

REPUBLICA DEL PERU

SECTOR ENERGIA Y MINAS

INSTITUTO DE GEOLOGIA Y MINERIA

---

BOLETIN No.30

Geología de los Cuadrángulos de  
San Juan, Acarí y Yauca.

Hojas: (31-m, 31-n, 32-n)

Por: Julio Caldas Vidal.



NOVIEMBRE 1978

---

Editado por el Instituto de Geología y Minería

LIMA - PERU

REPUBLICA DEL PERU

SECTOR DE ENERGIA Y MINAS

INSTITUTO DE GEOLOGIA Y MINERIA

---

---

BOLETIN N° 30

Geología de los Cuadrángulos de  
San Juan. Acarí y Yauca  
Hojas: (31-m, 31-n, 32-n)

Por: Julio Caldas Vidal



NOVIEMBRE 1978

---

Editado por el Instituto de Geología y Minería

LIMA - PERU

**Gral. Div. E.P. JUAN SANCHEZ GONZALES**  
Ministro de Energia y Minas

**ING. BENJAMIN MORALES ARNAO**  
Director del Instituto de Geologia y Minería

# Contenido

RESUMEN .....	1
<b>Capítulo I.....</b>	<b>3</b>
INTRODUCCION .....	3
Ubicación y Extensión .....	3
Accesibilidad .....	3
Base Topográfica .....	4
Trabajos de Campo .....	4
Estudios Previos .....	4
AGRADECIMIENTOS .....	6
<b>Capítulo II .....</b>	<b>7</b>
GEOGRAFIA .....	7
GEOMORFOLOGIA .....	7
Terrazas marinas .....	7
Cordillera de la Costa .....	8
Depresión Preandina .....	8
Peneplanicie Pliocénica .....	9
Frente Andino y Valles Transversales .....	9
DRENAJE .....	11
CLIMA Y VEGETACION .....	11
<b>Capítulo III.....</b>	<b>15</b>
ESTRATIGRAFIA .....	15
GENERALIDADES .....	15
PRECAMBRIANO .....	16
COMPLEJO BASAL DE LA COSTA.....	16
FORMACION CHIQUERIO .....	22
FORMACION SAN JUAN .....	23
PALEOZOICO INFERIOR .....	25

---

FORMACION MARCONA .....	25
MESOZOICO .....	27
GENERALIDADES .....	27
FORMACION RIO GRANDE.....	27
FORMACION JAHUAY .....	30
FORMACION YAUCA .....	32
GRUPO YURA .....	33
FORMACION COPARA.....	34
TERCIARIO .....	35
GENERALIDADES.....	35
FORMACION PISCO .....	36
FORMACION MILLO .....	39
VOLCANICO SENCCA .....	40
CUATERNARIO .....	42
Depósitos de Terrazas Marinas .....	42
Flujos de barro volcánico .....	43
Depósitos clásticos recientes .....	44
Dunas y Cubiertas eólicas .....	44
<b>Capítulo IV .....</b>	<b>47</b>
ROCAS INTRUSIVAS .....	47
GENERALIDADES .....	47
BATOLITO SAN NICOLAS .....	47
INTRUSIONES VOLCANICAS .....	51
Intrusivo Volcánico Bella Unión .....	52
Andesita Tunga .....	53
BATOLITO DE LA COSTA .....	54
Tonalita San Vicente .....	57
Monzonita Cobrepampa .....	58
Intrusiones menores .....	59
Efectos de metamorfismo .....	60
<b>Capítulo V .....</b>	<b>61</b>
GEOLOGIA ESTRUCTURAL .....	61
GENERALIDADES .....	61
Domo de Marcona .....	61
Plegamiento del macizo andino .....	62
Fallamiento .....	63
Tectónica reciente .....	67

