calizas nodulares en bancos gruesos, las concreciones consisten mayormente en cherts o calizas sílicas, cementadas por óxidos de fierro.	50
		VOLCANICO LANCONES.– Brechas piroclásticas andesíticas gris-verdosas cementadas con calcita y areniscas volcánicas. Frecuentes interposiciones de paquetes de calizas bituminosas fosilíferas y areniscas calcáreas.	1,500			FORMACION INCA.– Basalmente: Calizas rojizas y tobas calcáreas, areniscas y conglomeráticas; en la porción superior: margas astillosas gris violáceas con nódulos calcáreos esferoidales oscuros.	80
		VOLCANICO LA BOCANA.– Lavas dacíticas o riolíticas afaníticas; a veces porfiríticas y brechas piroclásticas de rocas de igual composición. Alternancias de calizas tobáceas blanquecinas y areniscas fosilíferas.	250				
		VOLCANICO EREO.– Lavas andesítico-basálticas en bancos masivos, parcialmente epidotizadas. Alternancias con lavas afaníticas félsicas y de estructura fluidal.	300				
	Inferior	GRUPO SAN PEDRO.– En la parte superior: lodolitas negras con nódulos de limonita, intercaladas con cherts bandeados y presencia de calizas en el sector septentrional. En la porción intermedia: cuarcitas y cherts bandeados con segregaciones de pirita, lodolitas negras limonitizadas. La porción inferior: cineritas, bentonitas, tobas finamente estratificadas.	1,200				
		BASE NO OBSERVADA.					
				FORMACION CHIMU.– En el tope: cuarcitas grises intercaladas con lodolitas lutáceas negras o cineritas grises; en la parte intermedia: cuarcitas blancas o rojizas en bancos masivos con marcada laminación cruzada, basalmente areniscas blanco-rojizas de grano fino, microconglomerados, areniscas gris-verdosas; conglomerado basal en el sector nor-occidental.	300	FORMACION FARRAT.– Areniscas arcósicas de grano medio a grueso blanquecinas que intemperizan a matices rojizos. Algunas intercalaciones de lodolitas abigarradas.	25
				Disc. Eros.		Disc. Eros.	
				FORMACION SAVILA.– Areniscas duras de grano fino gris-plomizas, lodolitas lutáceas negras muy fisibles y brechas con clastos de limolitas que incluyen bloques angulosos de calizas bituminosas.	400	FORMACION TINAJONES.- Basalmente: areniscas gris claras, microconglomerados intercaladas con cineritas amarillentas, areniscas arcósicas blancas y microconglomerados cuarzosos; en la porción intermedia: areniscas limolíticas gris verdosas, microconglomerados, alternados con calizas limonitizadas; hacia el tope andesitas piroclásticas gris-verdosas, que predominan en el extremo norte del área.	500
				Disc. Eros.			
JURASICO	Superior					VOLCANICO DYOTUN.– Lavas andesíticas porfiríticas gris-verdosas a gris-violáceas; interposiciones de lavas ácidas blancas. En el extremo norte del área: lavas dacíticas blancas intercaladas con calizas lodolíticas, brechas de tobas piroclásticas dacíticas gris-verdes.	1,500
	Inferior			FORMACION LA LECHE.– Calizas bituminosas gris oscuras en capas tubulares, margas apizarradas; calizas margosas blanco-violáceas, capas delgadas de calizas bituminosas intercaladas con capas de cherts. Hacia el tope, lodolitas filíticas de color lila.	700		
TRIASICO	Superior					Disc. Ang.	
				Disc. Ang.			
PALEOZOICO	Medio			FORMACION RIO SECO.– Cuarcitas foliadas gris oscuras con abundantes venillas de cuarzo lechoso; se intercalan filitas tobáceas gris-claras o pizarras lustrosas negras.	300	FORMACION RIO SECO.– Cuarcitas blancas grano fino bastante foliadas en bancos masivos, intercaladas con filitas tobáceas blanco-violáceas.	100
	Inferior			GRUPO SALAS.– Filitas lustrosas cineríticas, esquistos manchados y pizarras negras que se interponen con capas de cuarcitas foliadas. En ciertos sectores predominan metavolcánicos gris-verdosos con ciertas capas de material calcáreo.		GRUPO SALAS.– Filitas gris lustrosas o blanco-violáceas, interposiciones de cuarcitas gris-claras, meta-andesitas foliadas.	800
				Disc. Ang.		Disc. Ang.	
PRECAMBRIANO	Superior			COMPLEJO DE OLMOS.– Esquistos de clorita y muscovita (facies de esquistos verdes, zona de clorita) y esquistos cuarzosos, segregaciones de cuarzo, pliegues pygmáticos remarcados por este mineral.	?	COMPLEJO DE OLMOS.– Esquistos cloríticos o sericíticos (facies de esquistos verdes, zona de clorita), anfibolitas nematoblásticas, etc.	
						Disc. Ang.	
	Medio			BASE NO OBSERVADA. ?		COMPLEJO DEL MARAÑON.– Ortogneisses biotíticos y muscovíticos, en otros casos granatíferos.	

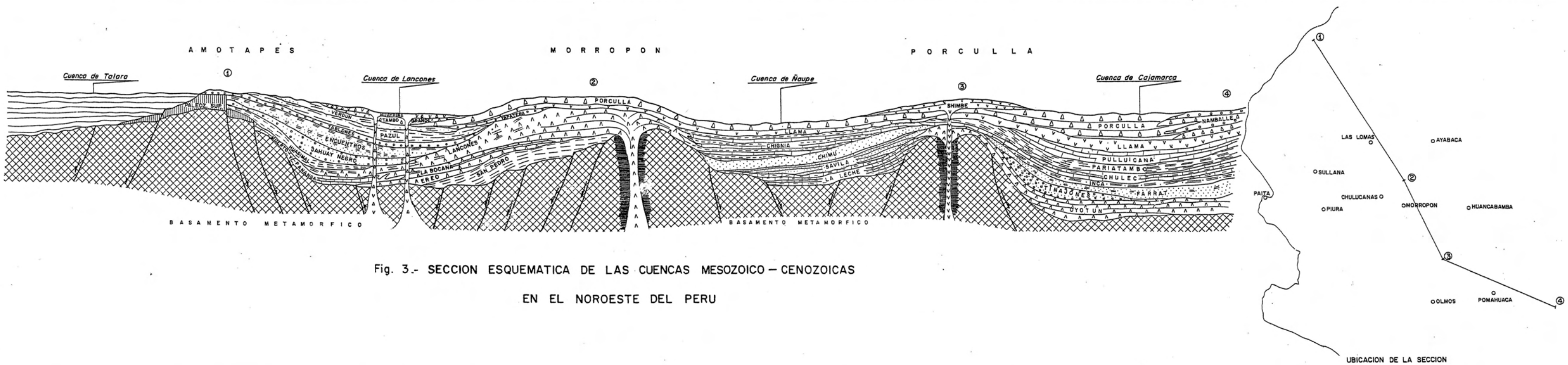


Fig. 3.- SECCION ESQUEMATICA DE LAS CUENCAS MESOZOICO – CENOZOICAS EN EL NOROESTE DEL PERU

La sedimentación marina de la cuenca Sechura (coincidente con la cuenca de Lancones) tuvo su límite norte en la escarpa de la falla de Huaypirá ; en el área estudiada, esta sedimentación está representada solamente por la Formación Verdún del Eoceno inferior.

Posterior a estos acontecimientos, el volcanismo estuvo restringido sólo a ciertos sectores, de tal forma que en el Terciario medio a superior se desarrolló una activa acumulación andesítica en la región axial de la Cordillera Occidental, correspondiente al Volcánico Shimbe. En el Plio-Pleistoceno se acumularon conos de piroclásticos a lo largo de la falla de Huaypirá - tal vez algo anterior o contemporáneo a una sedimentación clástica con in - fluencia volcánica que aflora en el área Sullana-Tambo Grande, reconocida como Formación Tambo Grande.

En el Cuaternario, mientras que los cinturones orográficos estuvieron sometidos a efectos de glaciación, desarrollándose circos glaciares, en las partes bajas se acumulaban materiales aluvionales o fluviales; en la llanura costanera se emplazaron mantos de arena eólica durante un tiempo prolongado, persistiendo en la actualidad este proceso.

ZOCALO PRECAMBRIANO

En los sectores suroccidental y oriental, al sur del paralelo 05°, se exponen una series metamórficas que se asume fueron desarrolladas entre el - Precambriano y el Paleozoico temprano. Estas rocas, teniendo en cuenta el grado de metamorfismo, pueden ser diferenciadas en dos conjuntos metamórfi - cos; el más antíguo, con seguridad de edad precambriana, correspondiente al Complejo del Marañón y el otro más joven, posiblemente fines del Precambriano o inicios del Paleozoico, integrado dentro del Complejo de Olmos.

Complejo del Marañón

La denominación corresponde a WILSON J, y REYES L,(1964), quienes, en el cuadrángulo de Pataz han descrito, con este nombre, a una serie metamórfica compuesta por micaesquistos, meta-andesitas y filitas negras, aunque los dos últimos tipos de rocas deben corresponder a series más jóvenes, como se verá más adelante.

En el área estudiada, y específicamente en los cuadrángulos de Huancabamba y San Antonio, se ha reconocido rocas metamórficas de tipo catazonal a mesozonal, las cuales se ha considerado como correspondientes al Complejo - del Marañón.

Los afloramientos de esta unidad son bastente imprecisos, debido a la gruesa cubierta de suelo y vegetación existente en la región, pero su presencia es evidente por la abundancia de bloques erráticos que han caido de los macizos elevados como se observa principalmente, en los alrededores de Tabaconas, a lo largo del río Manchara (cuadrángulo de Huancabamba). De Tabaco-

nas se prolongan hacia el norte conformando un cinturón elevado hasta el límite Perú-Ecuador; se reconocen estos afloramientos en las localidades de Huaquillas, Gramalotal y Las Juntas, los mismos que continúan, dentro del territorio ecuatoriano, donde forma parte de la Serie Zamora (KERNERLEY, 1973).

Litológicamente, la unidad consiste en gneises bandeados, de composición tonalítica, gris claro y de textura granoblástica.

En secciones delgadas destacan, como minerales esenciales, plagioclasa cuarzo, biotita y muscovita, con 25%,35%,25% y 10%, respectivamente; como minerales accesorios existen pequeñas cantidades de opacos, granate(almadina), y zircón, y como productos secundarios trazas de clorita, limonita y sericita. La roca presenta una foliación destacada por la biotita, muscovita y el cuarzo, donde las dos primeras se encuentran flexionadas y recristalizadas en los bordes; el cuarzo presenta fuerte extinción ondulante y generalmente, se halla recristalizado; la plagioclasa está alterada a sericita. En conclusión, se destacan dos paragénesis; una primera con la asociación muscovita-biotita-granate y una segunda con biotita-muscovita; ambas son típicas de la facies de esquistos verdes (zona de la biotita).

Edad y correlación.-No se cuenta con evidencias directas para precisar la edad de esta unidad, pero el grado de metamorfismo indica que deben haberse desarrollado en el Precambriano. En otras regiones del Perú, estos tipos de rocas corresponden a dos ciclos orogénicos bien distanciados; el más joven de naturaleza pelítica y arcósica, de edad 600 M.A.y el más antíguo consistente en gneises granulíticos con una edad de 2,000 M.A. (DALMAYRAC et al, 1977). Por su naturaleza litológica, los gneises de la región estudiada deben corresponder al primer ciclo, conjuntamente con los gneises granulíticos del Macizo de Illescas (CALDAS et, al,1981).

Complejo de Olmos

Se ha denominado Complejo de Olmos a una secuencia de esquistos, de naturaleza dominantemente pelítica desarrollados en el nivel estructural inferior, con un grado de metamorfismo menor que el Complejo del Marañón antes descrito; se encuentra mejor representado en el área de Olmos.

Los afloramientos más extensos están circunscritos a los sectores suroccidental y oriental del área de estudio, tales como el río Canchis (límite con Ecuador), partes altas de Pacaipampa, sector de Morropón, valles del Alto Piura, Huancabamba y Olmos; de este último se prolongan hasta el río Chochope (Cuadrángulo de Jayanca).

El grado de alteración de estas rocas está en función del clima; así en la vertiente del Pacífico, de clima relativamente seco, el intemperismo se limita a una leve coloración gris-marrón,pero a partir de la Divisoria Continental hacia el este, donde el clima es más húmedo, la alteración de los minerales máficos ha imprimido a estos terrenos un matiz rojizo intenso.

La diferenciación original de la litología, consistente en sedimentos argiláceos, ha sido en gran medida, obliterada por el metamorfismo regional cuyo grado de neoformación se mantiene bastante uniforme sobre extensas áreas consistiendo éstas, dominantemente en esquistos pelíticos o cuarzosos, y en anfibolitas de la facies de esquistos verdes (zona de la biotita); en algunos casos se observan incipientes signos de gneisificación, principalmente en las porciones más profundas o en las cercanías de los plutones mesozoicos, donde destacan los efectos de inyección lit-par-lit.

Las rocas exhiben una esquistosidad de flujo de planos axial (S_1), de rumbo E-O a NE-SO, la cual ha sido afectada por una esquistosidad de fractura (S_2); conjuntamente con ésta se han desarrollado plegamientos ptygmáticos decimétricos remarcados por cuarzo; en algunos casos se distingue una lineación encofrada o micropliegues (S_3).

El estudio de láminas delgadas indica las siguientes características; la textura es granoblástica a lepidoblástica; los minerales esenciales son: cuarzo, biotita y muscovita. Las rocas presentan una primera foliación paralela (S_1)con bandas melanócratas compuestas por biotita y muscovita dentro de estas últimas destaca una segunda esquistosidad de fractura (S_2)o de "strain-slip". El cuarzo se presenta en cristales grandes y alargados,dentro de la foliación S_1, y en cristales pequeños con suturas engranadas. La biotita se presenta en fenocristales, a veces alterada a clorita.

En cuanto a las anfibolitas, estas provienen del metamorfismo regional de materiales tobáceos, los cuales han adquirido la textura neumatoblástica; los minerales esenciales son : hornblenda, albita, zoisita y clorita; los accesorios son : opacos, esfena y cuarzo; la limonita es el mineral secundario principal. En láminas delgadas se destaca una foliación marcada por la hornblenda y la clorita; las plagioclasas (a veces en porfidoblastos), se han albitizado y se encuentran conjuntamente con la zoisita y el cuarzo. Los minerales opacos están alterados periféricamente a esfena; la asociación hornblenda verde-albita-zoisita-clorita es típica de la parte alta de la facies de esquistos verdes (zonas de la biotita).

Edad y correlación.- La edad del Complejo de Olmos queda todavía incierta pero presumiblemente representa a rocas sedimentarias y volcánicas metamorfizadas a fines del Precambriano,resultando correlacionable con la parte alta de los clorito-esquistos y sericito-esquistos de la Cordillera Oriental (DALMAYRAC et al, 1977) de 600 M.A.de edad.Sin embargo, los mismos autores postulan que dicho complejo podría corresponder a restos de una cadena caledoniana (Ordoviciano superior), por plegamiento y metamorfismo regional de terrenos anteordovicianos.

ZOCALO PALEOZOICO

Buena extensión de terrenos considerados como paleozoicos se encuentran expuestos en los sectores suroccidental y oriental del área de estudio, correspondiendo a una parte de los cuadrángulos de Olmos, Chulucanas, Morropón, Ayabaca, San Antonio, Huancabamba y Pomahuaca. Se observa afloramientos en el sector de Ñaupe, en los valles del curso superior del río Piura y a lo largo del cañón del río Huancabamba; se extiende por el norte, hasta mas allá de Rio Blanco (límite Perú-Ecuador), hacia territorio ecuatoriano donde forman parte de la serie Zamora (KENNERLEY, 1973).

Dentro del material paleozoico, pueden diferenciarse dos secuencias epimetamórficas en razón de la litología predominante; la parte inferior, reconocida como Grupo Salas consiste mayormente en filitas lustrosas y pizarras manchadas, alternadas con capas de cuarcitas foliadas, y la parte superior, denominada Formación Río Seco, que se caracteriza por la predominancia de cuarcitas foliadas, gris oscuras, con venillas de cuarzo, alternadas con niveles de filitas y algunos niveles de pizarras.

Grupo Salas

Esta denominación se ha dado a una secuencia de rocas metamórficas, dominantemente formada por filitas y tobas pizarrosas que, en las cercanías de Salas (Cuad.de Jayanca), yace en discordancia angular sobre el Complejo de Olmos, mostrando un conglomerado basal que contiene elementos de esquistos previamente metamorfizados (WILSON, inédito). En la región estudiada, esta relación no es fácilmente observable debido a la gruesa cobertura cuaternaria y la espesa vegetación de la zona; en cambio el contacto con la Formación Rio Seco, suprayacente, es gradacional, por cuanto los materiales pelíticos de ambas unidades tienen las mismas características litológicas.

Tectónicamente, el Grupo Salas, ha jugado un rol muy importante, pues los fenómenos de despegue (décollement) entre la cobertura mesozoica y el basamento metamórfico se ha desarrollado a través de esta unidad, donde la naturaleza dominantemente pelítica ha permitido que se haya comportado plásticamente y como lubricante durante la tectogénesis andina; estructuras de esta naturaleza son evidentes en los cuadrángulos de Olmos, Chulucanas y Morropón.

Litológicamente está constituído por filitas argiláceas gris marrones a gris-violáceas, intercaladas con cineritas verde pálidas o gris brunáceas; este tipo de paquetes se intercalan con capas delgadas de cuarcitas de grano fino, blanco-grisáceas, afectadas por una marcada esquistosidad de fractura. Sin embargo, a lo largo de la faja Huarmaca-Canchaque-Los Ranchos y en el valle del Huancabamba, el Grupo Salas, contiene grandes paquetes de material lávico, consistente en meta-andesitas que, en ciertos casos, están transformadas a anfibolitas. Normalmente, el grado de metamorfismo es inferior al que exhiben los esquistos del Complejo de Olmos, pero en algunas localidades

ocurren tipos intermedios, aunque en casos extremos es posible observar una fuerte recristalización, alcanzando el grado de esquistos o anfibolitas de la facies de esquistos verdes.

El estudio de láminas delgadas muestra que los esquistos exhiben texturas lepidoblásticas o granoblásticas y contienen como minerales esenciales : muscovita y cuarzo; se encuentran como accesorios minerales opacos, trazas de zircón, clorita y calcita; el producto secundario principal es limonita; las muestras han sufrido una fuerte esquistosidad de fractura ó "strain slip". Las rocas de origen volcánico son anfibolitas de textura granoblástica a xenoblástica, cuyos minerales esenciales son cuarzo, biotita, plagioclasa y hornblenda; los minerales accesorios son: opacos, esfena, diópsido, a veces también muscovita, plagioclasa, apatita y zircón.

Edad y correlación.- A pesar de que el Grupo Salas aflora ampliamente, el metamorfismo impreso sobre estas rocas ha borrado gran parte de los restos paleontológicos. Los geólogos de la ex-International Petroleum Company informaron el hallazgo de formas paleontológicas mal conservadas en las faldas de los cerros Lucumani y Tortolitas, al lado del Km. 940 de la Panamericana norte (PARDO A, comunicación oral), que indicaban la presencia del Siluro-Ordoviciano. Más tarde, los geólogos franceses del ORSTOM (GRANDIN G. y GUILLON H,) hallaron en la carretera Morropón-Cancha que, restos de graptolites de la forma Dendroidea del género Dyctyonema sp., identificados por RANGEL C. que conforman el Ordoviciano inferior.

El Grupo Salas, de acuerdo a su contenido paleontológico, se correlaciona con la Formación Contaya de la región de Contamana (NEWELL y TAFUR, 1948), presente también en el cuadrángulo de Pataz (WILSON y REYES, 1964).

Formación Río Seco

Bajo este nombre se describe a una secuencia epimetamórfica, dominantemente cuarcítica, que yace concordantemente sobre el Grupo Salas; su tope no se conoce y se encuentra bien expuesta en el caserío Rio Seco (carretera Morropón-Huancabamba). Desde esta localidad, los afloramientos se extienden a los valles del curso superior del río Piura así como a sus tributarios, cubriendo parte de los cuadrángulos de Morropón, Chulucanas y Olmos ; delgadas fajas de esta unidad se presentan en el curso superior del río Huancabamba.

Litológicamente, la formación Rio Seco, consiste en bancos de 3 a 4 m. de cuarcitas, gris oscuras a negruzcas, bastante recristalizadas y con abundantes segregaciones de cuarzo lechoso que rellenan fracturas; los paquetes de cuarcitas los conforman capas de 30 a 60 cm. destacando, en el curso superior de Rio Seco, un banco de 3 m. de grosor de cuarcita blanca, que delinea en forma sobresaliente, a la estratificación. Intercaladas a los paquetes de cuarcitas, se presentan filitas lustrosas gris blanquecinas a blanco -amarillentas así como pizarras negras lustrosas, cuyas fracturas están alteradas a matices blanquecinos, de formas arborescentes.

La observación microscópica de secciones delgadas indica que las cuarcitas tienen una trama granoblástica a xenoblástica, donde el mineral esencial es el cuarzo, teniendo entre los accesorios a minerales opacos, micas, epídota, hornblenda, zircón y turmalina; el mineral secundario es el cuarzo que rellena microvenillas; los granos de cuarzo se presentan bien cohesionados por la recristalización, algunos presentan formas poligonales o alargadas, con extinción ondulante. Las filitas por su parte, tienen textura lepidoblástica, teniendo como mineral esencial; cuarzo y sericita; como accesorios, muscovita, opacos, turmalina, zircón y rutilo; como productos secundarios, se encuentran óxidos de fierro; se observan bandas de cuarzo con elongaciones paralelas a la estratificación e incipientes bandas de micas,en parte asociadas con óxidos de fierro; algunas muestras alcanzan la facies de esquistos verdes cuyos minerales esenciales son cuarzo y muscovita; los demás componentes son bastante similares a los presentados en las filitas.

Edad y correlación.- No se ha encontrado evidencia paleontológica en la formación Río Seco, pero teniendo en cuenta que suprayace concordantemente al Grupo Salas, del Siluro-Ordoviciano, se le asume tentativamente al Devoniano, ambos tectonizados durante la fase eo-herciniana.

Se le correlaciona con la Formación Cerro Negro de los Amotape (MARTINEZ, 1970), con la parte superior de la serie metamórfica de los cerros Illescas (CALDAS, 1978 et al, 1981) y con el Grupo Cabanillas de la región del Altiplano (NEWELL, 1949).

COBERTURA MESOZOICA

Después de la edificación de la cadena hercínica, y su posterior denudación, una tectónica de distensión permitió una individualización de cuencas subsidentes en la región estudiada, como parte de un proceso mayor sobre la bordura oeste del cratón sudamericano. Se llega a esta conclusión en razón de la particular característica de las formaciones depositadas para cada una de las cuencas mesozoicas del noroeste del Perú y que aquí se les ha denominado cuencas de Ñaupe, Cajamarca y Lancones.

CUENCA DE ÑAUPE

Formación La Leche

Con este nombre, WILSON J., (1984) describió en el cuadrángulo de Jayanca, a una secuencia calcárea que sobreyace a unos conglomerados continentales que se consideran correspondientes al Grupo Mitu, razón por la que PARDO A., (1978), lo asignó al Grupo Pucará de la región cordillerana.En el presente trabajo se le mantiene como Formación La Leche en razón de sus particulares características litológicas y el ambiente geológico en que se ha desarrollado.

En el área de estudio, los afloramientos de la Formación La Leche quedan restringidos al sector noroccidental del cuadrángulo de Olmos, dispuestos en dos fajas : la primera, bordea los cerros de Ñaupe y Tinajones y pasa por Boca Chica y Falla, hasta el cerro La Calera; la segunda, comprende una alineación de cerros ubicados sobre el flanco sur de las quebradas Limón y las partes altas de Tablones y Senquelito, donde conforma un anticlinal volcado.

Los contactos, tanto en la base como en el tope, son bastante imprecisos debido a que el área ha sido objeto de una intensa deformación tectónica dándose el caso de inversión de estratos y fallamientos de empuje de bajo ángulo, lo que dificulta también precisar tanto el grosor como la secuencia de la formación; en la localidad típica PARDO A.(1978), calculó un grosor de : 1,240 m., mientras que en el área de Ñaupe se estima un espesor de 700 m.Sin embargo, debajo de los cerros de Ñaupe, la formación yace discordantemente con un conglomerado basal, sobre el Grupo Salas; se adelgaza y desaparece debajo de la Formación Chimú con marcada discordancia erosional, faltando la Formación Sávila situada estratigráficamente entre ambas unidades, hecho que indica el límite septentrional de la cuenca deposicional para la Formación La Leche.

La parte inferior de la formación observada al noreste de Ñaupe, empieza con areniscas blanco-amarillentas de grano fino, muy friables por disolución del cemento calcáreo;siguen hacia arriba paquetes moderados de calizas bituminosas, gris oscuras, parcialmente silicificadas y ligeramente estiradas por deformación tectónica.

Los afloramientos entre Boca Chica y el cerro La Calera exhiben una deformación mucho más intensa, probablemente por corresponder a una zona de gran cizallamiento; en este caso se trata de calizas tobáceas o areniscas calcáreas, blanco-violáceas, en capas delgadas, sumamente estiradas según la estratificación; se intercalan capas delgadas de cherts o nódulos de este material, ocurriendo también abundantes segregaciones de calcita que rellenan a las fracturas. Debajo del cerro La Calera se observa el techo de la formación, donde la secuencia está conformada por calizas bituminosas, gris negruzcas; parcialmente existen conglomerados con elementos de cuarzo lechoso y brechas intraformacionales; hacia arriba se presentan bancos duros de cherts blanco-verdosos, terminando con margas blanco-rosáceas, en paquetes delgados, asociadas a capas de calizas areniscosas.

En el sector de Tablones-Sávila, donde se presentan en un anticlinal volcado, las capas no presentan mayor obliteración y consisten en bancos masivos de calizas gris oscuras, algo piritosas, con considerable contenido de cherts en vetillas y en nódulos; son seguidas, hacia abajo, por calizas, en parte bituminosas, algo margosas, distribuídas en capas tabulares y delgadas.

Edad y Correlación.-Dentro de la Formación La Leche en el área estudiada, se ha encontrado los especímenes *Monotis subcircularis*, que

marcan el Noriano, así como Arietites con Globirhynchia sp., que indican el Sinemuriano. Por su parte PARDO A. (1978), en la localidad típica, encontró una abundante fauna, del Triásico superior consistente en lamelibranquios, gasterópodos, equinodermos y corales como Psiloceras y Weyla cf. alata que indican el Liásico. Por lo tanto, se considera que la formación La Leche se depositó entre el Noriano y el Sinemuriano.

La formación La Leche se correlaciona con parte del Volcánico Oyotún, y con el Grupo Pucará de la región cordillerana y subandina.

Formación Sávila

Con este nombre se describe a una secuencia clástica que se expone en los alrededores de la localidad de Sávila, situada cerca a las nacientes del río Limón. Sus afloramientos quedan limitados a ambas márgenes de dicho curso fluvial, donde conforman un sinclinal volcado, y al lado sureste de la alineación de cerros empinados que bordean las márgenes del mismo río.

El contacto con la formación La Leche, infrayacente, es una marcada discordancia erosional, mientras que su relación con el Grupo Goyllarisquizga suprayacente no se puede precisar, por cuanto está fallado y el tipo de terreno no permite su observación.

La parte inferior de esta unidad está constituída por areniscas de grano fino, gris plomizas a gris verdosas, de matriz limolítica o lodolítica, bastante cementadas con material silíceo o calcáreo y dispuestas en capas de 20 a 15 cm. de grosor; se superponen areniscas duras, gris azulinas, que se alternan con capas delgadas de areniscas de grano fino, blanco-violáceas, bastante fisibles. Hacia arriba se presentan bancos gruesos de areniscas tobáceas, gris claras así como conglomerados oxidados y brechas de grano medio a grueso que incluyen grandes fragmentos angulosos de calizas bituminosas, y margas oscuras que, se presume, provienen de la formación La Leche, infrayacente estratigráficamente, continúan hacia el tope limolitas y lodolitas negras, en capas delgadas, muy fisibles, que contienen nódulos limonitizados de limolita; esta litología hace recordar a la Formación Chicama.

Edad y Correlación.- La edad de la Formación Sávila queda circunscrita al Jurásico superior llegando, tal vez, hasta el Cretáceo inferior. Un amonite mal conservado, probablemente Schlotheimia, fue encontrado por BALDOCK J, cerca a la base de la formación.

La Formación Sávila se correlaciona con parte de la formación Chicama; es equivalente a la formación Tinajones, que aflora en los alredeores de la represa del mismo nombre y en el curso inferior del río Huancabamba.

Grupo Goyllarisquizga

Se dá esta denominación a una secuencia de ambiente epicontinental de cerca de 300 m., compuesta dominantemente por cuarcitas bastante tectoniza -

das, que se expone principalmente en el sector suroccidental del área estudiada (parte de los cuadrángulos de Olmos, Chulucanas y Morropón). Se le ha denominado, en forma general, Grupo Goyllarisquizga por no haberse establecido si se trata de las cuarcitas Chimú, del valle de Chicama, o del equivalente occidental de la Formación Farrat del sector oriental, diferencialmente metamorfizada y comprimida; dicha imprecisión se debe mayormente a que que sus contactos son fallados.

Las cuarcitas, que han sido el agente activo en el desarrollo de la estructura alóctona del sector occidental, realmente, está en gran parte, en contacto anormal y se encuentran prácticamente "flotando" sobre el basamento paleozoico por efectos de despeque tectónico (décollement). Varios autores, anteriormente, han considerado a esta unidad como mucho más antigua.

En los cerros que coronan el flanco occidental del río Ñaupe, esta unidad yace primero, en discordancia erosional, sobre la Formación La Leche(faltando la Formación Sávila) y después, más al norte, directamente discordante sobre el Grupo Salas, con un conglomerado basal.

Localmente se diferencian dos miembros litológicos característicos,aunque cartográficamente no han sido diferenciados.

El miembro inferior lo componen cerca de 20 m. de areniscas arcósicas, de grano fino en capas delgadas, con matices rojizos a blanco-verdosos, que se intercalan con areniscas cineríticas blanco-amarillentas y con microconglomerados cuarzosos. Este miembro sólo se ha observado en la localidad Cruz del Puente y en los cerros La Calera y La Virgen (cuadrángulo de Olmos).

El miembro superior es el más conspícuo y se le observa en las pincipales elevaciones orográficas, al lado oriental de la Panamericana norte, conformando tres filas de cerros, una desde el cerro La Calera hasta la altura de Chulucanas-Morropón y las otras dos en las partes altas de los ríos Querpón y Chignia, uniéndose en una sola a la altura de Mamayaco (c.de Morropón), de donde se prolonga, hacia el norte, hasta Shuturume. Litológicamente, en su porción inferior, consiste en bancos masivos de cuarcitas porfidoblásticas, de grano medio a fino, con algunos microconglomerados lenticulares, bastante compactos; las figuras sedimentarias, como laminaciones, estratificaciones cruzadas, etc., no han sido borradas por el metamorfismo y permiten establecer la posición verdadera de los estratos; las coloraciones varían entre el blanco-amarillento hasta los matices rojizos o marrones, con brillo resinoso. En el sector de Chignia, donde se observa el techo, este miembro superior está compuesto por bancos de cuarcitas grises de 3 a 4 m. de grosor conteniendo intercalaciones de lodolitas gris oscuras a negras con restos de flora fósil; está cubierto concordantemente, por la Formación Chignia.

Edad y Correlación.- La edad de dichas cuarcitas ha sido objeto de muchas dudas y conjeturas, debido a la fuerte deformación habiéndoseles tomado como paleozoicas, según autores anteriores; pero se ha constatado que todo el Mesozoico, de la zona suroccidental del área de estudio, ha sufrido un considerable tectonismo y metamorfismo alcanzando, en algunos niveles, la facies de esquistos verdes. Sin embargo, en la parte alta del poblado de Chignia, en el corte del antiguo trazo de la carretera a Huarmaca (Quebrada Huanábana), donde aflora el tope de la formación, existen restos de flora fósil, tal como Scleropteris cf. S. ellenis SALF, que indica que estas cuarcitas, son realmente del Eocretáceo.

La correlación resulta bastante problemática; pueden corresponder a la Formación Chimú sin descartar la posibilidad de que correspondan a la Formación Farrat, dado que la litología de ambas unidades es muy parecida.

Formación Chignia

Se denomina así, a una secuencia de composición calcáreo-piroclástica, que se encuentra restringida al núcleo del sinclinorio de la localidad homónima, de rumbo promedio N45°E, comprendido entre la quebrada de Querpón (c. de Olmos) y los alrededores de Mamayaco (c. de Morropón).

El contacto inferior, con el Grupo Goyllarisquizga, es una aparente concordancia; su contacto superior no se conoce pero se le calcula un grosor promedio de 400 m. Esta unidad está intensamente comprimida, conjuntamente, con la unidad infrayacente de manera que los estratos se encuentran estirados y ciertos niveles afectados por una marcada esquistosidad de fractura, semejante a la que exhibe el Grupo Salas.

Litológicamente, la parte inferior consiste en una alternancia de cineritas blanquecinas, calizas areniscosas amarillentas de grano fino, areniscas limosas gris-verdosas en capas delgadas y cineritas pálidas fisibles; se intercalan también algunos horizontes de ignimbritas y areniscas calcáreas de matriz tobácea que contienen abundantes restos de Inoceramus. Hacia la parte intermedia se presentan esquistos sericíticos tobáceos, blanquecinos, de la facies de esquistos verdes, afectados por una marcada esquistosidad de fractura de plano axial S_1; de igual forma existen calizas tobáceas blanco violáceas, en bancos gruesos, intercaladas con calizas lodolíticas negras y cineritas blanco-violáceas muy fisibles. Hacia la parte superior se presentan paquetes duros consistentes en tobas lustrosas brechoides y estiradas tectónicamente, con matriz gris-verdoso, que contienen amonites deformados; la parte más alta consiste en margas gris claras, en paquetes duros, intercaladas, con capas de caliza tobácea, blanco-violáceas.

Edad y Correlación.- La parte inferior de la Formación Chignia tiene alto contenido de Inoceramus concentricus PARKER, mientras las más altas contienen amonites, entre ellos Oxytropidoceras carbonarium y Prolyelliceras sp. Dicha fauna indica que la formación tiene una edad com-

prendida entre el Albiano medio y el superior; probablemente incluye también el Albiano inferior.

La Formación Chignia, por su posición estratigráfica y contenido paleontológico, se correlaciona con las formaciones Inca, Chúlec y Pariatambo, de la cuenca de Cajamarca, que afloran en el valle de Huancabamba y con las formaciones Muerto y Pananga, de los Amotape. Se presume también, que es correlacionable con los volcánicos Ereo y La Bocana, de la cuenca de Lancones.

CUENCA DE CAJAMARCA

Volcánico Oyotún

La denominación corresponde a WILSON J., (1984) al describir una secuencia volcánica en el valle de Zaña (c. de Chongoyape). En el área de estudio, los afloramientos quedan restringidos al valle de Huancabamba (c. de Pomahuaca. Cerca al abra de Porculla (c. de Olmos) existe un pequeño afloramiento.

El contacto basal es observado en las proximidades de Saulaca y La Ramada; así se encuentra suprayaciendo, con fuerte discordancia angular al Complejo de Olmos. Localmente la relación superior con la Formación Tinajones, es una discordancia erosional, pero más al sureste se nota una concordancia con areniscas del Grupo Goyllarisquizga (c. de Cutervo), sector donde la unidad intermedia no se ha depositado; por otro lado, el contacto con los volcánicos Llama o Porculla es una franca discordancia angular.

Los niveles inferiores los conforman lavas ácidas félsicas de estructura fluidal seguidas, hacia arriba, por calizas blanco amarillentas o bituminosas y filitas lustrosas sumamente comprimidas, con segregaciones de calcita, que en conjunto alcanzan cerca de 50 m. de grosor.

La secuencia superior está integrada por cerca de 1,450 m. de materiales volcánicos de variada naturaleza; en esta parte predominan andesitas o meta-andesitas microporfiríticas, en bancos moderados, que por alteración hidrotermal (generalmente limonitización y propilitización) han adquirido matices gris verdosos o gris violáceos; asimismo por cloritización presentan coloraciones gris verdosas. Hacia el tope, la secuencia se hace volcánico clástica, consistiendo en lavas andesíticas, gris moradas, en capas delgadas intercaladas con cineritas astillosas, blanquecinas y con limolitas compactas, grises, (con grandes huellas de flora fósil) grauvacas y calizas chérticas en capas delgadas.

Edad y correlación.-El volcánico Oyotún, dada su naturaleza dominantemente ígnea, es poco fosilífero, lo que dificulta establecer el intervalo de deposición. Se tiene conocimiento del hallazgo de Weyla alata en el sector de Pomahuaca; se ha encontrado durante estos estudios huellas conservadas de Weichselia peruviana ZEILLER en la Hacienda Patacón, que

indican con seguridad la presencia del Liásico y del Neocomiano. Es probable que los niveles más bajos correspondan al Triásico superior.

El Volcánico Oyotún es parcialmente correlacionable con la Formación La Leche y probablemente con la Formación Sávila; de igual forma se correlaciona con el Grupo Pucará y con la Formación Sarayaquillo que afloran más al este del área trabajada.

Formación Tinajones

Bajo esta denominación se reconoce a una gruesa secuencia de rocas sedimentarias arenáceas, intercaladas con tobas y grauvacas que suprayacen, con ligera discordancia, al Volcánico Oyotún en las cercanías de la represa de Tinajones (WILSON, J. 1984).

En el área estudiada, las exposiciones de esta formación se presentan solamente en el cuadrángulo de Pomahuaca, a lo largo de una faja plegada limitada por fallas (el lado occidental cabalgado por el zócalo metamórfico); esta faja se inicia en la Hacienda Limón, pasa por Sallique y se prolonga hasta la quebrada Mazín. Más al este, desde Pucará, esta formación está ausente, por lo que sobre el Volcánico Oyotún se encuentra directamente, la Formación Farrat.

La Formación Tinajones está formada por una sucesión de rocas areníceas, brechas piroclásticas, conglomerados, limolitas y calizas impuras que en conjunto alcanzan un grosor promedio de 500 m. La secuencia se inicia con areniscas limolíticas, en capas delgadas, intercaladas con cineritas frágiles blanco-grisáceas; a éstas se superponen areniscas arcósicas nodulares, con matriz limolítica y cemento silíceo.

La parte intermedia la componen bancos gruesos de areniscas arcósicas de grano medio a grueso, intercalados con gruesos paquetes de microconglomerados con elementos heterogéneos, entre los que predominan los de cuarzo blanco; hacia el tope existen capas delgadas de lodolitas gris-plomizas, areniscas blanco-amarillentas, duras con restos de flora fósil y nódulos de areniscas calcáreas amarillentas o areniscas arcósicas blanco-rosadas, presentándose también bancos de microconglomerados y andesita porfirítica gris-verdosa.