<b>Capítulo VI .....</b>	<b>69</b>
<b>GEOLOGIA ECONOMICA .....</b>	<b>69</b>
<b>YACIMIENTOS METALICOS .....</b>	<b>69</b>
Depósito de Metasomatismo de Contacto de Marcona .....	70
Depósito de inyección magmática de Hierro Acarí .....	71
Mineralización de cobre relacionada con las intrusiones volcánicas cretáceas .....	72
Mineralización de cobre relacionada con el Batolito de la Costa .....	73
Paragénesis de las vetas de cobre .....	74
<b>YACIMIENTOS NO METALICOS .....</b>	<b>75</b>
Mármoles .....	75
<b>AGUAS SUBTERRANEAS .....</b>	<b>75</b>
<b>Capítulo VII .....</b>	<b>77</b>
<b>GEOLOGIA HISTORICA .....</b>	<b>77</b>
<b>BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>79</b>



## RESUMEN

---

El área del presente estudio cubre un sector de la costa comprendido entre el litoral y el flanco occidental de los Andes, su relieve es accidentado con cotas que van desde el nivel del mar hasta los 2,300 m.s.n.m.

El desarrollo morfo-tectónico alcanzado entre el transcurso Terciario-Cuaternario dió lugar a la formación de las siguientes unidades geomorfológicas principales: la Cordillera de la Costa, Peneplanicie Pliocénica, Depresión Preandina, Terrazas marinas San Juan-Yauca, y el Frente Andino y valles transversales.

La secuencia estratigráfica incluye unidades rocosas, formadas desde el Precambriano hasta el Reciente, la más antigua es el Complejo Basal de la Costa, constituido por rocas metamórficas, producto de un metamorfismo regional, cubiertas en discordancia angular por tilloides de la Formación Chiquerío y ésta a su vez por la Formación San Juan, asignándoles en conjunto una edad precambriana.

Probablemente a principios del Paleozoico inferior se acumuló la Formación Marcona y en el Ordoviciano se emplazó el Batolito de San Nicolás.

La sedimentación mesozoica se inició con una transgresión que cubrió la región durante el Jurásico superior, habiéndose desarrollado dos facies principales de acumulación: una occidental de margen de cuenca constituida por las formaciones Río Grande (Caloviano-Oxfordiano), Jahuay (Titoniano) y Yauca (Neocomiano); y otra oriental constituida por el grupo Yura.

En el Aptiano-Albiano inferior se formaron los volcánicos y grauvacas de la Formación Copara.

La transgresión del Terciario cubrió la región durante el Mioceno, acompañada por movimientos tafrogénicos, depositando la Formación Pisco. En el Plioceno, la invasión marina se extendió hasta el flanco occidental de los Andes, labrando la Peneplanicie Pliocénica, que fue seguida por una rápida regresión, acumulándose durante este intervalo la Formación

Millo y el Volcánico Sencca. Dicha regresión continuó a través del Pleistoceno y el Reciente, desarrollándose terrazas marinas, dunas de arena y abanicos aluviales.

El desarrollo estructural mesozoico-cenozoico estuvo constituido parcialmente por dislocamientos profundos, plegamientos y emplazamientos de masas plutónicas e hipabisales, y ascenso de soluciones mineralizantes.

Durante el Jurásico superior se habría desarrollado el Domo de Marcona, probablemente relacionado a la fase tectónica nevadiana. En este periodo se habría depositado el hierro de Marcona.

Durante el Cretáceo medio o superior tuvo lugar la intrusión de grandes masas hipabisales a lo largo del margen occidental de la cuenca andina, localmente conocido como Volcánico Intrusivo Bella Unión, asociado a soluciones de cobre.

Con la tectogénesis del Cretáceo tardío o principios del Cenozoico, se produjeron fallamientos de gran magnitud en la orla continental, seguidos por la ascensión de la Andesita Tunga e inicio de la intrusión de las diferentes unidades del Batolito de la Costa, asociadas a la mineralización hierro-cobre y en parte oro.

Los acontecimientos más saltantes del punto de vista morfo-tectónicos del Cenozoico son los movimientos gravitacionales del Mioceno al Plioceno y el retiro del mar, desarrollo de terrazas marinas, dunas de arena y disección de éstos por valles transversales durante el Pleistoceno y el Reciente.

## INTRODUCCION

---

El presente trabajo es una contribución a los levantamientos geológicos sistemáticos que viene realizando el Instituto de Geología y Minería, ex-Servicio de Geología y Minería, siendo una de sus metas la confección de la Carta Geológica Nacional.