Hacia la parte superior predominan microconglomerados con elementos de cuarzo lechoso, en matriz arcósica, gris blanquecina que se intercalan con areniscas limolíticas grises; sobre éstos se presentan varios bancos de calizas amarillentas con alto contenido de lamelibranquios calciticados; luego la secuencia se hace dominantemente conglomerádica, con elementos heterogéneos, donde se observan niveles de areniscas feldespáticas gris oscuras

y andesitas gris verdosas. Igualmente se encuentra aquí, tobas blancas intercaladas con cineritas claras; en el tope existen areniscas gris verdosas, intercaladas con lodolitas calcáreas que infrayacen a unos bancos de andesitas porfiríticas gris verdosas; este conjunto es cubierto por las areniscas blancas del Grupo Goyllarisquizga.

Hacia el norte de Sallique la formación grada a una secuencia dominantemente volcánica, consistente en brechas de piroclásticos gris verdosas, intercaladas con areniscas feldespáticas de la misma tonalidad, en el sector de Polambre se encuentran areniscas arcósicas blancas muy deleznables intercaladas con delgados mantos de carbón, yaciendo sobre una serie dominantemente tobácea, donde destaca un nivel de caliza dura.

Edad y correlación.- Dentro de la Formación Tinajones no se han encontrado sino restos de lamelibranquios mal conservados que impiden precisar su edad. Sin embargo tiene un alto contenido de flora fósil, entre ellas Weichselia peruviana ZEILLER, las mismas que también se encuentran en el tope del Volcánico Oyotún, indicando que la Formación Tinajones corresponde al Eocretáceo.

Por su posición estratigráfica, la Formación Tinajones se correlaciona con la Formación Carhuaz (BENAVIDES, 1956).

Grupo Goyllarisquizga

Entre las quebradas Sambumbal (c. de Huancabamba) y Huabal (c. de Pomahuaca), esta unidad que puede corresponder a la formación Farrat, aflora principalmente a lo largo de una zona tectonizada de dirección N-S paralela al río Huancabamba. Al sur de Pomahuaca se expone a ambos flancos del río Huancabamba. Además se tienen dos afloramientos pequeños, uno en las cercanías de Chalaco, (c. de Morropón) y otro en la parte alta de Tabaconas donde probablemente, representan vestigios del límite norte de deposición para esta formación; finalmente esta unidad aflora en la esquina noreste de la hoja de Huancabamba (este y sureste de Namballe).

El contacto inferior en la faja tectonizada antes mencionada, es una aparente concordancia con la Formación Tinajones; más al éste, después de la localidad de Pucará (fuera del área de estudio), yace directamente con igual relación sobre el Volcánico Oyotún. Más al norte, en Chalaco, donde los afloramientos no son buenos, parece suprayacer al Grupo San Pedro, en Tabaconas yace directamente sobre el basamento precambriano. El grosor promedio de esta unidad es de 25 m. alcanzando ocasionalmente hasta 50 m. hacia el este y fuera del área de estudio, aumenta considerablemente su espesor.

Su litología, en el sector sur de la localidad de Pucará, está constituída por bancos masivos de areniscas y cuarcitas bien clasificadas, de grano fino a medio, de coloración rojiza por intemperismo ; se intercalan con capas delgadas de limolitas y lodolitas abigarradas. De San Felipe hacia el norte, pasan a cuarcitas sacaroideas blancas, en bancos masivos; y en el sector de Chalamanche, el batolito las ha transformado a cuarcitas cristalinas, similares a las cuarcitas cretáceas del sector suroccidental.

Edad y correlación.- Al no contener restos paleontológicos por su posición estratigráfica, se le ubica el el Neocomiano -Aptiano. Su correspondencia con las cuarcitas cretáceas del sector suroccidental todavía no está precisada.

Formación Inca

En el cuadrángulo de Pomahuaca y sector sur de Huancabamba, la secuencia post-aptiana es relativamente reducida y aflora solamente en áreas restringidas, mayormente a lo largo de la faja plegada mesozoica que pasa por Sallique. Este hecho, además de la mala exposición, dificulta diferenciar principalmente, a las formaciones del Albiano : Inca, Chulec y Pariatambo, motivando en ciertos casos, cartografiarlas en una sola unidad, especialmente, las dos primeras. Más al norte, a partir de Sallique, las formaciones superiores se hacen tobáceas y la separación es bastante cuestionable.

La Formación Inca yace sobre el Grupo Goyllarisquizaga, con ligera discordancia. El contacto superior está dado por el paso a las lodolitas calcáreas nodulares de color negro de la Formación Chúlec. El grosor de la unidad oscila entre 20 y 100 m. pero en promedio tiene 80 m.

Los elementos del conglomerado basal están compuestos por calizas rojizas arenáceas y tobas calcáreas, sobre el que yacen capas arenáceas ferruginosas delgadas bien estratificadas, y lodolitas grises duras y bien cementadas por una matriz limonítica. En las cercanías de San Felipe y Sallique los niveles blancos consisten en margas astillosas, gris-violáceas, en parte carbonosas, con nódulos calcáreos afaníticas, esferoidales, gris oscuras.

Edad y correlación.- Las lodolitas ferruginosas contienen moldes de Trigonia, Exogyra y Parahoplites; más al sur, una abundante fauna indica la presencia del Albiano inferior (WILSON. 1984). Esta unidad se correlaciona con la Formación Pariahuanca del Callejón de Huaylas (BENAVIDES, 1956).

Formación Chulec

BENAVIDES V. (1956) elevó a la categoría de "Formación" a las calizas que afloran en el pueblo de Chúlec, en Jauja, las mismas que tienen una am-

plia propagación en la Cordillera Occidental, del centro y norte del Perú.En el área estudiada se le ha cartografiado conjuntamente con la Formación Inca y sólo está expuesta en el Cuadrángulo de Pomahuaca, siendo el afloramiento más grande el que se encuentra a lo largo de la franja mesozoica, plegada y fallada, que pasa por Sallique y que se extiende hasta la localidad de Chonta (c.de Huancabamba); más al sur, aflora en los flancos del río Huancabamba.

Los contactos con las formaciones Inca y Pariatambo, infrayacente y suprayacente, respectivamente, son concordantes. El grosor promedio es de 50 m.

La base de la Formación Chúlec consiste en capas delgadas de margas gris-marrones, bastante frágiles, que infrayacen a lodolitas calcáreas tobáceas, grises a negras, con concreciones duras de calizas grises. En la parte superior se observa calizas nodulares con oxidaciones ferruginosas en la matriz y alto contenido de ostreas, constituyendo bancos masivos, que delinean la morfología.

Edad y correlación.- La Formación Chúlec es muy fosilífera, se ha encontrado *Ostrea syphax*, *Protanisoceras* sp. y *Knemiceras raimondi* que indican el Albiano medio.

Formación Pariatambo

La Formación Pariatambo tiene su localidad típica cerca a La Oroya. En el área, materia de este estudio se expone solamente el cuadrángulo de Pomahuaca conjuntamente con las formaciones Farrat, Inca y Chúlec.

El contacto inferior con la Formación Chúlec es concordante y tiene igual relación en el tope con la Formación Pulluicana. El espesor promedio es de 200 m.

Dominantemente, la litología está dada por una secuencia de lodolitas calcáreas grises o negras de estructura lutácea, que intemperizan a tonalidades blanco-violáceas y calizas bituminosas, en capas delgadas y tabulares. Más al norte, en el camino entre Chalamanche y Taylli, la secuencia cambia a una serie casi monótona de cineritas y tobas, en capas delgadas y tabulares, de tonalidaes blanco amarillentas.

Edad y correlación.-El fósil característico de la Formación Pariatambo es el *Oxytropidoceras carbonarium*, con lo que la edad de esta formación queda asignada al Albiano medio a superior.

Grupo Pulluicana

La denominación fue dada por TAFUR I.(1950), en el valle de Cajamarca, y está integrado por las formaciones Yumagual y Mujarrún. Esta subdivisión, no puede aplicarse en el cuadrángulo de Pomahuaca, donde está expuesta; se -

le encuentra entre los cerros Huar Huar y Luringara (sector de Sallique)y en el límite sur del cuadrángulo de Pomahuaca (en la parte alta de la localidad de Pucará).

El contacto basal, con la Formación Pariatambo, es concordante; su tope no se conoce, al estar cubierta discordantemente por los volcánicos del Terciario. El grosor se estima en 150 m.

Litológicamente, el grupo está compuesto por calizas areniscosas de matices gris claros, que intemperizan a tonalidades crema ó pálidas o marrones; se presentan en bancos gruesos pero intercalados con capas de lodolitas lutáceas y areniscas calcáreas; los bancos de calizas frecuentemente son nodulares y chérticos. En la margen sur del río Sallique, esta unidad está representada por lodolitas calcáreas astillosas, con escasos nódulos de calizas carbonosas, que se intercalan con capas delgadas de calizas areniscosas, grises. En el flanco norte, estas rocas se alternan con capas gruesas de andesitas piroclásticas alteradas las mismas que, hacia arriba, se van haciendo más abundantes.

Edad y correlación.- El grupo es normalmente fosilífero en el área, siendo abundante en Inoceramus; por posición estratigráfica y fauna ha sido ubicada, en la región de Cajamarca, entre el Albiano superior, y el Cenomaniano (BENAVIDES, 1956).

CUENCA DE LANCONES

Grupo San Pedro

Con esta denominación se ha reconocido a una gruesa secuencia clástico -volcánica, de cerca de 1,200 m. que en la cercanías del poblado de San Pedro (c.de Chulucanas), infrayace al Volcánico Lancones de donde se prolonga hacia el noreste en solución de continuidad (por la intrusión batolítica)con formando una estructura homoclinal hasta la Hda. San Jorge (c.de Ayabaca).

Los mayores afloramientos se tienen en la hoja de Ayabaca, donde se presentan generalmente en los núcleos de los pliegues y debajo del Volcánico Lancones, tales como los sectores de Jililí-Sicches, Montero, puente Tondopa y Yerba Buena-San José. En los cuadrángulos de Chulucanas y Morropón,El Grupo San Pedro, se presenta solamente como angostos techos colgantes sobre el Batolito, presentando de este modo un cierto grado de recristalización; asimismo se le encuentra en la Qda. Pilares (c.Las Playas).

El clima húmedo de la región ha permitido el desarrollo de una gruesa cobertura de suelo, por lo que los afloramientos son malos; por este motivo, en el Grupo San Pedro es difícil establecer su verdadera secuencia y su rango cronológico. En gran parte infrayace, concordantemente, al Volcánico Lancones; su base no se observa por la intrusión plutónica.

En el corte de la carretera Chulucanas-Frías, la secuencia es la siguiente :

Los niveles más inferiores consisten en areniscas tobáceas gris-parduzcas (livianas y frágiles) transformadas a metasedimentitas, que han sufrido alteración hidrotermal, por lo que en partes están argilizadas; encima se presentan areniscas lodolíticas duras de color negro, que contienen capitas de carbón pigmentadas con chispas de pirita en concentraciones amarillas, presentándose intercalaciones de capas delgadas de chert color blanco a gris claro.

La sección intermedia está compuesta por lodolitas o limolitas negras con impregnaciones de limolita, conteniendo concentraciones de pirita en los planos de estratificación; este nivel contiene intercalaciones de chert bandeado, gris oscuro; hacia arriba este tipo de material tiene coloraciones blanquecinas.

La parte superior es dominantemente chértica, y consiste en capas finamente bandeadas con coloraciones negras a gris blanquecinas, muy duras, que exhiben estructuras sedimentarias de microplegamientos y convolutas. Hacia el tope se tienen lodolitas gris oscuras a negras con nódulos de limonita, que se intercalan con capas delgadas de chert bandeado, color blanco; esta secuencia termina concordantemente debajo del Volcánico Lancones.

La secuencia así descrita no se mantiene regionalmente, probablemente, por la lenticularidad de sus miembros; en el caso del tope de la secuencia que siempre se encuentra subyaciendo a los volcánicos cretáceos, es generalmente variable; así en la localidad de San Antonio (sur de Lagunas), contiene cerca de 20 m. de calizas bituminosas superpuestas por areniscas limosas, oscuras y por capas lenticulares de calizas y nódulos de este material que terminan concordantemente debajo de dichos volcánicos; en el río Quiroz el tope consiste en cuarcitas gris claras, en capas tabulares intercaladas con limolitas tobáceas.

Edad y correlación.- El Grupo San Pedro es poco fosilífero y sólo en Batán (Qda. Pilares) se halló un especímen completo de *Inoceramus* sp. que indica una edad cretácea para la parte alta. Pero tanto por el grosor considerable como por la compleja litología, tal vez, incluye unidades de rango más amplio, probablemente, del Jurásico y del Cretáceo inferior.

Por las consideraciones anteriores, así como por la presencia de cherts bandeados y encontrarse debajo de una serie volcánica cretácea se le correlaciona con el Grupo Huayllapampa incluida la Formación Cochapunta del cuadrángulo de Huayllapampa (MYERS, 1974), cuya edad en conjunto, va desde la parte superior del Valanginiano hasta el Albiano.

Volcánico Ereo

Bajo este nombre se describe a una secuencia volcánica que constituye la base del grupo de rocas volcánicas mesozoicas que se exponen, esencialmente en el sector de Tambo Grande (c. de Las Lomas), conformando el núcleo de un gran anticlinorio; la localidad típica es el cerro El Ereo, a 17 Km. al norte de Tambo Grande.

Los afloramientos cubren una extensión de forma ligeramente circular, y abarcan marginalmente los cerros Pelingara, San Lorenzo, San Francisco, Malingas, Manteca y Cerro Negro.

El contacto inferior no se ha observado; el superior, con el Volcánico La Bocana, es una ligera discordancia. Se le estima un grosor de 300 m.

Litológicamente la base del Volcánico Ereo está compuesta por lavas de andesitas porfiríticas basálticas o brechas piroclásticas vacuolares, de la misma composición, con tonalidades gris oscuro que se presentan en bancos de ambiente marino donde la estratificación es poco reconocible.

La parte superior está formada esencialmente por una serie compuesta de derrames básicos oscuros o brechas de piroclásticos como los que se observan en el yacimiento de Tambo Grande los mismos que contienen escasas intercalaciones de materiales tobáceos y brechas intraformacionales; se encuentran intercaladas por lavas félsicas, ácidas o intermedias. Las lavas básicas presentan una composición que varía entre la andesita normal hasta el basalto con olivino, siendo la textura generalmente afanítica o microporfirítica; parte de estas rocas se encuentran epidotizadas. Las intercalaciones ácidas son rocas leucócratas de composición riolítica hasta traquítica, siendo generalmente afaníticas, fluidales o microporfiríticas; frecuentemente contienen sulfuros diseminados constituyendo, en Totoral, el sombrero de fierro y los yacimientos filoneanos.

Edad y Correlación.- No se han encontrado formas paleontológicas en el Volcánico Ereo, pero al encontrarse suprayaciendo al Grupo San Pedro, con fauna del Eocretáceo en el tope y por infrayacer al Volcánico La Bocana, del Albiano superior, se le ubica en el Albiano inferior a medio.

Volcánico La Bocana

Tiene como localidad típica el caserío de La Bocana 12 Km. al oeste de Las Lomas) y corresponde a la secuencia intermedia de la serie volcánico-sedimentaria cretácea de la región; sus afloramientos se encuentran alrededor del anticlinorio de Las Lomas.

El contacto inferior, con el Volcánico Ereo, es una discordancia posicional; el contacto superior es una discordancia erosional con el Volcánico Lancones. Se estima un grosor promedio de 250 m.

El Volcánico La Bocana presenta dos miembros litológicos característicos. El inferior es esencialmente aglomerádico, de composición andesítico - dacítico, de estructura generalmente vacuolar, que se intercala con capas - delgadas de limolitas, areniscas calcáreas, calizas impuras claras y grauvacas; la coloración de este nivel varía entre el gris verdoso y el gris oscuro.

El miembro superior tiene a su vez dos niveles característicos: el más bajo compuesto esencialmente, por lavas y tobas ignimbritas ácidas, bien estratificadas, en bancos moderados, intercalados con capas delgadas sedimentarias como calizas, margas, etc; el nivel superior lo componen generalmente - brechas andesíticas o aglomerados con cemento microbrechoide, los que se encuentran intercalados con calizas tobáceas, blanquecinas a veces carbonosas, y fosilíferas; y con limolitas o lodolitas calcáreas y arcillitas; en gran - parte de los afloramientos, los niveles carbonatados se encuentran metamorfizados al tipo de skarn por la intrusión batolítica, con desarrollo de granates, anfíboles, wollastonita y grandes cristales epigénicos de calcita; a este proceso está vinculada la mineralización de Potro bayo.

Edad y Correlación.- Dentro de los niveles calcáreos del Volcánico La Bocana se han hallado restos de gimnospermas del género Cyca - deoidea sp. así como ammonites del género Mortoniceras cf. M Marrecacia - MAURY, indicadores estos últimos, del Albiano superior.

Parte de esta unidad puede correlacionarse con la Formación Muerto de los Amotape.

Volcánico Lancones

Se describe bajo este nombre a una gran acumulación volcánico-sedimentaria que se encuentra bien representada en los alrededores de Lancones (c.- de Las Lomas), conformando el núcleo del sinclinorio, de donde se extiende a los cuadrángulos de Las Playas, La Tina y Ayabaca; en las hojas de Morropón y Chulucanas se presenta en fajas angostas, su prolongación hacia el Ecuador se conoce con el nombre de Formación Piñón (KENNERLEY, 1975).

El contacto inferior, con el Volcánico La Bocana, es concordante al igual que su contacto superior, con la Formación Huasimal. Se le calcula un grosor promedio de 1,500 m. en el Sinclinorio de Lancones donde se le encuentra bien estratificada; hacia el este es mucho más gruesa y masiva, de tal - forma que la estratificación está poco definida.

Desde el punto de vista litológico, el Volcánico Lancones presenta dos facies predominantes; una oriental, principalmente volcánica y otra occidental, volcanoclástica. Esto tiene su explicación por el hecho de que los focos magmáticos del Cretáceo se encontraban en el lado oriental, a lo largo - de una zona de cizallamiento cortical, que más tarde controló el emplazamiento del batolito de la Cordillera Occidental; por tal motivo, los materiales-

volcánicos son mucho más masivos y los litoclastos también son más gruesos. En cambio, en el sector occidental, dichos materiales se depositaban en ambientes mucho más tranquilos, recibiendo a su vez, un aporte sedimentario desde la Cordillera de la Costa. Este cambio se constata a lo largo de una línea norte-sur (Playas Norte-Suyo - Paimas - Frías).

La facies oriental del Volcánico Lancones es observada mayormente en el sector oriental del cuadrángulo de Las Playas, en el sector occidental del cuadrángulo de La Tina y en gran parte del cuadrángulo de Ayabaca. Litológicamente, consiste en brechas piroclásticas andesíticas, masivas, cuyos litoclastos tienen dimensiones considerables; la estratificación está raramente definida. En el corte de la carretera Puente Tondopa - Ayabaca - Aragoto y sobre la peneplanicie situada en la parte alta de Frías y Lagunas, estos materiales piroclásticos han sufrido una marcada alteración en su composición mineralógica, por intemperismo, sometidos probablemente, durante un intervalo considerable, por lo que superficialmente las rocas tienen un aspecto tobáceo, pudiendo ser confundibles con las tobas del Volcánico Porculla; ésto se debe a que estos sectores constituyen restos fósiles de la antigua "Superficie Puna", de tal forma que en las quebradas que bajan de estas plataformas se destaca la presencia de andesitas piroclásticas que todavía conservan características litológicas originales de las facies oriental del Volcánico Lancones.

La facies occidental se puede observar bien entre La Bocana y la parte alta del antiguo Lancones, donde conforma el flanco suroriental del Sinclinorio de Lancones. La base la constituyen bancos competentes de andesitas piroclásticas, gris verdosas a gris-violáceas, en una matriz microbrechosa pero cementada con calcita que es lo que caracteriza en conjunto, a los niveles volcánicos del Volcánico Lancones; se intercalan capas sedimentarias más frágiles como margas, calizas areniscosas, limolitas y grauvacas, que exhiben matices gris-rojizos a gris-violáceos. Hacia las partes intermedias los niveles piroclásticos son más finos y hasta tobáceos, por lo que son menos competentes y conforman terrenos de relieves más ondulados; las intercalaciones sedimentarias, a su vez, se hacen más importantes y se presentan en paquetes mucho más gruesos, consistiendo en areniscas feldespáticas, calcarenitas, limolitas y margas. En la parte superior los materiales volcánicos son generalmente de aspecto tobáceo, mayormente como areniscas volcánicas o como andesitas piroclásticas moteadas, en los que se intercalan paquetes sedimentarios gruesos, como areniscas feldespáticas blanquecinas, duras, margas gris oscuras, areniscas calcáreas de grano fino, gris oscuras y calizas bituminosas nodulares en paquetes tabulares; el tope de la formación es conformado por alternancias de calizas, calcarenitas y areniscas friables, las mismas que se encuentran intercaladas por paquetes de lodolitas negras de la facies de la Formación Huasimal suprayacente, evidenciando el cambio gradual formacional.

Edad y correlación.-En el Volcánico Lancones se ha encontrado abundante contenido de amonites pero en mal estado de conservación ;

también se ha hallado formas de Inoceramus concentricus e Inoceramus cf. I. crippsi que indican en Cenomaniano inferior, por lo que la edad del Volcánico Lancones queda comprendida entre el Albiano superior y el Cenomaniano Inferior.

Grupo Copa Sombrero

La denominación corresponde a IDDINGS y OLSSON (1928), quienes describieron bajo la categoría de "formación", en la localidad de Copa Sombrero, a una secuencia de lodolitas y calizas; posteriormente CHALCO A. (1955) la eleva a "grupo" constituído por tres formaciones: Huasimal, Jahuay Negro y Encuentros; en forma separada describió a las formaciones Tablones y Pazúl. En el presente trabajo y en base a los resultados de MORRIS y ALEMAN (1975), se integran las cinco formaciones dentro del Grupo Copa Sombrero, puesto que ellas forman parte de una monótona sucesión flyschoide, entre lodolitas negras y grauvacas o areniscas feldespáticas, con brechas piroclásticas y tobas, y algunos niveles de conglomerados, brechas y calizas. No se observa la discordancia angular en la base del Conglomerado Tablones,que autores anteriores habían señalado. Parte de esta unidad es conocida en el Ecuador bajo el nombre de Grupo Puyango (KENNERLEY, 1973).

Respecto al Grupo Copa Sombrero, MORRIS y ALEMAN (1975) elaboraron mapas de isópacos de facies sedimentarias y de paleocorrientes, determinando en el último, un rumbo de N40°E, es decir, paralelo al eje mayor del sinclinorio de Lancones, estableciéndose, también, que la plataforma se hallaba hacia el suroeste y la cuenca de Lancones se profundizaba hacia el noreste.

Formación Huasimal

Tiene como localidad típica el poblado de Huasimal, sobre la quebrada de Encuentros (c.de Las Playas), donde conforma el núcleo del anticlinal de Jabonillos; se observa además, en fajas delgadas a lo largo de la carretera Los Leones-Pilares y a ambas márges del río Chira (al sur de la confluencia con el río Alamor).

El contacto inferior con el Volcánico Lancones es nítidamente concordante; de igual forma el contacto superior, con la Formación Jahuay Negro. Tiene solamente cerca de 50 m. de grosor.

La litología preponderante es constituída por lodolitas negras, frágiles y deleznables, a veces lodolitas calcáreas oscuras, fracturadas, areniscas gris violáceas, de grano fino o areniscas limosas duras. En el sector de Solana Baja y Linderos, las lodolitas negras contienen nódulos de arenisca calcárea y está cruzada por diques de areniscas y grauvacas provenientes de las formaciones superiores; por otro lado en los alrededores de Venados,y en la base de esta unidad, este tipo de litología se intercala, lenticularmente, con brechas piroclásticas, como evidencia de las últimas manifestaciones magmáticas del Volcánico Lancones.

Edad y correlación.- La Formación Huasimal contiene huellas de grandes ejemplares de Inoceramus pero, dado el fracturamiento de las capas, no fue posible recoger buenos especímenes. Se le ubica en el Cenomaniano, por sus relaciones con las unidades infra y suprayacentes.

Se le correlaciona con la Formación Mujarrún de la región de Cajamarca.

Formación Jahuay Negro

La denominación proviene de la quebrada Jahuay Negro, donde conforma una gran estructura anticlinal, entre las quebradas Jabonillos y Pilares; mas al oeste conforma el núcleo del anticlinal de Gallinazos (CHALCO,1955), presentándose también en delgadas fajas en la zona de confluencia del río Chira con la quebrada Solana.

Los contactos con las formaciones Huasimal infrayacente, y Encuentros, suprayacente, son concordantes, estimándose un grosor de 700 m. para el área estudiada.

Litológicamente, esta unidad se caracteriza por la presencia de areniscas feldespáticas, de grano fino a medio, y grauvacas, grises o gris-verdosas; fundamentalmente se diferencia del resto de las areniscas del Grupo Copa Sombrero por contener concreciones calcáreas esféricas que, en algunos casos, son silíceos sobresaliendo en las superficies debido a la dureza. Se presentan intercalaciones de lodolitas negras o gris verdosas, fracturadas y deleznables; de igual forma en ciertos sectores se intercalan bancos de brechas piroclásticas andesíticas y tobas líticas.

Edad y correlación.- Dentro de la Formación Jahuay Negro, sólo se han encontrado bivalvos del género Inoceramus cf. I. lamarcki var, cuvieri SOWERBY, que indican el Cenomaniano superior, pudiendo llegar tal vez hasta el Turoniano.

Formación Encuentros

Tiene como localidad típica el poblado de Encuentros, en la confluencia entre la quebrada del mismo nombre y la de Jabonillos (c.de Las Playas).

El contacto inferior, con la Formación Jahuay Negro, es concordante;el contacto superior, con la Formación Tablones, es una ligera discordancia erosional, de carácter local. Se le calcula un grosor promedio de 500 m.

La parte inferior de la Formación Encuentros está constituída por areniscas limosas, gris oscuras, en capas tabulares de 5 a 10 cm., que contienen nódulos de calizas, las que se intercalan con paquetes moderados de areniscas bituminosas; hacia arriba se observan niveles de areniscas glauconíticas en paquetes masivos. La parte superior presenta una intercalación, casi rítmica, de limonitas o lodolitas negras, en capas delgadas y en paquetes

de cerca de 50 m. con areniscas feldespáticas, gris amarillentas y algunos niveles de microconglomerados y microbrechas; se destacan también grandes bloques de rocas estratificadas englobados dentro de los paquetes rocosos como efecto de deslizamientos sin-sedimentarios. La unidad se caracteriza por desarrollar un suelo residual blanquecino que se destaca nítidamente en las fotos aéreas y que facilitan su cartografiado.

Edad y correlación.-La Formación Encuentros contiene gran cantidad de bivalvos entre los que se encuentran Inoceramus cf. l. regularis D'ORB e Inoceramus inconstans WOODS, que indican, para esta unidad, el Senoniano inferior.

Formación Tablones

CHALCO A. (1955), reconoció con el nombre de "Conglomerado Tablones" a una secuencia de esta naturaleza litológica que se expone en el cerro Tablones, situado entre las quebradas de Pananga y La Encañada. En el cuadrángulo de Las Playas, dada la dureza de sus estratos, constituye las cumbres de los cerros Mirador y Cucaracha que con una lineación NE-SO se prolongan hacia el Ecuador conformando los cerros Las Cumbreras, Obleas y León. En la esquina noroeste de la hoja de Las Playas forma el cerro Batán, ubicado al NO del puesto Teniente Astete.

En el área estudiada, el contacto inferior, con la Formación Encuentros, es una ligera discordancia erosional, cuya magnitud probablemente varía en los flancos de Los Amotape ; su parte superior pasa gradacionalmente, a las lodolitas de la Formación Pazúl. Se estima un grosor promedio de 100 m.

Litológicamente, está compuesta por conglomerados, gris plomizos a blanco-amarillentos, con rodados de cuarcitas, filitas, esquistos, granitos, etc. en una matriz arcósica; en la parte inferior se presentan areniscas, de grano grueso a medio, con microconglomerados lenticulares.

Edad y correlación.-La edad de la Formación Tablones no puede precisarse por falta de evidencias paleontológicas pero, de acuerdo a su posición estratigráfica, se le ubica en el Maestrichtiano.

Formación Pazul

La denominación fue dada por CHALCO A.(1955), al describir una secuencia de lodolitas lutáceas expuestas en la región de Pazúl. En el área de estudio conforma un sinclinorio, transversal a la quebrada Cazaderos(c. de Las Playas), cuya secuencia se expone bien en el corte de dicho curso fluvial.

El contacto inferior es gradacional con la Formación Tablones; el superior es discordante, con conglomerados terciarios. Se le calcula un grosor de 300 m.

La unidad está compuesta por lodolitas gris-plomizas, muy astillosas - y deleznables; contiene nódulos de calizas negruzcas y capas de calcitas. Hacia la parte intermedia, las lodolitas se intercalan con areniscas micáceas, de grano medio a fino, cuyo cemento es calcáreo y se caracteriza por un alto contenido de moldes de vermes; la base está compuesta por calizas lodolíti - cas, gris oscuras, de grano fino a afanítico que se intercalan con lodolitas-gris plomizas y frágiles.

Edad y correlación.- A la Formación Pazúl, de acuerdo al contenido de bivalvos, entre ellos Inoceramus inconstans WOODS y de abundante microfauna (CHALCO, 1965), se le ubica en el Daniano.

Se correlaciona con la Formación Balcones, del Grupo Mal Paso (TRAVIS, 1953).

COBERTURA CENOZOICA

Como consecuencia de la tectogénesis ocurrida entre el Cretáceo terminal y el Eoterciario, se inició el desarrollo del edificio orogénico andino,- produciéndose la retirada de los mares y como consecuencia la interrupción - de la sedimentación marina en gran parte de los Andes, a excepción de las - cuencas terciarias de la orla continental. El resultado fue el inicio de un intenso volcanismo continental, principalmente en la región cordillerana, contemporánea, a una sedimentación marina al oeste (cuencas Talara, Progreso y Sechura).

Las acumulaciones continentales, en orden de emplazamiento son: la - Formación Yapatera, volcánicos Llama y Porculla, Formación Namballe, Volcánico Shimbe, Formación Tambo Grande, Volcánico Huaypirá y finalmente los depósitos cuaternarios.

El único depósito marino del Terciario que está expuesto en el área de estudio es la Formación Verdún.

Formación Yapatera

Bajo esta denominación se describe a una secuencia de conglomerados - continentales, que se encuentran expuestos en la localidad de Yapatera (a 5 Km. al noroeste de Chulucanas). Más al norte, aflora en el sector oriental de la presa de San Lorenzo, en los cerros Huabal, Frayle, Huacas y Totoca (c. de Las Lomas) asímismo se le observa en la hoja de Ayabaca, en los cerros Totora, Huagas y Palo Blanco.

El contacto inferior es una discordancia angular, con el Volcánico Lancones; su tope está descubierto. Se le calcula un máximo grosor de 150 m.

La litología está dada por una secuencia de conglomerados diagenizados intercalados con areniscas tobáceas, que conforman bancos densos; debido a

la oxidación del terreno donde aflora esta unidad tiene una coloración rojiza a violácea. Los guijarros consisten en su mayoría de cuarcitas, probablemente, provenientes de la erosión de las cuarcitas cretáceas; en las partes bajas, donde se encuentra expuesta esta formación, el material de piedemonte está constituído por este tipo de rodados y por fragmentos de madera-silicificada.

Edad y correlación.- Los fragmentos de madera no son identificables, pero se le asigna tentativamente al Terciario inferior, correlacionándolo con las formaciones Chota (BENAVIDES,1956) y Huaylas(WILSON y otros) 1967.

Formación Verdún

La denominación fue dada por IDDINGS y OLSSON (1928) en la región de Talara al describir a una secuencia marina compuesta por areniscas calcáreas amarillentas. En el área estudiada, está expuesta en la margen occidental del río Chira, entre Huaypirá Alta y el estribo de la presa de Poechos.

El contacto inferior no es claro, pero se presume que yace directamente encima de las lodolitas lutáceas del Grupo Talara que se expone en las cercanías de la presa, no conociéndose el tope. Se estima un grosor de 100 m.

Litológicamente, está compuesta por areniscas bioclásticas,blanco-amarillentas, de grano fino a grueso, con granos angulosos de cuarzo, feldespatos y materiales orgánicos; la matriz es limosa y el centro calcáreo; se presentan diferentes niveles en capas delgadas, de areniscas gruesas conchíferas, las mismas que contienen restos grandes de lamelibranquios.

Edad y correlación.- La Formación Verdún tiene gran contenido de macrofauna, pero gracias a la microfauna, consistente principalmente en Lepidocyclina peruviana, se le ubica en el Eoceno superior.

Se correlaciona con la Formación Paracas del sur del país.

Volcánico Llama

Con este nombre describió WILSON J,(inédito) a una secuencia de andesitas que afloran cerca al pueblo de Llama(c. de Cutervo), las mismas que se extienden sobre una vasta área. En el área estudiada, el Volcánico Llama está expuesto en los tres sectores(Ver Tabla Estratigráfica), aproximadamente, a partir de la Divisoria Continental hacia el este; forma parte de la Cordillera Occidental y de la Cordillera de Sallique.

Esta unidad se encuentra yaciendo, discordantemente sobre diferentes unidades más antiguas, desde el Complejo del Marañón hasta las diferentes formaciones del Mesozoico; infrayace con ligera discordancia angular, al Volcá-

nico Porculla. Los grosores varían de un sector a otro, de tal forma que en el sector oriental tiene cerca de 500 m. mientras que en los sectores sur - occidental y noroccidental sólo alcanza un promedio de 200 m.

La naturaleza litológica varía de norte a sur. Así aproximadamente, - desde el paralelo 5°30' hasta la frontera con Ecuador, esta unidad está conformada por bancos gruesos de brechas piroclásticas andesíticas, gris-violáceas a moradas, intercalados con niveles de tobas ácidas, blanco-verdosas; - ocasionalmente se observan conglomerados volcánicos. En el cuadrángulo de - Huancabamba presenta niveles sedimentarios de origen lacustre;tal es el caso de las areniscas calcáreas y calizas fosilíferas de las cercanías de Sapalache y de las capas de yeso, arcillas y areniscas rojas del sur de Sondorillo. Al sur del paralelo 5°30', específicamente en los cuadrángulos de Olmos y Pomahuaca, la litología está dada por bancos masivos de brechas piroclásticas, andesíticas, gris-verdosas y lavas igualmente andesíticas; localmente, por - alteración hidrotermal, han adquirido tonalidades violáceas; se presentan asímismo, algunas ocurrencias de lodolitas tobáceas.

En los sectores de Aragoto y Anchalay (c.de Ayabaca) el Volcánico Llama está relacionado a la mineralización de plomo, zinc y cobre.

Edad y correlación.- Dentro de los niveles sedimentarios se han encontrado formas mal conservadas de ostracodos y diatomeas; por otro lado no se tienen dataciones radiométricas que permitan precisar la edad de esta unidad. WILSON J, observó en la hoja de Chota, al Volcánico Llama, yaciendo sobre los conglomerados de la Formación Chota,del Cretáceo superior -Terciario inferior, por lo que la edad del Volcánico Llama queda ubicada, tentativamente, en el Terciario inferior. Se le correlaciona con los Volcánicos Tembladera y Chilete del cuadrángulo de Cajamarca (REYES 1980), inte - grantes de la parte inferior del Grupo Calipuy.

Volcánico Porculla

Su denominación está dada por encontrarse claramente en el Abra de Porculla, en el límite de los cuadrángulos de Olmos y Pomahuaca. Los aflora - mientos se encuentran mayormente desde la Divisoria Continental hacia el este; aunque también en pequeños sectores se le observa en la parte norocci - dental y suroccidental.

El contacto inferior, con el Volcánico Llama, es una ligera discordancia angular, al igual que su contacto superior, con el Volcánico Shimbe. El mayor grosor lo tiene en el sector oriental, donde alcanza cerca de 600 m.

El Volcánico Porculla está constituído, mayormente, por tobas andesíticas y riolíticas, gris blanquecinas, en bancos masivos, que conforman farallones a lo largo de los flancos de los cursos fluviales; presenta intercalaciones de brechas piroclásticas andesíticas así como lavas de esta misma composición.

Hacia el oeste, esta unidad está conformada dominantemente por tobas líticas riolíticas, gris verdosas, con niveles ignimbríticos y brechas de tobas con grandes fragmentos piroclásticos. Al microscopio, se observa que se trata de rocas constituídas por ortosa y plagioclasa, cuarzo y fragmentos de piroclásticos; los minerales accesorios son biotita y zircón; como productos secundarios se tiene cuarzo, arcillas, clorita, sericita y epídota.

En el valle de Huancabamba el Volcánico Porculla se presenta en la forma de ignimbritas y flujos de tobas ácidas, de color mayormente blanquecino, en paquetes delgados. Al sur de Sallique está vinculado a una mineralización metálica, habiéndose llevado a cabo, por ese motivo, una prospección en las áreas de La Huaca y Quismanche.

Edad y correlación.- El Volcánico Porculla carece de evidencias paleontológicas y de dataciones radiométricas, por lo que no puede precisarse la edad; tentativamente se le ubica entre la parte alta del Terciario inferior y la parte baja del Terciario medio.

Se le correlaciona con el Volcánico San Pablo de la región de Cajamarca (REYES L, 1980).

Formación Namballe

Esta denominación se ha introducido para describir a una secuencia volcánico-sedimentaria que se expone en el pueblo de Namballe (c.de Huancabamba), donde constituye una estructura homoclinal con dirección NO-SE, inclinada hacia el SO.

Se le observa a lo largo de la frontera con el Ecuador, entre Pampa Verde y las cercanías de Piringos, de donde se extiende al territorio ecuatoriano; en la parte peruana llega hasta unos kilómetros al sur del río Namballe.

En esta área se encuentra yaciendo, en discordancia angular, directamente sobre la Formación Farrat y el Volcánico Llama;la parte superior se encuentra fallada contra el complejo metamórfico pre-carbonífero. Se le calcula un grosor de 200 m.

La base está compuesta por gruesos conglomerados de naturaleza heterogénea, predominando guijarros de rocas metamórficas. Hacia la parte intermedia se presentan gruesos bancos gris blanquecinos de tobas líticas de composición dacítica, intercalados con brechas piroclásticas de similar composición. En la parte superior se observa conglomerados aluvionales de composición heterogénea y areniscas arcósicas, que presentan estructuras de canales, encontrándose también brechas piroclásticas ácidas; finalmente hacia el tope se encuentran lavas andesíticas, gris-verdosas, intercaladas con brechas piroclásticas de similar coloración y en paquetes masivos.

Edad y correlación.- La edad no puede precisarse por falta de datos paleontológicos y de dataciones radiométricas, pero por yacer sobre el Volcánico Llama y por contener tobas ácidas, se le considera equivalente lateral del Volcánico Porculla, es decir del Terciario inferior a medio.