Los datos que se consignan aquí, comprenden conocimientos básicos de geomorfología, estratigrafía, arquitectura de las unidades litológicas y una síntesis de las relaciones genéticas de los yacimientos minerales con las rocas.

### Ubicación y Extensión

El área cubierta por el presente mapeo geológico tiene una extensión de 4,886 Km<sup>2</sup>., y está delimitada por las siguientes coordenadas geográficas:

Longitud	:	74° 30' y 75° 26' 08"	Oeste
Latitud	:	15° 00' y 15° 42' 13"	Sur

Políticamente, la parte noroccidental del área pertenece a la provincia de Nazca del departamento de Ica; la porción nororiental, a la provincia de Lucanas del departamento de Ayacucho, y el sector oriental, a la provincia de Caravelí del departamento de Arequipa. Por el oeste se encuentra limitado por el Océano Pacífico. (Fig. 1).

### Accesibilidad

La principal vía de acceso es la carretera Panamericana Sur que cruza el área en forma diagonal de noroeste a sureste. Del Km. 489 de esta vía troncal parte un ramal asfaltado que va a las Minas de Marcona y al puerto de San Juan, que a su vez se comunican con el puerto de San Nicolás por carreteras afirmadas.

El sector noroccidental del cuadrángulo de San Juan, hasta las canteras de San Fernando, se halla atravesado por trochas carrozables, conectadas a la antigua carretera de Leguía que ingresa por la pampa de Poroma.

Entre Hierro Acarí y San Juan, existe una autopista que cruza la Panamericana Sur (Km. 519); su tramo oriental está cubierto por dunas de arena. Hierro Acarí se comunica con los campamentos de Cobrepampa y el poblado de Santa Lucía por medio de una trocha.

En el Km. 532 de la Panamericana Sur, aproximadamente hay un ramal asfaltado que va al antiguo puerto de Lomas. En el Km. 350 se inicia una carretera asfaltada a la ciudad de Acarí, comunicada con Bella Unión y Cobre Acarí por carreteras afirmadas.

Finalmente, de la ciudad de Yauca (Km. 563 de la Panamericana Sur, aproximadamente), parte una carretera afirmada que pasa por el pueblo de Jaquí (cuadrángulo del mismo nombre).

## **Base Topográfica**

Para la cartografía del presente estudio, se han utilizado las hojas fotogramétricas de San Juan (31m), Acarí (31n) y Yauca (32n), a la escala de 1:100,000 publicadas por el Instituto Geográfico Militar en 1967.

Durante los trabajos de campo, se dispuso de fotografías aéreas de la Misión Hycon a una escala aproximada de 1:75,000 tomadas en 1955; además se utilizaron fotos del Servicio Aerofotográfico Nacional, del Proyecto 6180 a la escala de 1:32,000 tomadas en 1952.