Volcánico Shimbe

Bajo este nombre se conoce a una secuencia andesítica subhorizontal que se encuentra emplazada en los cuadrángulos de San Antonio, Huancabamba y Ayabaca; específicamente alrededor de la Laguna Shimbe. Dichas rocas conforman la parte alta de la Cordillera Occidental (cerca de 3,900 m.s.n.m.) por lo que gran parte de dichas rocas presentan evidencias de glaciación. Dada su consistencia litológica presenta una morfología prominente, con escarpas agrestes, que contrastan con los afloramientos del Volcánico Porculla.

Yace indistintamente sobre diferentes unidades geológicas, de tal forma que en la vertiente oriental de la Cordillera Occidental yace sobre el Grupo Salas, mientras que en el flanco occidental cubre a los volcánicos Llama y Porculla.

Litológicamente son andesitas lávicas o meta-andesita, gris verdosas, con chispas de pirita; se presentan en bancos masivos, con inclinaciones que oscilan entre 5°y 10°. En algunos casos, presenta tobas de composición andesítica.

Bajo el microscopio en las andesitas se observa, como mineral esencial plagioclasa de composición (An 34) andesina a (An 24) oligoclasa que se presenta en fenos y como pasta microgranular, moderadamente sericitizada, cloritizada y microfracturada, con relleno de limonita.

Las tobas tienen fragmentos líticos, plagioclasa, cuarzo y biotita en una matriz criptocristalina.

Edad y correlación.- Debido a que el Volcánico Shimbe descansa, en discordancia angular, sobre el Volcánico Porculla, del Terciario inferior a medio, se le asigna tentativamente una edad Terciario medio a superior, correlacionándosele con el Grupo Tacaza del sur del Perú.

Formación Tambo Grande

Con este nombre se describe a una secuencia de naturaleza aluvial -lacustrina que se expone en el sector de Tambo Grande (c. de Las Lomas) y que se extiende entre la presa de Poechos y la quebrada San Francisco.

La unidad yace, en discordancia angular, sobre los volcánicos cretáceos; su tope se encuentra cubierto, con igual relación, por depósitos aluviales y eólicos. Se le estima un grosor de 50 m.

La secuencia está conformada por bancos gruesos de areniscas semi-consolidadas, blanco-grisáceas, intercalados con niveles lenticulares de cenizas dacíticas, blancas, areniscas tobáceas, lodolitas grises y microconglomerados; en ciertos sectores estos últimos se hacen bastante considerables.

Edad y correlación.- No se cuenta con evidencias paleontológicas para datar a la Formación Tambo Grande, pero se le ubica tentativamente, en el Mioplioceno, correlacionable con la Formación Hornillos del área de Bayovar (CALDAS y otros, 1980).

Volcánico Huaypirá

Se ha tomado esta denominación para describir a una alineación de conos de piroclásticos situados a lo largo de la falla Huaypirá; por su aspecto y morfología parecen corresponder a las últimas manifestaciones del magmatismo andino de esta región.

Los conos de piroclásticos mejor conservados, se observan desde el Nuevo Lancones (fuera del área de estudio), y Huaypirá Alta, hasta la margen izquierda del río Chira, donde conforman los cerros Monte Verde, Negro, Sausal y probablemente la parte alta de Corral Nuevo. En todos los casos, dichos materiales cubren al Volcánico Lancones, el tope está descubierto y se le estima un grosor máximo de 30 m.

El material volcánico está constituído por andesitas piroclásticas, gris-violáceas, en algunos sectores son gris-azulinas a moradas, con textura porfirítica; los fenos lo conforman cristales de plagioclasa y en menor proporción augita o minerales opacos; la pasta es un material piroclástico fino. Los fenos de plagioclasa son de composición andesina a oligoclasa; también se presentan en microlitos, habiéndose alterado a sericita, calcita y calcedonia. La alteración hidrotermal ha desarrollado la asociación mineralógica sericita-clorita-epídota, calcita, limonita, calcedonia y baritina.

Edad y correlación.- No se cuenta con elementos para precisar la edad del Volcánico Huaypirá; pero por su estado de conservación, se le correlaciona con los conos del Grupo Barroso del sur del Perú, ubicándolo tentativamente, en el Plio-Pleistoceno.

Depósitos Aluviales

Los depósitos aluviales mejor desarrollados se encuentran al pie de las estribaciones de la Cordillera Occidental y en los flancos de los grandes cursos fluviales; en algunos sectores están parcialmente cubiertos por depósitos eólicos. Los más importantes depósitos se encuentran al oeste de los cuadrángulos de Olmos, Chulucanas y Las Lomas, donde conforman llanuras aluviales.

Los materiales depositados son conglomerados y fanglomerados polimícticos, poco consolidados, con una matriz areniscosa o limo-arcillosa, cuyas composiciones varían de acuerdo a los terrenos de donde provienen.

Depósitos Glaciares

Estos tipos de depósitos están restringidos a los sectores más septentrionales de la Cordillera Occidental y de la de Sallique, por el hecho de que esta parte de los Andes se encuentra a altitudes por encima de los 3,600 m.s.n.m; en cambio hacia el sector sur, los terrenos han sufrido una mayor erosión, por lo que esta clase de depósitos, si fueron emplazados; han sido completamente destruídos. Estos depósitos son reconocidos en las esquinas de empalme de los Cuadrángulos de San Antonio, Huancabamba y Morropón, donde las morrenas embalsan lagunas glaciares como las de Prieto, Arrebiatadas, Las Huaringas, Shimbe, etc. En la Cordillera de Sallique, las lagunas de Polombe Mazín y Coyona, son de origen glaciar, pero las morrenas están cubiertas por la vegetación exhuberante de la zona.

Estos depósitos están constituídos por brechas inconsolidadas en matriz microbrechosa o arenácea.

Depósitos Eólicos

Los depósitos eólicos cubren gran parte de los desiertos de Sechura y Olmos, cuya migración ha sido detenida por las estribaciones de la Cordillera Occidental y por río Piura; en este último caso, el movimiento de los mantos de arena de sur a norte y de suroeste a noroeste, ha originado la desviación del cauce del río Piura hacia el norte, como se observa actualmente a partir de Chulucanas.

En el cuadrángulo de Olmos y parte de Chulucanas, los mantos de arena eólica se han depositado en gran volumen debido a la superposición de dunas que se encuentran estabilizadas por la vegetación; se observa que estos depósitos han sufrido una erosión fluvial, de sistema dendrítico que dá al terreno un paisaje de tierras malas. En cambio más al norte, estos materiales están inconsolidados por lo que las dunas están en constante movimiento.

Depósitos Fluviales

Son los depósitos acumulados en el fondo de los grandes cursos fluviales; están constituídos por conglomerados inconsolidados, arenas sueltas y materiales limo-arcillosos; estos depósitos tienen mayor amplitud en los tramos de valle y llanura y son más importantes en el río Piura, desde las localidades de Huabal, Mamayacu y Barrios.

* * * * * *

ROCAS PLUTONICAS

GENERALIDADES

Las rocas plutónicas de esta región, corresponden al área septentrional de un lineamiento batolítico de cerca de 2,400 km. de longitud(PITCHER, 1978), conocido con el nombre de Batolito de la Costa, el mismo que está compuesto por cinco grandes segmentos denominados : Segmento Piura, Segmento Trujillo, Segmento Lima, Segmento Arequipa y Segmento Toquepala.

Los segmentos mejor conocidos son los de Lima y Arequipa (COBBING y TAYLOR, 1977b);en el primero se ha establecido un plutonismo que se inició hace cerca de 100 M.A. y que duró 70 M.A., la razón de la variación composicional del Batolito de la Costa es considerada, por SILLITOE R.G. (1974),como el resultado de una segmentación tectónica de la corteza continental. Otros autores postulan que esta diferenciación se podría deber a cambios en el buzamiento de la zona de Benioff, principalmente durante el Cretáceo PITCHER, 1978).

El emplazamiento batolítico, en el área estudiada, se ha desarrollado, a lo largo de dos lineamientos plutónicos principales; uno, hacia el oeste que ha participado en la edificación y cratonización de la Cordillera Occidental y otro, hacia el este, que ha hecho lo mismo con la Cordillera de Sallique; ambas cordilleras están separadas geográficamente por el cañón del río Huancabamba, sin embargo, petrográficamente, no son muy diferentes, puesto que algunas unidades litológicas se encuentran emplazadas en ambas zonas.

Las relaciones de intrusión son generalmente observables en la región costanera, pero desde la parte intermedia de la vertiente pacífica y con dirección hacia el este, donde el clima húmedo ha causado una profunda alteración en los componentes mineralógicos de las rocas intrusivas, esta relación es bastante imprecisa, de modo que no se ha logrado establecer una secuencia precisa de intrusión; a todo ésto hay que agregar la falta de edades radiométricas para las rocas del área, excepto una para el intrusivo de Macará (Ecuador) que dá 100 M.A. (KENNERLEY, 1973). Generalmente, los gabros y las dioritas son más antiguas que los plutones ácidos; estos últimos en su mayoría, intruyen hasta el Volcánico Porculla.

Para la diferenciación de las unidades petrográficas se ha tenido encuenta principalmente las características texturales y composicionales; así mismo los aspectos morfo-estructurales. El cartografiado tiene carácter preliminar, puesto que serán los estudios específicos los que darán los resultados definitivos. La descripción en este informe, de cada uno de los conjun-

plutónicos se hará además de su edad aparente, de acuerdo a la situación geográfica de sus emplazamientos y a su composición (básico o ácido).

El primero de estos cuerpos es el Complejo Plutónico de Las Lomas, integrado por gabros primarios seguido, sucesivamente, por la Diorita Malingas, Tonalita Canoso, Granodiorita Purgatorio, Tonalita-granodiorita Las Lomas, y Monzogranito Peña Blanca. Luego siguen otros plutones aún mayores, siendo los siguientes: Tonalita Altamisa, Tonalita-diorita Pambarumbe, Tonalita-diorita Rumipite, Granodiorita-tonalita Suyo y Granito Paltashaco. Una buena parte de plutones no han sido clasificados específicamente y se les ha cartografiado como Granitoides indiferenciados. Finalmente existen pequeños cuerpos hipabisales, tales como apófisis de piroxenitas y stocks de andesita y dacita.

Complejo Plutónico de Las Lomas

Con esta denominación se ha agrupado a un conjunto de rocas plutónicas que se exponen principalmente en los alrededores de Las Lomas, cuyo cartografiado tiene aparentemente las características de un "complejo centrado" o "complejo anular", como los reconocidos al norte de Lima (COBBING y PITCHER, 1972). En forma general, los componentes más básicos (gabros y dioritas) se encuentran en las partes marginales, mientras que las granodioritas y los monzogranitos están en la zona central intruyendo a los primeros.

Gabros.- Diferentes remanentes o tabiques de gabro se encuentran alrededor del cuerpo plutónico centrado, los mismos que están esparcidos como pequeños stocks, tales como los que se exponen cerca a la confluencia del río Chira con el río Chipillico, en el sector de Malingas.

Los gabros son rocas oscuras de grano variable que se presentan, a veces, en grandes cristales, lo cual indica una historia de intrusión bastante compleja. Todos los gabros muestran la asociación augita-ortopiroxeno, algunas veces con olivino y tienen textura sub-ofítica y granular metamórfica.

Diorita Malingas.- Tiene su mejor exposición en el extremo sur del cuadrángulo de Las Lomas, donde se encuentran los cerros Malingas, así como en los alrededores del complejo central de la localidad homónima; en el cuadrángulo de Morropón sus afloramientos son menores, al igual que en las áreas de Pié de Toro y Boca Negra, donde se presentan como techos colgantes.

La roca varía entre diorita y diorita cuarcífera; generalmente tiene textura granular alotriomórfica, de grano medio y de color gris-verdoso. Está constituída esencialmente por plagioclasa zonada (con núcleos de labradorita - bitownita y bordes de oligoclasa-andesina), levemente alterada a sericita; la hornblenda marrón-verdosa ha sufrido uralitización y dentro de algunos cristales se observan relictos de piroxeno; el cuarzo se observa con extinción ondulada. Entre los minerales accesorios están la biotita cloritizada, opacos, muscovita, clinopiroxeno, apatita,zircón y zoisita.

Tonalita Canoso.- Aflora en el cerro El Canoso, a 5 Km. al sureste de Poechos, constituyendo el único afloramiento de esta roca. El plutón es una tonalita porfídica gris clara, de grano medio; presenta fenocristales de plagioclasa (andesina) euhedral, parcialmente alterada a sericita y a estilbita en forma de venillas; los granos de cuarzo son anhedrales. También se observa cristales tabulares de hornblenda poiquilítica debido a la inclusión de minerales opacos; algunos opacos están en asociación dendrítica con la esfena; la apatita es poco común. La alteración hidrotermal ha dado como resultado la formación de : sericita, arcillas, estilbita, actinolita, clorita, epídota, limonita y calcita.

Granodiorita Purgatorio.- La denominación proviene del cerro Purgatorio, que se encuentra en la parte alta de La Bocana, conformando macizos elevados como se puede observar al oeste de Las Lomas; más al noreste está relacionada a la mineralización de Potro bayo, aflorando, también, cerca a la pampa Zapotal. La roca es una granodiorita blanco-grisácea con lamelas de biotita y algunos granos de cuarzo; engloba xenolitos de gabros y dioritas en forma de enormes bloques sub-redondeados.

Tonalita-granodiorita Las Lomas.- Se encuentra expuesta en los alrededores de Las Lomas y groseramente forma parte de la zona periférica del probable complejo anular de esta localidad, principalmente en su sector meridional; está intruído, hacia el centro, por un monzogranito.

La roca predominante es de composición tonalítica, gradando a granodiorita. En el primer caso el feldespato predominante es la plagioclasa euhedral, observándose, también, granos de cuarzo anhedral y lamelas de biotita negra, junto con cristales tabulares pequeños de hornblenda; los minerales accesorios son: ortosa, opacos y esfena; los productos de alteración son:clorita, sericita y arcillas. En general, en ambos tipos de roca se observa inclusiones de otros minerales; parcialmente muestran textura mirmequítica (intercrecimiento de cuarzo y ortosa).

Monzogranito Peña Blanca.- Conforma el macizo de Peña Blanca, a unos 8 km.al norte de Las Lomas; se extiende, hacia el sur,hasta la curva del río Chipillico y constituye la porción central y más joven del complejo plutónico de Las Lómas. La litología dominante es un monzogranito que varía a granito.

Se trata de una roca granular alotriomórfica, leucócrata, gris-rosada, y de grano medio a fino. Los cristales de plagioclasa están maclados y zonados y son de composición An-34-40 (andesina); en la mayoría de los cristales las maclas se han borrado al alterarse a sericita y a arcillas; los cristales de cuarzo tienen extinción ondulante, aunque en el intercrecimiento eutéctico con la ortosa,esta última está alterada a arcilla; la biotita y la hornblenda están parcialmente alteradas a clorita y epídota, siendo los opacos, el rutilo y la limonita los minerales secundarios.

Tonalita Altamisa

La denominación se ha tomado de la localidad de Altamisa, a unos 8 km. al este de Chalaco (c.de Morropón). Dada su textura peculiar, se le ha cartografiado fácilmente en las fotos aéreas, habiéndosele seguido, por el norte, hasta las cercanías de Huaracas (c. de Ayabaca); de igual forma, por foto-interpretación, se le ha reconocido en la parte nororiental de Sapillica, (cerros Purpur y Pillo).

Litológicamente, es una tonalita gris clara, de grano medio, su principal característica es el contenido de grandes placas de biotita negra. Probablemente la roca se emplazó por intrusión forzada, ya que marginalmente presenta una marcada foliación que le dá un aspecto de gneis; en las partes centrales, la roca tiene, más bien, características de una roca plutónica,manteniendo su misma composición mineralógica.

Los minerales esenciales son: plagioclasa zonada y maclada de composición oligoclasa An 26, andesina An 46 el cuarzo presenta extinción ondulante y tiene la tendencia a recristalizar hacia los bordes (granulación); la biotita se encuentra levemente flexionada. Sin embargo, donde la roca tiene una estructura gneisoide, la foliación está marcada por la biotita, encontrándose los clivajes deformados y con extinción ondulante; los minerales accesorios son : opacos y apatita, mientras que los productos de alteración son: trazas de sericita, clorita, limonita y esfena.

Tonalita-diorita-Pambarumbe

Con este nombre se describe a un enorme plutón que se expone muy bien, en el pueblo de Pambarumbe (c.de Morropón), el mismo que cruza diagonalmente, en la dirección noroeste-sureste, a dicha hoja, pasando por el sector suroeste del cuadrángulo de Ayabaca; de aquí se prolonga, con solución de continuidad, hasta las cercanías de la presa San Lorenzo (c.de Las Lomas).

La litología dominante es una tonalita gris clara, de textura granular alotriomórfica; macroscópicamente se caracteriza por sus moteados oscuros debido a la concentración de cristales de biotita; este plutón sufre variaciones a una diorita mesócrata, probablemente, por efecto de la cristalización inicial.

En forma general, la tonalita está constituída esencialmente, por plagioclasa, cuya composición varía de An 37 a An 48 (andesina), en cristales subhedrales y zonados; el cuarzo está en granos anhedrales; la biotita forma placas superpuestas (camadas) y la hornblenda se encuentra en cristales prismáticos; los minerales accesorios son : ortosa, opacos, apatita y zircón;los componentes secundarios son : clorita, sericita y epídota.

Tonalita-diorita Rumipite

Bajo este nombre se describe a un importante cuerpo plutónico que aflora en el área de Rumipite(extremo oriental del cuadrángulo de Huancabamba).- Se extiende longitudinalmente entre Portachuelo y Calabozo; hacia el éste, y fuera del área de estudio, se prolonga hasta las alturas de La Coipa. Otros cuerpos relacionados a este intrusivo se observan en Tierra Blanca, en el río Tabaconas y, más al sur, en el cuadrángulo de Pomahuaca, en el río Chontalí.

Desde el punto de vista de su composición y de su textura, tiene similitud con la tonalita-diorita de Pambarumbe, pero se diferencia de esta última, por ser algo más porfídica debido a la presencia de fenoblastos de hornblenda.

La tonalita es una roca gris leucócrata de grano grueso a medio y en la que la plagioclasa se presenta en cristales subhedrales, maclados y zonados (que varía entre oligoclasa An 28 a andesina An 38-40), alterada total o parcialmente a sericita, calcita y epídota; el cuarzo anhedral tiene extinción ondulante, está microfracturado (rellenado por calcita) y presenta inclusiones de feldespatos; la biotita se encuentra en cristales subhedrales alterada a clorita, epídota, cuarzo, rutilo y opacos; finalmente,la hornblenda en cristales anhedrales o subhedrales, alterada a clorita, calcita y opacos. Entre los minerales accesorios está la ortosa (variedad microclina) alterada a arcillas, luego trazas de apatita y zircón.

Granodiorita-tonalita Suyo

Se describe con este nombre a un plutón granodiorítico, que marginalmente y en forma muy limitada, varía a tonalita; se expone en los alrededores del pueblo de Suyo (c.de Ayabaca). El cuerpo tiene una forma alargada y desde un poco más al sur de Lagunas se prolonga, con solución de continuidad, hacia el noroeste (teniendo como caja al Volcánico Lancones y localmente a la Tonalita Altamisa) hasta territorio ecuatoriano, pasando por el río Macará (c.de La Tina); también aflora en la esquina sureste del cuadrángulo de Las Playas. Un plutón de esta naturaleza se expone asimismo en el ángulo sureste del c.de Pomahuaca, extendiéndose a los de Incahuasi y Cutervo.

La granodiorita es una roca de grano grueso, gris clara y de textura granular alotriomórfica. Los minerales esenciales son: plagioclasa, con la composición de oligoclasa, alterada a sericita, epídota y calcita; cuarzo en grandes granos anhedrales y ortosa que se encuentra pertitizada y alterada a minerales arcillosos; los minerales accesorios están representados por opacos, biotita, apatita y zircón, la propilitización es la alteración principal, desarrollándose los siguientes minerales: clorita, epídota, sericita,arcillas y la calcita; parcialmente la roca está cruzada por microvenillas de epídota.

Granito Paltashaco

La denominación proviene del pueblo de Paltashaco (c.de Morropón); es el plutón más importante y de mayor distribución geográfica de la región estudiada, reconociéndose en tres zonas principales: a) una zona occidental, conformando una faja alargada que constituye la parte baja de la Cordillera Occidental, a partir del río Piscán (c.de Morropón) hasta las cercanías de la presa San Lorenzo, pasando por la esquina noreste y suroeste de los cuadrángulos de Chulucanas y Ayabaca; b) una zona central también bastante extensa, que empieza en el extremo norte de la hoja de Morropón y se extiende, hacia Pacaipampa, hasta el curso superior del río Quiróz(en el cuadrángulo de Ayabaca) y c) una zona oriental, en el cuadrángulo de Huancabamba, que se extiende entre las cercanías del río Huancabamba y Tabaconas observándosele en los flancos del río del mismo nombre tal como en Tamborapa, Charape y Panchilla; un pequeño cuerpo igualmente aflora al sur de Churuyacu.

Al microscopio, la roca muestra una textura granular alotriomórfica,levemente porfirítica. Los minerales esenciales son : ortosa + pertita 40%, cuarzo 30% y plagioclasa 20%.

La ortosa está alterada a minerales de arcilla. La plagioclasa está en fenos subhedrales zonados, de composición An 35-38 (andesina), alterados a sericita y arcillas.

Entre los minerales accesorios están la biotita, opacos, epídota y zircón. La biotita es anhedral, de color marrón, con trazos de zircones metamícticos; se le observa débilmente propilitizada.

Como minerales secundarios se observan arcillas, clorita, epídota, calcita, esfena y sericita.

La pasta está compuesta por la asociación ortosa-cuarzo-plagioclasa observándose inclusiones de ortosa en cuarzo y de plagioclasa en ortosa.

Granitoides indiferenciados

Una buena parte de los plutones no han sido diferenciados cartográficamente de acuerdo a las variaciones litológicas, debido mayormente a la poca accesibilidad de los terrenos donde se encuentran expuestos.

En esta categoría se han cartografiado las rocas plutónicas que,en los cuadrángulos de Olmos y Pomahuaca, han participado en la cratonización y edificación de la Cordillera Occidental y la Cordillera de Sallique. Esta misma consideración se ha tenido para los intrusivos del sur de la ciudad de Ayabaca (curso superior del río Quiróz) y del noroeste de ésta (Sacsabamba),los que se prolongan hacia el río Calvas (límite Perú-Ecuador), pasando al país del norte.

De acuerdo a la composición mineralógica de los intrusivos, éstos varían entre tonalita y granodiorita, siendo en muchos casos similares a la tonalita-diorita Pambarumbe, principalmente los del cuadrángulo de Olmos, los cuales son rocas gris leucócratas, de grano medio a fino, generalmente alotriomorfas; los plutones del cuadrángulo de Pomahuaca, tienen similar composición pero son generalmente porfiríticos debido a los fenos de feldespatos, (a veces zonados y de bordes corroídos).

Intrusivos hipabisales

Diferentes cuerpos hipabisales han sido reconocidos en los cuadrángulos de Olmos y Pomahuaca, cuya composición varía entre básico y ácido.

Piroxenita.- La existencia de pequeños cuerpos básicos, entre ellos piroxenita, han sido reportados en los cuadrángulos de Olmos y Morropón, pero sólo un dique ancho ha sido reconocido en la parte baja del cerro Ñaupe.

Dicho cuerpo es una metapiroxenita gris oscura, de grano medio y de textura granoblástica-xenoblástica (parcialmente nematoblástica). La roca se encuentra fuertemente alterada, constituída por intercrecimientos de hornblenda, actinolita y biotita, probablemente a partir de clinopiroxenos; el contenido de talco y serpentina se supone proviene de la alteración de ortopiroxenos; el metamorfismo ha alcanzado la facies de esquistos verdes. La edad probablemnte sea cretácea.

Dacita.- En los diferentes flancos de los ríos Huancabamba y Quismanche, se exponen pequeños apófisis de dacita, siendo mayor el Quismanche. De igual forma se tiene otro intrusivo de este tipo en la parte baja del cerro La Calera (c. de Olmos). En general son dacitas blancas o blanco-grisáceas, porfiríticas o microgranulares, donde destacan cristales de plagioclasa y cuarzo. La mayoría de estos cuerpos intruyen al Volcánico Porculla, por lo que su edad, probablemente es Terciario medio.

Andesita.- En los alrededores de San Felipe y Piquijaca y en la carretera que baja del abra de Porculla al río Huancabamba, se presentan stocks de andesitas gris verdosas, de textura porfirítica, y brechas piroclásticas; las primeras intruyen al Cretáceo, mientras que las segundas intruyen al Complejo de Olmos.

Por sus relaciones, parecen ser más antiguas que las dacitas.

* * * * * *

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

RASGOS TECTONICOS REGIONALES

Desde el punto de vista tectónico, la región estudiada se encuentra ubicada en una de las zonas más críticas de los Andes; está afectada por la llamada Flexión de Huancabamba, donde la estructuración NNO-SSE característica de los Andes Centrales varía a la dirección NNE-SSO, propia de los Andes Septentrionales a Colombo-Venezolanos (GANSSER, 1973).

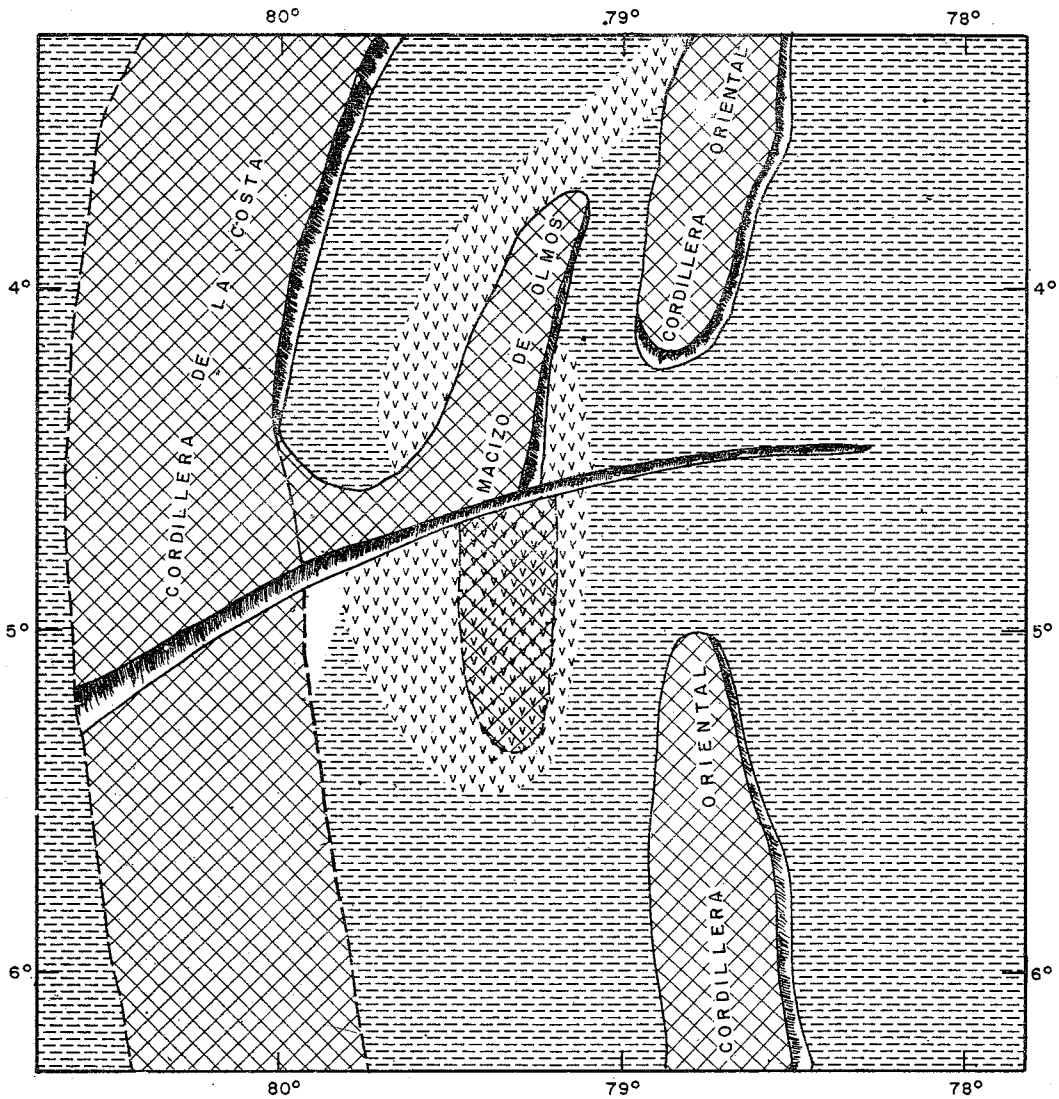
De acuerdo a los trabajos regionales de AUBOUIN y BORELLO (1966), VICENTE (1970), AUBOUIN (1972), AUBOUIN y otros (1973) y GANSSER (1973) se considera que dicha Flexión coincidía con el reemplazo axial existente entre dos cadenas que habían evolucionado durante el Mesozoico; una de tipo andino o liminar (de posición continental o intracratónica) y otra de tipo alpino o geosinclinal (de posición intercontinental). Sin embargo, dicho cambio geológico no se observa en el área del presente trabajo, sino mucho más al norte, cerca del golfo de Guayaquil.

Los eventos tectónicos que controlaron la estructuración y levantamiento de los Andes ocurrieron principalmente entre el Cretáceo y el Terciario (siendo la más importante la fase "incaica" del Eoceno superior) WILSON (1970) ha descrito el desarrollo paleotectónico regional del noroeste del Perú durante el Mesozoico (Cretáceo), aunque los macizos paleozoicos o precambrianos se formaron con orogenias más antiguas jugando probablemente, un rol muy importante al controlar o modificar después el tectonismo andino.

Aspectos Paleogeográficos del Mesozoico

La figura 4 es el esquema paleogeográfico del Cretáceo medio a superior en el noroeste del Perú, entre los paralelos 4°y 8°S, aproximadamente.- La Cordillera de la Costa, el Macizo de Olmos y la Cordillera Oriental (hundida, esta última, probablemente entre los 5°y 6° de Latitud Sur), fueron elementos positivos o altos estructurales heredados de la tectónica hercíniana, que en gran parte controlaron la organización de las cuencas de sedimentación mesozoica. La flexión de Huancabamba ya había iniciado su desarrollo.

La Cordillera de la Costa y el Macizo de Olmos se interrumpen bruscamente cerca a la latitud 6°30' debido a un fracturamiento que afectó también a la Cordillera Oriental, lo cual permitió la conexión de los mares del sur de dichos macizos. El estudio de direcciones de paleocorrientes (MORRIS y ALEMAN, 1975), muestran que en la cuenca de Lancones los mares entraron por el norte.



Terrenos pre mesozoicos emergidos

Sectores de volcanismo orogénico

Sectores de sedimentación clástica

Probables escarpas

Fig. 4._ Esquema Paleogeográfico del Noroeste del Perú durante el Mesozoico

Durante el Jurásico superior-Cretáceo inferior se desarrolló, en la parte suroriental del Macizo de Olmos, un volcanismo andesítico, el mismo que se repitió, en el Albiano-Cenomaniano, en la vertiente noroccidental; el resto de los sectores era objeto de sedimentación clástica continental.

Desarrollo de la Flexión de Huancabamba

Para tratar de entender la estructuración del área estudiada, es necesario hacer un ensayo de interpretación regional del desarrollo de la Flexión de Huancabamba y para ello es necesario omitir la cobertura cenozoica y las rocas plutónicas, puesto que ambas truncan a las estructuras que afectan a la cobertura mesozoica.

A nivel continental, se observa que la Flexión de Huancabamba es una estructura gigante de deformación cortical que controla la configuración del continente sudamericano en esta latitud. Hacia el Pacífico, se alinea con la dorsal de Carnigie y hacia el este con la fosa amazónica, la misma que se prolonga hasta la fosa de Romanche y que corresponde a una falla transformante de juego dextral sobre la dorsal Meso-atlántica (GANSSER, 1973).

En términos de Tectónica de Placas, se puede postular que la Flexión de Huancabamba es el resultado de una deformación causada por dos juegos de esfuerzos; uno este-oeste resultante de la interacción entre las placas Sudamericana y Nazca, otro noroeste-sureste debido a la acción de la placa de Los Cocos (Fig.5).

El esfuerzo este-oeste ha desarrollado en el margen continental un fallamiento de desgarre en juego conjugado de direcciones E-O y NE-SO; a esta familia corresponden entre otras, la falla de Huaypirá y el arqueamiento de los pliegues mapeados en el cuadrángulo de Olmos, así como las fallas inversas que se observan al oeste y este de la Cordillera Oriental y el arquamiento de esta última.

El esfuerzo noroeste-sureste parece haber tenido la mayor incidencia en el desarrollo tectónico de la Flexión de Huancabamba, donde el acortamiento ha desarrollado fallas de desgarre de juego conjugado N-S y N20°O.

Las fallas de la primera familia tienen un movimiento general sinestral, las cuales, se presume, son responsables del arrastre de las estructuras que afectan a la cuenca de Cajamarca, desde el paralelo 7°hacia el sur, donde los pliegues han adquirido un rumbo general N 70°- 80°O a E-O, probablemente desde una posición inicial N-S ó N 15°- 20°O. A este sentido de deformación se le asigna también el fallamiento inverso que se encuentra a nivel del paralelo 5°, donde la cuenca de Ñaupe tiende a cabalgar sobre la cuenca de Lancones y los efectos de despegue de las cuarcitas cretáceas del basamento metamórfico (entre Ñaupe y Chulucanas) son notables.

Las fallas de la segunda familia han desarrollado movimientos dextrales en ambos segmentos de la Cordillera Oriental, ayudando a las fallas de

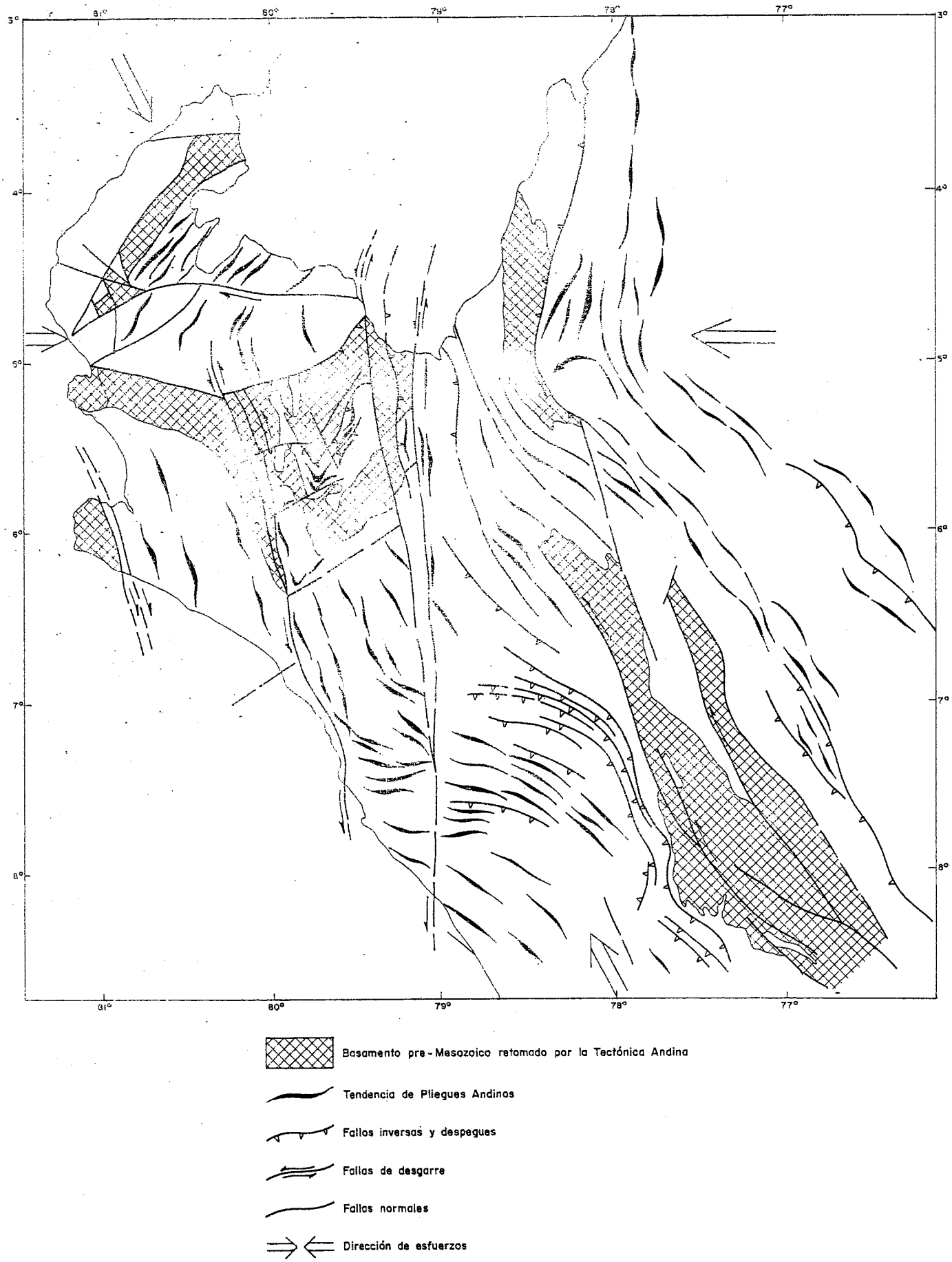


Fig. 5.- Tectónica Andina en la Zona de la Deflexión de Huancabamba hasta la Fase del Eoceno Superior

la primera familia a desarrollar el arrastre de la cuenca de Cajamarca; la falla Illescas parece haber tenido un movimiento dextral habiéndose reactivado en movimiento normal al afectar a la cuenca Sechura.

Edad de la Flexión de Huancabamba.- Es difícil precisar cuándo realmente dicha megaestructura inició su formación, pero es probable que la organización de las cuencas mesozoicas se llevó a cabo siguiendo los lineamientos estructurales que dejó la fase distensiva de la Tectónica Herciniana (fase tardi-Herciniana), donde un arqueamiento débil ya había tenido lugar. En consecuencia, dichas cuencas ya tenían cierta disposición y forma siguiendo dicha estructuración inicial.

Considerando que el Volcánico Llama corresponde al Eoceno superior-Oligoceno inferior y sabiendo que cubre discordantemente a las estructuras plegadas del Mesozoico, se presume que la Flexión de Huancabamba se ha venido deformando con la fase infracretácea, supracretácea y, con mayor intensidad, durante la fase "Inca", es decir, en el Eoceno medio a superior, aunque este proceso ha continuado posteriormente en forma progresiva para desarrollar las cuencas tafrogénicas del Terciario marino.

TECTONICA DEL AREA ESTUDIADA

El Mapa Tectónico de la figura N°6 permite ilustrar la cronología de los procesos orogénicos que han afectado a la región estudiada y de igual forma diferenciar la distribución de las zonas estructurales, de acuerdo al estilo de deformación particular para cada sector.