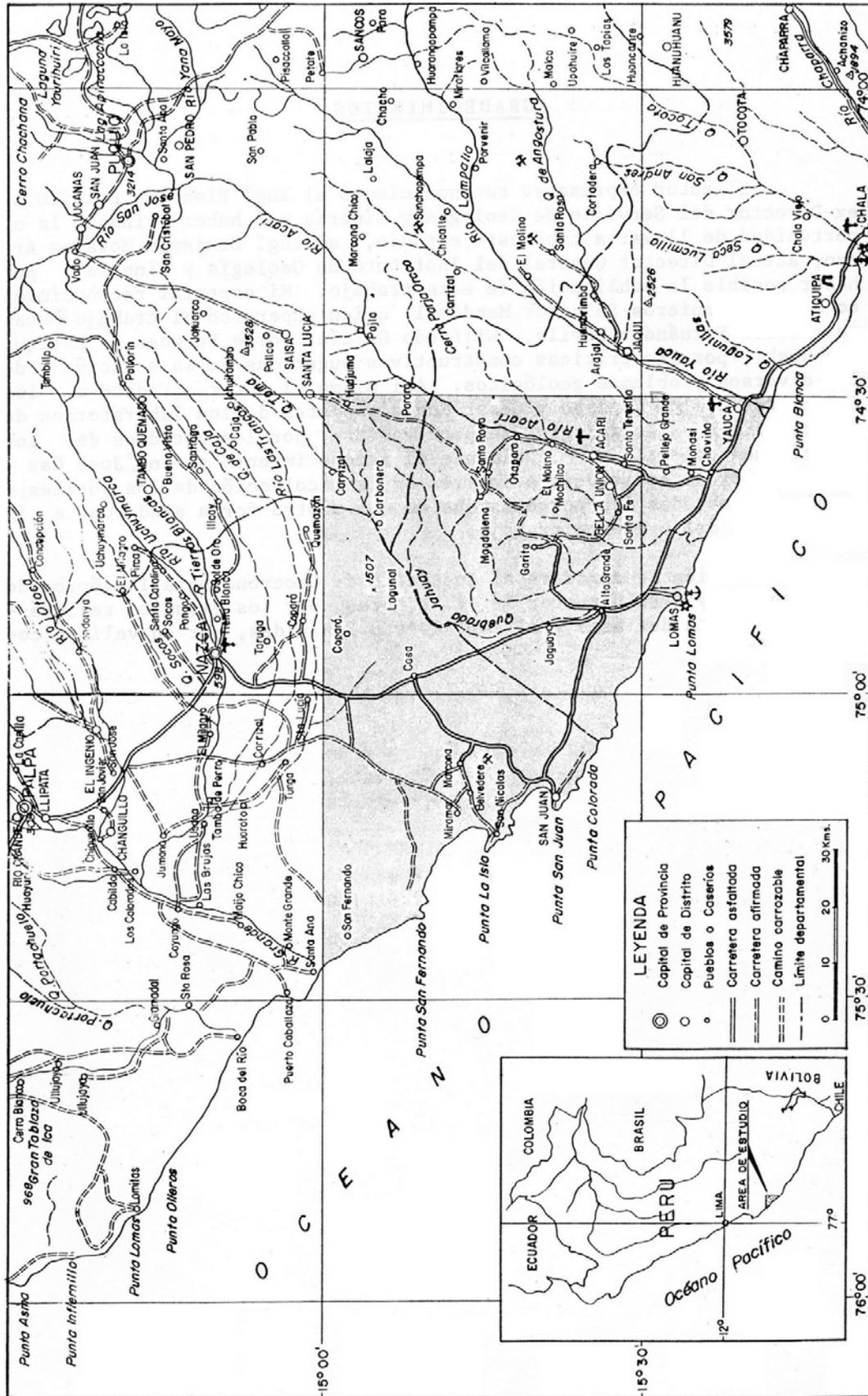
## **Trabajos de Campo**

Las labores de campo se efectuaron en varias etapas, empleándose 163 días en el levantamiento geológico propiamente dicho y 15 días en la revisión.

Durante el levantamiento de los cuadrángulos de Acarí y Yauca, se contó con la asistencia del Ing. José Castillo M., y en el de San Juan con la del Ing. Ehrik Picón M. Para los efectos de supervisión, intervinieron los Ings. Wilfredo García M. y Salvador Mendívil E.

## **Estudios Previos**

Entre los trabajos previos ejecutados en el área estudiada se tienen los siguientes: "Las terrazas marinas de la bahía de San Juan"; por BROGGI (1946); "Sobre el levantamiento Pliocénico-Cuaternario de los Andes Peruanos" por O. WELTER, (1947), "Hallazgo y posición estratigráfico-Tectónica del Titoniano en la Costa Sur del Perú" por W. RUEGG



(1961); “Rasgos morfológico-geológicos intramarinos y sus contrafuertes en el territorio continental peruano” por RUEGG (1962); “Distribución y movimiento de las arenas eólicas en el área de Yauca y Palpa” por P. GAY (1962), “Der Acarí-Plutón (Perú) als Biespiel der differentiation des tonalitischen Magmas” por DUNIN BORKOWSKI, (1970) y otros.

Además existen tesis universitarias y mapas geológicos inéditos de cuadrángulos vecinos, levantados por E. OLCHAUSKI y W. GARCIA, geólogos del Servicio de Geología y Minería, hoy Instituto de Geología y Minería. Durante la ejecución de este trabajo no se dispuso de un estudio integral previo que abarcara el área estudiada.

## **AGRADECIMIENTOS**

El autor expresa su reconocimiento al Ing. Eleodoro Bellido B., ex-Director del Servicio de Geología y Minería por haber brindado la oportunidad de llevar a cabo este estudio. al Ing. Benjamín Morales Arnao, actual Director General del Instituto de Geología y Minería. por hacer posible la publicación de este trabajo. Mi especial reconocimiento a los ingenieros Salvador Mendívil, quien supervisó el trabajo de campo, Marcos Fernández Dávila, Wilfredo García. Jorge Paredes y Enrique Olchauski, por las críticas constructivas sugeridas en la solución de los diversos problemas geológicos. Así mismo el autor agradece a los Ings. Carlos Cenzano y César Rangel, jefes de los laboratorios de petrografía y paleontología respectivamente, por los estudios de los especímenes colectados. Igualmente mi reconocimiento al Ing José Castillo M. por su constancia e interés en la recolección de los fósiles, e igualmente a todas las personas que en una u otra forma ayudaron a la realización del presente trabajo.

También se agradece al Instituto de Geocronología Isotópica de la Argentina y a su Director Dr. E. Linares, por los estudios radiométricos de rocas del área y al Ing. Alberto Benavides, por su valiosa colaboración.

## **GEOMORFOLOGIA**

El área estudiada presenta un relieve variado, que se extiende desde la línea litoral hasta las estribaciones andinas, sus cotas alcanzan hasta los 2,230 m.s.n.m. Sobresalen cinco unidades geomorfológicas principales, dispuestas en franjas contiguas y parcialmente superpuestas (Fig. 2); las que se describen a continuación:

- a) Terrazas marinas
- b) Cordillera de la Costa
- c) Depresión preandina
- d) Peneplanicie pliocénica
- e) Frente andino y valles transversales

### **Terrazas marinas**

Las terrazas marinas de San Juan-Yauca, representan una de las formas fisiográficas más impresionantes del área estudiada. Son testigos inobjctables de la acción combinada de la abrasión con el levantamiento andino (BROGGI, 1946), cuya actividad continúa aún en el presente.

Las mejores exposiciones de estas superficies de abrasión se encuentran en el área de San Juan de Marcona (Foto. No. 1), donde puede distinguirse hasta treinta, las cuales constituyen un relieve escalonado en el flanco occidental de la Cordillera de la Costa quedando sólo tramos discontinuos debido a su destrucción parcial por la erosión fluvial que actuó en condiciones climáticas muy diferentes a las actuales. Lo que ha quedado de todos estos rasgos geomórficos son las superficies de abrasión. Las terrazas de deposición se hallan mayormente destruídas, labor que ha sido facilitada por la topografía abrupta de este sector.

Entre las lomas de Marcona y Tanaca la plataforma continental probablemente presentaba un relieve bastante suave y amplio, ya que constituía la confluencia de los deltas de los ríos Yauca y Acarí y la quebrada Jahuay. Por tener un relieve subacuático más bajo, se

depositaron las terrazas sedimentarias, consistentes en materiales deltaicos retrabajados y gravas resultantes de la erosión marina. Dada la naturaleza sedimentaria en este sector, hasta el más leve movimiento eustático ha debado su huella, ejm., las pequeñas terrazas y las marcas de las eventuales líneas de playa; las cuales son claramente visibles en las fotografías aéreas.

Los levantamientos o pulsaciones deben haber sido lo bastante rápidos y continuos como para que las superficies anteriormente emergidas no fueran objeto de modificaciones por la acción marina, quedando en tierra firme un relieve escalonado sin mayor destrucción. Sin embargo, ciertos sectores de cotas bajas estuvieron sujetos a posteriores ingresos del mar por efecto de fallamientos gravitacionales ocasionando la destrucción y socavamiento de las terrazas, ejm. las terrazas de la Aguada de Lomas y Los Cerrillos.

### **Cordillera de la Costa**

Se conoce bajo esta denominación a una cadena de cerros de baja elevación que ocupa el borde continental entre Ilo y la Península de Paracas. Geológicamente, está compuesta por rocas del basamento cristalino y granitos rojos antiguos cubiertos por una costra sedimentaria paleozoica. En el área investigada, la arquitectura de esta cordillera está integrada por intrusivos y formaciones mesozoicas. Los cerros de Tunga y Huricangana son las mayores elevaciones.