Tectónica del Precambriano superior

Los gneises granulíticos del Complejo del Marañón que se exponen en el sector oriental, en los cuadrángulos de Huancabamba y San Antonio, son considerados como desarrollados durante esta deformación. En pocos sitios se le ha podido observar, "in situ", las estructuras que comprenden a esta fase orogénica, tal como en río Blanco (Límite Perú-Ecuador), donde unos gneises tonalíticos exhiben una esquistosidad de flujo S_1 de dirección N-S, afectada por un plegamiento con ejes verticales de magnitudes decimétricas y con una esquistosidad de plano axial S_2.

La edad de la deformación se piensa tentativamente que corresponde al primer ciclo orogénico del Precambriano en el Perú, datado en cerca de 2,000 M.A. (DALMAYRAC, 1977), aunque los mismos autores sostienen que en la zona selvática, una deformación de 600 M.A. removiliza un substrato más antiguo.

Tectónica del Precambriano final o del Caledoniano

A esta orogénesis se piensa que pertenece la tectogénesis que ha afectado al Complejo de Olmos, el mismo que se expone en los sectores surocci dental y oriental del área estudiada. Los efectos de esta deformación se

describirán brevemente por no haber sido estudiadas en detalle y debido también a que ellas han sido modificadas por eventos tectónicos subsecuentes. - Es evidente que dicho material fue sometido a un complejo período de plegamiento y metamorfismo regional antes de la deposición volcanoclástica del - Grupo Salas con el que guarda una relación de marcada discordancia angular.

El material del que está constituído el Complejo de Olmos consta de esquistos pelíticos o arenáceos de la facies de esquistos verdes (zona de la - biotita) o anfibolitas, desarrolladas en la parte alta del nivel estructural. La estructuración general está dada por una esquistosidad de flujo de rumbo-general NNE a SSO, superpuesta por pliegues decimétricos a centimétricos con ejes de rumbo E-O a N 70°- 80°E., cuyas charnelas buzan al oeste o suroeste, a su vez afectadas por una esquistosidad de flujo de plano axial.

Tectónica Herciniana

Fase Eoherciniana.-Es la principal fase de deformación de la Tectónica Herciniana y a ella se le atribuye las estructuras que afectan al Grupo Salas y a la Formación Río Seco.

Las estructuras eohercinianas mejor desarrolladas se encuentran en las cuarcitas que se observan al lado de la carretera Panamericana Norte (c. de Chulucanas), a lo largo de la carretera Morropón-Huancabamba (cercanías de Río Seco) y entre Olmos y el río Marañón (proximidades de El Tambo). en las dos primeros tramos los pliegues tienen rumbos entre N-S a N 45°O, mientras que en el tercero tienen N 45°E; esta diferente tendencia de la estructuración eoherciniana probablemente se debe a efectos de giro durante la tectónica andina, como se ha indicado anteriormente. Dichas estructuras están afectadas por una marcada esquistosidad de fractura de plano axial desarrolladas en el nivel estructural medio a superior. Para el centro y sur del Perú. - DALMAYRAC y otros (1977), establecen tres etapas de deformación durante esta fase tectónica, siendo la segunda, la más intensa; durante el presente trabajo no se ha efectuado este tipo de observaciones.

Fase Tardiherciniana.-En la presente área, la fase tardiherciniana sólo está manifiesta por un fracturamiento y una incipiente esquistosidad E-O a NE-SO, que afecta esencialmente al Complejo de Olmos, al Grupo Salas y a la Formación Río Seco. A esta fase de deformación se atribuye el fallamiento en bloques que delineó a la Cordillera de la Costa, el Macizo de Olmos y a la Cordillera Oriental, que en esta parte del país tienen la forma de horst; los grabens respectivos sirvieron para sucesivas transgresiones en el curso del Mesozoico. Dicha estructuración se estableció paralelamente al antiguo margen continental, jugando un rol tectónico puramente pasivo.

Tectónica Andina

A nivel regional, la tectónica andina se inicia a partir de la distensión del Jurásico superior, pero la tectogénesis propiamente dicha se manifiesta recién después del Albiano superior.

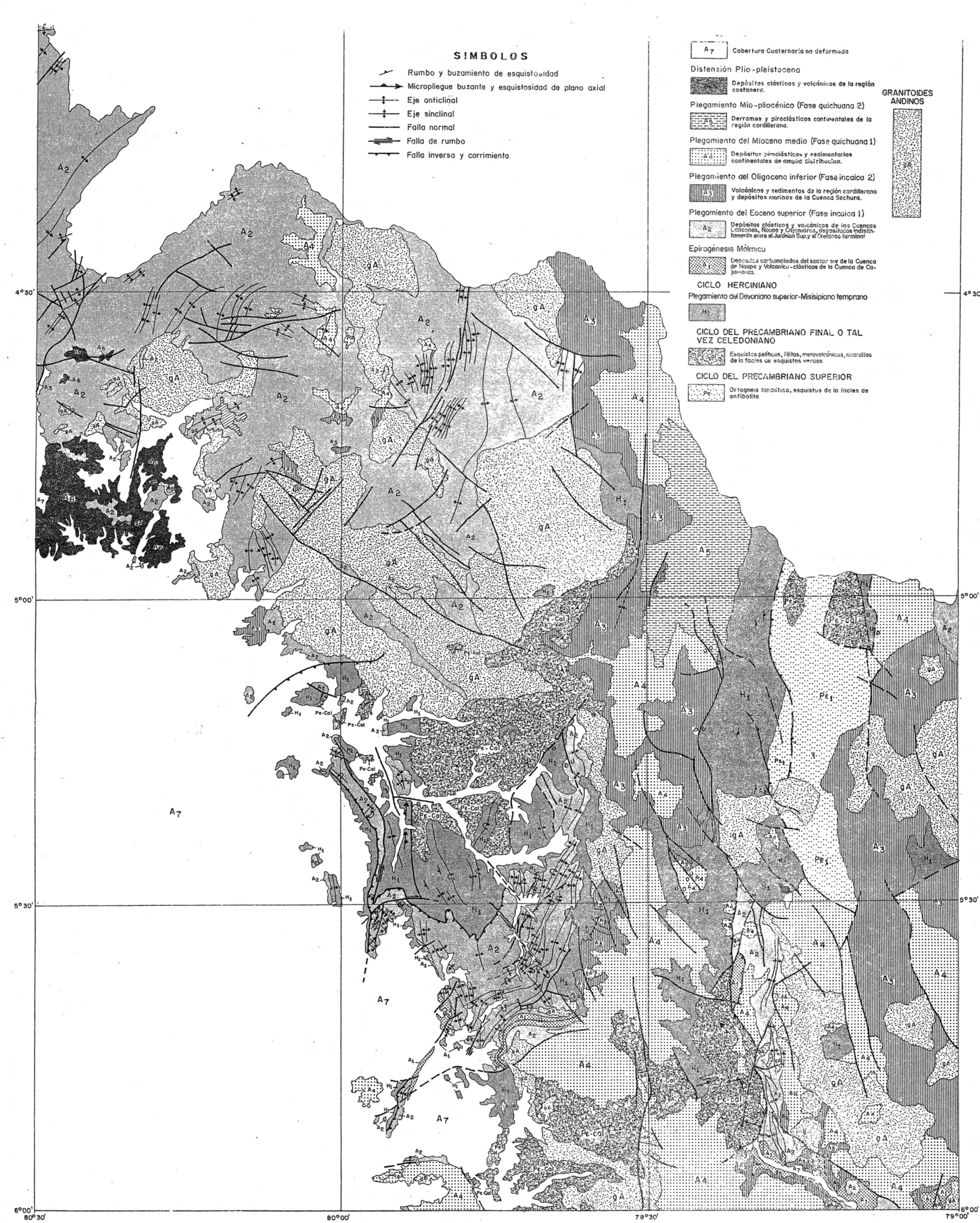


Fig. 6.- Mapa Tectónico del Area Estudiada

La deformación andina ha sido tradicionalmente considerada, como el producto de tres fases de plegamiento "Peruana". "Incaica" y "Quichuana" (STEINMANN, 1929), pero trabajos recientes y apoyados por dataciones radiométricas han puesto de manifiesto la presencia de otras fases de deformación aunque éstas parecen encontrarse localizadas en zonas longitudinales.

En la zona costanera del Perú central el plegamiento que exhibe la secuencia volcánico-clástica que era atribuída a la primera fase de STEINMANN, es asignada a una fase albiana, puesto que las unidades petrográficas del Batolito de la Costa, con edades radiométricas entre 100 a 70 M.A. intruye a una secuencia ya previamente deformada (MYERS, 1974, PITCHER, 1978), relación que se mantiene en toda la costa sur del Perú.

En la región estudiada, principalmente en la cuenca de Lancones, un mismo plegamiento afecta hasta las formaciones más altas del Cretáceo (Daniano), la cuenca de Lancones se ve afectada hasta el Cenomaniano y la cuenca de Ñaupe hasta el Albiano medio a superior, donde probablemente, por erosión, las formaciones cretáceas más modernas no están representadas; pero es probable, que aquí, la deformación que afecta al Cretáceo sea el resultado de dos fases de compresión: una primera de dirección NE-SO y otra posterior de dirección NO-SE. La falta de dataciones radiométricas en las rocas del batolito, y la imprecisión en la edad del Volcánico Llama, impiden establecer la edad de las deformaciones que afectan al Mesozoico de la región estudiada, pero es evidente que estas dataciones corresponden por lo menos a las fases "Peruana" e "Incaica"; las subfases de la deformación "Quichuana" son menos precisables.

Zonas Estructurales

La región investigada corresponde a una de las zonas del país donde la estructuración se ha desarrollado controlada, en parte, por la geometría de las cuencas mesozoicas donde se depositaron las unidades geológicas afectadas por la tectogénesis andina.

Las zonas o provincias estructurales se han desarrollado en forma muy particular para cada cuenca, por lo que se denominará Zona del Sinclinorio de Lancones, Zona de Corrimientos de Ñaupe y Zona Estructural de Huancabamba (Fig.5), a cada uno de los casos correspondientes.

Zona del Sinclinorio de Lancones

Corresponde realmente a la zona donde los Andes Centrales de rumbo NNO-SSE cambian a la dirección NE-SO que corresponde a los Andes Septentrionales donde los pliegues se han desarrollado por una compresión NO-SE (Fig.6).

Esta zona está caracterizada por presentar un plegamiento disarmónico de la secuencia inferior del Cretáceo (Grupo San Pedro) que, debido a la incompetencia litológica, se ha deformado independientemente respecto a la secuencia superior, la cual tiene pliegues amplios que, en algunos casos pueden se

guirse por decenas de kilómetros, como por ejemplo el anticlinal de Jabonillos (c. de Las Playas) y el sinclinal que pasa por el cerro Cabujal (c.de Las Lomas).

La zona está superpuesta por una típica tectónica de fallamiento en bloques, de diseño caótico y de naturaleza distensional, principalmente los accidentes que se encuentran en la margen derecha del río Chira, que tienen rumbo N-S y NE-SO los mismos que coinciden con la zona axial de la Flexión de Huancabamba debido a una compresión de dirección E-O; sin embargo, las fallas E-O entre las que se encuentra la falla de Huaypirá, muestran un movimiento sinestral.

Zona de Corrimientos de Ñaupe

Es la provincia estructural de mayor deformación en el noroeste del Perú, donde los movimientos tangenciales fueron dominantes y de intensidad muy considerable.

Dentro del contexto geológico del noroeste, la deformación que exhibe dicha zona estructural parece no guardar relación con la estructuración regional, pero es evidente que tal tipo de tectogénesis se ha desarrollado controlado por la geometría de la cuenca de Ñaupe, la cual debe haber tenido la forma de una artesa tectónica limitada lateralmente por dos horsts o altos estructurales consistentes en macizos metamórficos pre-mesozoicos?, uno situado aproximadamente en la línea Morropón-Huancabamba y otro en la alineación Olmos-Sallique.

Esta provincia estructural es la faja plegada, que tiene la forma aproximada de una duna con su parte cóncava frente al norte y la convexa frente al sur, donde se puede destacar dos tendencias de estructuración: una NNO-SSE producida por una compresión NE-SO y otra E-O a NE-SO, desarrollado por una compresión NO-SE.

La primera deformación fue la más intensa y la que realmente ha plegado a la cuenca de Ñaupe, desarrollando pliegues apretados, cuya intensidad ha producido cierto metamorfismo y esquistosidad de fractura; en el caso de los niveles pelíticos de las formaciones Chingnia y La Leche, el metamorfismo producido es similar al que exhibe el Grupo Salas. Este plegamiento afecta también al Grupo Salas y a la Formación Río Seco; esta última en el curso superior del río Piura, tiene un plegamiento notable, como se observa en los niveles cuarcíticos. La misma estructuración presentan las cuarcitas cretáceas de las partes altas de Canchaque y Buenos Aires (c.de Morropón).

El segundo movimiento parece haber tenido un carácter aún más tangencial que el anterior; el elemento activo ha sido las cuarcitas cretáceas, de tal forma que éstas se han movido hacia el norte como mantos de corrimientos despegándose del basamento herciniano del bloque norte, que en este caso se comportó como un elemento pasivo; el bloque sur giró hacia el noroeste comprimiendo aún más a las estructuras anteriormente desarrolladas, hasta colocarlas en la posición que actualmente se encuentran.

En la parte alta de la alineación de los cerros Hualtaco(c.de Morropón) y Ñaupe (c.de Olmos)se destacan muy nítidamente los efectos del despegue tectónico, donde los pliegues de la primera generación, con ejes de dirección NO-SE, son cruzados por pliegues de arrastres de la segunda generación, con ejes de dirección E-O a N 30°E, de tal forma que los estratos de cuarcitas plegadas se encuentran "flotando" sobre un basamento metamórfico no afectado por la tectónica andina, sino por otra más antigua correspondiente a la tectónica herciniana (fase eoherciniana).

Cada una de estas fases de deformación han desarrollado fallamientos de empuje y de desplazamiento de rumbo, dando como origen un acortamiento de la faja plegada.

Los volcánicos del Terciario cubren discordantemente al Cretáceo plegado y solamente se encuentran inclinados hacia el noreste por efecto de fallas normales; la discordancia entre los volcánicos Llama y Porculla indica un movimiento compresivo leve.

Zona Estructural de Huancabamba

Esta zona corresponde a la prolongación septentrional de la Provincia Estructural de Cutervo (WILSON, inédito); en el área estudiada la incisión fluvial ha descubierto la faja de mayor deformación en el cañón del río Huancabamba, cuyo curso parece haber seguido la estructuración mayor en dicha zona, puesto que en el curso medio tiene la tendencia N-S.

La zona estructural de Huancabamba presenta dos fases de deformación; una primera de plegamiento que afecta a la cobertura mesozoica y una segunda, de fallamiento que compromete a la secuencia volcánica terciaria.

La faja plegada del Mesozoico se encuentra descubierta en el flanco oriental del cañón del río Huancabamba, donde se presenta en forma de una angosta faja de rumbo N-S, la cual pasa por San Felipe y Sallique prolongándose hasta la localidad de Chonta (c.de Huancabamba). En la vertiente occidental no se encuentra afloramientos del Mesozoico debido a la erosión.

A partir de la quebrada Huabal (afluente del río Huancabamba), dicha tendencia estructural N-S cambia a dirección N 45°O; es probable que este cambio se haya desarrollado contemporáneamente con la segunda deformación,en la Zona Estructural de Ñaupe.

Los pliegues de esta zona estructural son bastante apretados, sin llegar a desarrollar una esquistosidad visible; los ejes tienen longitudes de decenas de kilómetros. El Terciario, principalmente el Volcánico Llama exhibe una compresión muy débil y la discordancia debajo del Volcánico Shimbe probablemente indica la segunda sub-fase "Quichuana".

La segunda fase deformatoria importante se caracteriza esencialmente por una tectónica frágil, es decir, de fallamiento y fracturamiento en bloques, la misma que tiene dos movimientos de diferente naturaleza; una primera compresiva y una segunda distensiva. El primer dislocamiento está constituído por fallas de empuje de alto ángulo, que en algunos casos comprometen, hasta el Volcánico Porculla; en la mayoría de los casos el bloque cabalgante es el basamento metamórfico, donde el empuje está dirigido hacia el este;las fallas inversas al norte de Tabaconas con empuje hacia el oeste, probablemente no correspondan a la tectónica andina. El segundo fracturamiento está caracterizado por fallas normales que desplazan a las anteriores y afectan también hasta el Volcánico Porculla.

* * * * * *

GEOLOGIA ECONOMICA

DEPOSITOS METALICOS

GENERALIDADES

Gran parte del área estudiada es mayormente boscosa, es por ello que el método más adecuado para detectar la presencia de mineralización importante, es la geoquímica. En este sentido se han realizado algunos estudios que han delimitado algunos prospectos de posible interés económico; los mismos que constituyen una continuación de la provincia polimetálica de la Cordillera Occidental y de la provincia de cobre costanera. En el primer caso las evidencias de mineralización están casi siempre relacionadas a intrusivos de las últimas fases de emplazamiento y a niveles altos, así como también a intrusivos y rocas sub-volcánicas. En el segundo caso las evidencias de mineralización están dentro de diferentes rocas volcánicas del Cretáceo.

Por otro lado se debe considerar el potencial prospectivo por oro de las rocas precambrianas y paleozoicas ya que éstas muestran infinidad de vetas y vetillas de cuarzo que podrían tener un contenido metálico interesante. Ello se justificaría si se tiene en cuenta que el oro aluvial que se encuentra a lo largo del río Marañón proviene de rocas metamórficas con características similares a las reconocidas en el área de estudio.

Mina Turmalina.- El depósito metalífero explotado más importante ha sido la mina Turmalina ubicada en el distrito de Canchaque (cuadrángulo de Morropón) próximo a la carretera a Huancabamba.

La mineralización se desarrolló en una inclusión de turmalina de forma circular que se ha emplazado dentro de un cuerpo grande de tonalita. Su diámetro es de 150 m. y la parte mineralizada se ubica al SE del círculo con un ancho que varía entre 8.00 y 2.00 m. y una longitud de 120 m. La mineralización es mayormente de molibdenita en la parte superior y de chalcopirita, pirita, arsenopirita, esfalerita y wolframita en la parte inferior.

Hasta 1971 la mina estuvo en producción y contaba con una planta concentradora, siendo la única activa en la región.

La Huaca.- Este depósito con características de un pórfido de cobre con valores subordinados de molibdeno (FLORES G. y otros-Informe interno); se encuentra ubicado en el cuadrángulo de Pomahuaca, aproximadamente 4 Km.al SE del pueblo de Sallique.

El área mineralizada es de forma irregular con dimensiones promedio de 1-5 Km. x 0.5 Km. y se ha emplazado dentro de rocas ígneas intrusivas y volcánicas del Terciario, las cuales muestran diferentes grados de alteración hipógena, asociada con Stockworks y brechas de colapso. La mineralización primaria consiste de pirita, chalcopirita, molibdenita que ocurren en forma de diseminaciones y rellenando fracturas conjuntamente con venas de cuarzo. Del mismo modo existen minerales de enriquecimiento supergénico (covelita, calcosita, digenita) y zonas de oxidación. Aún no se ha hecho la evaluación definitiva de su potencial económico.

El Páramo.-El prospecto El Páramo se ubica en la parte superior de la Quebrada Grande a 25 Km. aproximadamente al NE del pueblo de San Felipe en el Cuadrángulo de Pomahuaca. La mineralización consiste en sulfuros de cobre y molibdeno en un stock monzonítico y en rocas metavolcánicas silicificadas en forma de vetillas hasta de 50 cm. de espesor; en menos grado se presenta en forma diseminada. Los minerales frecuentes son chalcopirita, pirita y en menor proporción covelita y bornita que rellenan fracturas, cuyas direcciones predominantes son norte-sur. Asimismo, ocurren minerales de cobre asociados con mineralización de fierro diseminado y también como cuerpos alargados de magnetita masiva en la parte alta de los cerros Chorro Blanco (F. MAMANI y otros - Informe interno).

Peña Verde.- Es otro prospecto ubicado en el cuadrángulo de Pomahuaca a 4 km al este de Sallique, cuyas características son similares a las de "El Páramo" y "La Huaca" que se encuentran en áreas vecinas. La mineralización ocurre como pirita y chalcopirita escasa, tanto en forma diseminada como en vetillas; aunque en este caso la roca caja está constituída por lutitas, calizas y algunos volcánicos del Cretáceo. También existe una intrusión tonalítica y diques de andesitas porfiríticas. Además se aprecia una intensa silicificación acompañada de alteración propilítica y argilítica moderada. Con ellas existe una zona de limonitas cuya dimensión promedio es 400 m. x 400 m.

Considerando la reducida extensión del depósito se le asigna actualmente una significación económica secundaria.

Lanchipampa - El Molino.- En la esquina NE del cuadrángulo de Ayabaca, entre las Qdas. Samanquilla y Huayos existen algunas evidencias de mineralización de pirita con pequeñas cantidades de chalcopirita, tanto rellenando fracturas y microfracturas como en diseminación dentro de rocas andesíticas del Terciario, asociadas con venillas de cuarzo. Dicha mineralización parece estar relacionada a intrusiones menores de andesitas y dacitas que contienen abundante pirita en proceso de limonitización, ocasionando la formación de un sombrero de fierro (ZELAYA A, Informe interno).

Paltashaco.-En las proximidades del pueblo de Paltashaco (hoja de Morropón), se ha identificado la presencia de mineralización de pirita con pequeñas cantidades de chalcopirita, esfalerita y galena, ocurriendo como venillas y diseminaciones en cuerpos de diques e intrusiones pequeñas de compo

sición andesítica-dacítica, los cuales están cortando a rocas metamórficas - del Paleozoico inferior (pizarras y filitas). Algunos estudios geoquímicos - realizados (FLORES G, y MAMANI F,- Informe interno), descartan su importan - cia económica en la actualidad.

Tambo Grande.- El yacimiento de Tambo Grande está ubicado en el distrito del mismo nombre (cuadrángulo de Las Lomas). Las señales de mineralización en superficie las constituyen aquellos remanentes de sombrero de fierro en una extensión aproximada de un kilómetro cuadrado, las cuales es - tán dentro de la secuencia del volcánico Ereo que se presenta como aflora - mientos aislados en esta área.

Como resultado de diversas etapas de estudios geoquímicos, geofísicos, y de perforaciones diamantinas, realizadas por el INGEMMET, se ha llegado a establecer la presencia de un importante cuerpo de sulfuros masivos consti - tuído mayormente por pirita, calcopirita, esfalerita y una ganga de cuarzo, barita y calcita.

Potro Bayo.- Al oeste del pueblo de Las Lomas, entre los cerros Algodonal y La Mina, e inmediaciones (hoja de Las Lomas), existen evidenc - cias superficiales de mineralización de fierro en forma de especularita cristalizada y masiva (oligisto), constituyendo un verdadero sombrero en el ce - rro Potro Bayo y asociado a cuerpos sílico ferruginosos con mineralización - de pirita y cuarzo que ocurren en vetillas y en diseminaciones. También - existen algunos cuerpos pequeños de baritina. Los cuerpos sílico-ferruginosos están emplazados dentro de aglomerados y derrames andesíticos-dacíticos- del Cretáceo, algunas veces en forma concordante. Algunos análisis efectuados ha evidenciado la presencia de cobre, plomo y zinc en cantidades ínfi - mas.

Totoral.- Al sureste de Las Lomas, en el lugar denominado Totoral, existe un sombrero de fierro similar a aquellos de Tambo Grande y Potro Bayo cuyas dimensiones promedio aproximadas son 350 m. x 150 m. Los indicios de - mineralización consisten en pirita y chalcopirita asociados con baritina. Se presentan en forma de cuerpos tabulares, pequeños, emplazados igualmente en rocas volcánicas cretáceas. Algunos de estos indicios han sido trabajados - por pequeños mineros.

DEPOSITOS NO METALICOS

Las sustancias no metálicas que existen en la zona de estudio, son variadas y su uso y explotación no está muy diversificado en la actualidad. Generalmente se extraen en mayor volumen las gravas y arenas que son el mate - rial reciente que más abunda. Sin embargo, existen muchos yacimientos potenciales de rocas ornamentales, areniscas, calizas, arcillas, etc. que pueden- ser extraídas con facilidad. Existen otros como indicios débiles como en el caso de la baritina, pegmatitas, feldespatos, etc. algunos de los cuales ya han sido explotados en el pasado y otros conjuntamente con nuevos depósitos- de aquellos, serían susceptibles de ser explotados para darles usos diversos.

Calizas.- Los mayores afloramientos de rocas calcáreas se encuentran en los cuadrángulos de Olmos y Pomahuaca. Entre ellos los más aparentes para la elaboración del cemento son algunos niveles de calizas masivas de la Formación La Leche y de la Formación Chignia. Tienen menor importancia aquellos afloramientos restringidos de calizas cretáceas que se encuentran a lo largo del alineamiento San Felipe-Sallique.

Arcillas.- Algunas formaciones del Grupo Copa Sombrero, en el extremo norte del área estudiada (hacia la cuenca Lancones), especialmente la Formación Pazúl, tiene niveles arcillosos que pueden ofrecer buenas condiciones para su aprovechamiento industrial. También existen abundantes depósitos de arcillas recientes en la llanura baja del desierto denominado, en este estudio, "Depresión Para-andina" y se presentan como intercalaciones lenticulares entre sedimentos más gruesos.

Baritina.-Existe gran número de vetillas y cuerpos irregulares de baritina, asociadas con indicios metálicos en las áreas de Potro Bayo, El Totoral, Jahuay Negro, La Bocana, Guzmán, Mina Sancor, etc. (cuadrángulo de Las Lomas), generalmente emplazadas en rocas volcánicas cretáceas, las cuales tienen aparentemente poca importancia económica. Sin embargo, se requieren estudios más detallados para evaluar su potencial económico.

* * * * * *

GEOLOGIA HISTORICA

En el presente capítulo se desarrolla un breve resumen de la secuencia histórica por la que este territorio pasó hasta alcanzar el cuadro geológico actual.

En el Precambriano superior, los terrenos hasta entonces formados descendían a profundidades catazonales, debido a procesos tectónicos, sufriendo un metamorfismo regional que dió lugar a los gneises del Complejo del Marañón. A fines del Precambriano, tal vez hasta el Cambriano, se desarrollaron cuencas de intensa deposición volcanoclástica, de ambientes geosinclinales, que más tarde fueron sujetos a tectonismo y metamorfismo regional, originándose esquistos y filitas del Complejo de Olmos; los niveles más altos fueron profundamente denudados.

Probablemente a partir del Ordoviciano se renovaron nuevas condiciones de deposición, primero de naturaleza volcanoclástica y luego arenácea, llegando hasta el Devoniano superior, para en seguida ser deformadas y metamorfizadas por la fase eoherciniana de la Tectónica Herciniana originándose filitas con metavolcánicos del Grupo Salas y filitas con cuarcitas de la Formación Río Seco. Los niveles estructurales más altos fueron erosionados hasta alcanzar los terrenos que aún prevalecen.

En el área de estudio, no se encuentran terrenos del Paleozoico superior; la ausencia de éstos, probablemente se deba a la erosión que siguió a la fase tardi-herciniana manifiesta solamente por una tectónica de fallamiento en bloques, cuyas depresiones delinearían más tarde a las sub-cuencas del Ciclo Andino.

A fines del Permiano o principios del Triásico, tal vez más específicamente en el Noriano, se inició el Ciclo Andino con una transgresión que no llegó a cubrir a toda la región, sinó que se mantuvo restringida a las cuencas establecidas por la Tectónica Herciniana (fase tardiherciniana). La cuenca de Ñaupe y el sector norte de la cuenca de Cajamarca iniciaron su relleno; la primera con materiales carbonatados y materiales volcánicos correspondientes a la Formación La Leche; la segunda se inició con una deposición calcárea seguida de una acumulación netamente volcánica, conformante del Volcánico Oyotún.

En el Dogger o en el Malm, el ciclo sedimentario fue interrumpido por una fase tectónica mayormente epirogénica, probablemente, vinculada a la deformación nevadiana, siendo seguida por una marcada erosión de las cuencas mesozoicas hasta entonces rellenadas; esta erosión desgastó aún más a los

terrenos emergidos del zócalo metamórfico. La Flexión de Huancabamba ya se encontraba en proceso de desarrollo.

En el Jurásico superior, se reinició una transgresión que nuevamente cubrió a las cuencas de Ñaupe y Cajamarca; en cada una de ellas se depositaron gruesos sedimentos clásticos, de ambientes epicontinentales, que constituyen, en la primera, a la Formación Sávila y en la segunda la Formación Tinajones.

A principios del Cretáceo, la transgresión se hizo más extensiva y recién logró cubrir a las tres cuencas mesozoicas juntas. En la cuenca de Lancones se depositó una gruesa secuencia psamítica y pelítica correspondiente al Grupo San Pedro; en la cuenca de Ñaupe se emplazaron depósitos arenáceos de la Formación Chimú y algo más tarde, la cuenca Cajamarca recibió depósitos de similar naturaleza que dieron lugar a la conformación de la Formación Farrat.

A principios del Albiano, en la parte oriental de la cuenca de Lancones, se inició una vigorosa acumulación volcanoclástica en una zona móvil que más tarde controlaría el emplazamiento plutónico; este volcanismo dió como consecuencia el emplazamiento de los volcánicos Ereo, La Bocana y Lancones, los mismos que se caracterizaron por la deposición intermitente de sedimentos, mayormente carbonatados y arenáceos. Mientras que la cuenca de Ñaupe recibía sedimentos carbonatados y materiales piroclásticos que conforman la Formación Chignia, en la cuenca Cajamarca también se desarrollaba una deposición dominantemente calcárea con cierta influencia de materiales tobáceos correspondiente a las formaciones Inca, Chúlec y Pariatambo.

A partir del Cenomaniano, hasta el Daniano, la cuenca de Lancones recibió materiales netamente clásticos caracterizados por su sedimentación en una cuenca inestable que produjo una deposición de naturaleza "flyschoide" entre materiales arenáceos de (procedencia volcánica) y pelíticos; dichos depósitos corresponden al Grupo Copa Sombrero, integrado por las formaciones: Huasimal, Hahuay Negro, Encuentros, Tablones y Pazúl. En la cuenca de Ñaupe no se han encontrado formaciones del Cretáceo superior, probablemente, debido a efectos de erosión o no deposición; la unidad más moderna de la cuenca de Cajamarca es el Grupo Pulluicana que hacia el tope grada a una deposición dominantemente volcánica, cuya edad no se ha establecido.

A fines del Cretáceo o principios del Terciario, se produjo el primer levantamiento general correspondiente a la "Fase Peruana" del Ciclo Andino, que dió como resultado el retiro general de los mares de las tres cuencas mesozoicas antes mencionadas. Dicho movimiento fue de naturaleza epirogénica pero localmente compresiva; en el área de estudio se encuentran la Formación Yapatera como consecuencia de esta deformación tal como en la región de Cajamarca, donde están las molasas de la Formación Chota (BENAVIDES,1956). Es probable que los plutones andinos más antíguos ascendieron durante esta fase orogénica, siguiendo los principales lineamientos estructurales del nor

oeste del Perú, como efecto de la acentuación deformatoria en la Flexión de Huancabamba.

En el Eoceno superior, se desarrolló la mayor deformación compresiva de la Tectónica Andina que correspondió a la "Fase Incaica" (1ra. subfase), donde cada una de las cuencas se deformaron de una manera relativamente particular, controladas por la morfología original del paleorelieve en especial por los bloques emergidos, los cuales jugaron un papel preponderante en el estilo del tectonismo, particularmente los bloques del Macizo de Olmos, cuyos giros dieron una estructuración peculiar a dicha zona. Hay indicios que este movimiento se llevó a cabo con dos fases compresivas, una de dirección E-O y otra de NO-SE. Con esta fase orogénica, la Flexión de Huancabamba, logró su mayor deformación alcanzando, casi, la morfología que actualmente presenta; probablemente una buena parte de los plutones se emplazaron, principalmente los del lado occidental.

A fines del Eoceno y principios del Oligoceno se desarrolló en la región cordillerana, una fuerte actividad volcánica sobre una superficie bastante peneplanizada, emplazándose así el Volcánico Llama.

Mientras tanto, en la cuenca Sechura, se depositaban sedimentos marinos correspondientes a la Formación Verdún.

En el Oligoceno inferior, se produjo un movimiento deformatorio como una segunda sub-fase de la "Fase Incaica" que plegó al Volcánico Llama, desarrollándose luego una superficie de erosión, la misma que fue cubierta regionalmente por el Volcánico Porculla y en la zona subandina por la Formación Namballe.

Gran parte de los plutones de la región cordillerana se han emplazado, como consecuencia post-tectónica de esta fase deformatoria, pues la mayoría de ellos intruyen hasta el Volcánico Porculla.

En el Mioceno inferior, los terrenos formados hasta entonces fueron afectados por el primer movimiento de la "Fase Quichuana" de ligera compresión, que desarrolló inclinaciones en amplias extensiones, pero que se caracterizó por un levantamiento general de los Andes en una magnitud promedio de 3,000 m. en las zona axiales. Luego sobrevino una marcada erosión que fue cubierta en la parte cordillerana, por materiales volcánicos correspondientes al Volcánico Shimbe.

En el Mioplioceno, se manifestó el segundo movimiento de la "Fase Quichuana" que marcó otro levantamiento rápido que se tradujo mayormente en fallamientos gravitacionales.

Durante el Plio-pleistoceno, el Ciclo Andino tuvo su última manifestación volcánica, en este caso a lo largo de la falla Huaypirá, emplazándose conos de piroclásticos. El material volcánico de la Formación Tambo Grande,

probablemente, ha estado influenciado por algún centro volcánico de naturaleza piroclástica.

En el Pleistoceno, se desarrollaron condiciones de glaciación en la región cordillerana; posteriormente, con la deglaciación se profundizaron los valles por la marcada incisión en las partes altas, mientras en zonas bajas, se formaban amplias llanuras aluvionales.

En el Reciente, se emplazaron grandes mantos de arena eólica en las llanuras costaneras, hasta alcanzar las partes bajas de las estribaciones andinas. Simultáneamente, se ensancharon los valles, principalmente sus tramos de llanura.

* * * * * *

B I B L I O G R A F I A

AUBOUIN J. (1972).- Chaines liminaires et chaines geosinclinales (Alpines). 24th. Int.Geol.Cong.Sect.3, p. 438-461.

AUBOUIN J., et al 1973.- Quelques problemes geologiques et geomorphologi - ques de la Cordillera des Andes.Rev.Geogr.Phys.Geol.dyn. XV (1-2), p. 207 - 216.

AUBOUIN J., BORELLO A.V.(1966).- Chaines andines et chaines alpines: regard sur la geologie de la Cordillera des Andes au parallele de l'Argentine moyenne. Bull.Soc.Geol.Fr., 7°sér.VIII,- p.1050 - 1070.

BENAVIDES V., (1956).- Cretaceous System in Northern Peru. Bull Am. Mus.Nat. Hist. Vol. 108, art. 4, p. 365.

CALDAS J., (1978).- El Complejo Metamórfico de Illescas. Bol. Soc. Geol.del Perú IV Cong. Per. Geol. Tomo N°62.

CALDAS J., PALACIOS O., PECHO V., VELA CH. (1981).-Geología de los cuadrángulos de Bayóvar, Sechura, Punta La Negra, Lobos de Tierra, Las Salinas, La Redonda y Mórrope. INGEMMET.Bol.32 Serie A.

COBBING E.J., PITCHER W.S. (1972).- The Coastal Batholith of Central Peru.- Journ. Geol. Soc. Lond. Vo. 128. pp. 421 - 460.

COBBING E.J., TAYLOR W.P., (1977b).- Segments and Super Units in the Coastal Batholith of Peru, Journ. Geol. 85, p.625-631.

CHALCO A. (1955).- Estudio Geológico preliminar de la región de Sullana - Lancones. Emp. Petrol. Fisc. Bol. Técn.N°3, p. 45-62.

DALMAYRAC B., LAUBACHER G., MAROCCO R., (1977).- Caracteres Generaux de L'- evolution Geologique des Andes Peruviens. These présentée a l'Université des Sciences y Techniques du Lauguedoc pour obtenir le grade de Docteur d'Etat.

GANSSER A., (1973).- Fracts and theories on the Andes J. Geol. Soc. 129 (2), d.fig. h.t. London p. 93-131.

IDDINGS A., OLSSON A.A.(1928).- Geology of Nortwest Peru. Am.Ass.Petrol.Geol. Bull. V.12, p. 1-39.

KENNERLEY J.B.(1973).- Geology of Loja Province Southern Ecuador Inst.Geol. Sc.Report N°23.

MARTINEZ M.,(1970).- Geología del Basamento Paleozoico en las Montañas Amotape y posible origen del Petróleo en rocas paleozoicas - del Noroeste del Perú. Bol. 1er. Cong. Lat. de Geol. Tomo II.

MORRIS R.C., Aleman A. (1975).- Sedimentation and Tectonics of midalle Cretaceous Copa Sombrero Formation in Northwest Peru. Bol.Soc Geol.Peru. T. N°48.

MYERS J.S. (1974).- Cretaceous stratigraphy and structure, Andes of Peru between latitudes 10°- 10°30' - Bull. Am. Ass. Petrol.Geol. 58, 474-487.

NEWELL N.D., TAFUR I.A. (1943).- Ordovícico Fosilífero en la Selva Oriental del Perú. Bol. Soc. Geol. Perú TOMO XIV, pp. 5-16.

NEWELL N.D. (1949).- Geology of the Lake Titicaca region Peru and Bolivia. Geol. Soc. Am. Mem. 36, 4 pl., h.t.

PARDO A. (1978).- Estratigrafía del curso medio del Río La Leche. Bol.Soc.- Geol. Perú. IV Cong. Peruano de Geol.

PITCHER W.S. (1978).- The anatomy of a batholith. Journ. Geol. Soc. Lond.Vol 135, part. 2, pp. 157-182.

REYES L. (1989).- Geologia de los Cuadrángulos de Cajamarca, San Marcos y Cajabamba, Bol. INGEMMET N°31 - Serie A.

SILLITOE R.H. (1974).- Tectonic Segmentation of the Andes: Implications for magmatism and metallogeny. Nature, Lond. 250,545.-.

STAPPENBECK R.(1929).- Geologie des Chicamatales in Nordperu und seiner A - tracithagerstatten. Geol. Paleont. Abhandt (N.F.)Bol.16 Heft. 4, p. 319.

TAFUR I. (1950).- Geología del valle de Cajamarca, Tesis Doctoral. Univ. - Nac.May. San Marcos. Lima, p.29.

TRAVIS R.B. (1953).- La Brea - Pariñas Oilfield, Morthwestern Peru. Bull.Am- Ass. Petrol. Geol. Vol. 37.p.2098.

WILSON J., REYES L., (1964).- Geología del Cuadrángulo de Pataz. Bol. Com. Carta Geol. Nac. N°9.- Serie "A".-

WILSON J., REYES L., GARAYAR J., (1967).- Geología de los Cuadrángulos de Mollebamba, Huaylas, Tayabamba, Pomabamba, Carhuaz y Huari. Bol. Serv. Geol. N°16. Serie A.

WILSON J., (en prensa).- Geología de los Cuadrángulos de Jayanca, Incahuasi, Cutervo, Chiclayo, Chongoyape, Chota, Celendín, Pacasmayo y Chepén (INGEMMET).

* * * * * *