Entre Chaviña y Huricangana, existe un macizo que se extiende hasta la península de Paracas, debido a un horst intensamente fallado, resultado de movimientos tafrogénicos en el borde continental actual. Su ancho es variable de un tramo a otro, así en el sector de Marcona, tiene aproximadamente 40 Km<sup>2</sup>., hacia el sureste se angosta progresivamente. A la altura de Chaviña se observa un rasgo geomórfico sumergido en el mar, gran parte del cual se trata de terrazas marinas labradas sobre este macizo, de modo que constituye un relieve escalonado e inclinado hacia el Pacífico cruzado por torrenteras y pequeñas quebradas actualmente secas.

### **Depresión Preandina**

Se denomina así a la peneplanicie comprendida entre la Cordillera de la Costa y el frente andino, hundida entre un sistema de fallas aproximadamente paralelas, con un recorrido noroeste- sureste (Foto No. 2) que corresponde a la prolongación a la llanura preandina (NEWELL, 1956), o pampa costanera, como comunmente se conoce el llano que constituye la orla continental entre Pisco y el sur de Nazca, después de las pampas de Poroma se angosta para terminar bruscamente contra el macizo de Huricangana, su recorrido es continuo entre los cerros de Tunga y Huasipara.

Esta depresión se encuentra rellena con gravas y arenas marinas y aluviales, relacionadas genéticamente al desarrollo de las terrazas marinas, que en el área materia de estudio, sólo se observan entre las pampas de Poroma y de Los Cerrillos. Más al sureste sólo existen algunas terrazas en forma de aisladas mesetas, debido a la acción destructiva de los procesos fluviales, de las cuales caben mencionarse las que conforman las pampas de Los Cerrillos, Pajayuna, Jahuay y las pampas de Bella Unión.

### **Peneplanicie Pliocénica**

Sobre las estribaciones andinas, se ha labrado una peneplanicie de abrasión, la que actualmente se encuentra disectada por los cañones de los ríos Yauca, Acarí y Qda. Carbonera con sus respectivos afluentes. Fue reconocida y estudiada por O. WELTER (1947), quien la denominó “Planicie Pliocénica”, correlacionándola con la “Superficie Puna” de MC LAUGHLIN. También ha sido denominada “Plataforma Costanera” (BELLIDO 1960 y MENDIVIL 1960). Según O. WALTER, dicha superficie cubre una extensa área, comprendida entre Mollendo y las cercanías del Departamento de Lima.

En el área estudiada, sólo se distingue un sector (Foto No. 2), ya que en gran parte está cubierta por los tufos Sencca (MENDIVIL 1965). (Foto. No. 10). Este rasgo geomórfico sobresale como una especie de repisa, al noreste de la depresión preandina en el sector nororiental del cuadrángulo de Acarí; asimismo se observa un remanente aislado sobre la cordillera de la Costa, entre los cerros Taquila y Achupalla, que hacia el este termina contra la escarpa de la falla Tunga.

Otra característica de la peneplanicie pliocénica es su leve inclinación hacia el occidente, siendo más notoria al oeste de los cerros Copara donde debido a un fallamiento longitudinal paralelo a la falla de Tunga, se hunde en la depresión preandina antes descrita (Foto Nos. 2 y 10). En este lugar, se encuentran conglomerados y areniscas con fósiles marinos, lo que atestigua una abrasión marina, pero hacia el este debe haber lugares donde se cofunden con superficies de erosión continental (probablemente Superficie Puna).

### **Frente Andino y Valles Transversales**

Con este nombre se denomina a la superficie de mayor pendiente, comprendida entre la Peneplanicie Pliocénica y la Depresión Preandina, resultado del fallamiento longitudinal a lo largo del borde del frente andino, y de la disección transversal ocasionada por los ríos y quebradas que bajan del macizo andino.



El socavamiento de los cursos de agua se desarrolló durante la deglaciación pleistocénica en la región cordillerana, dotando a las corrientes de un vigoroso poder erosivo. Posteriormente, en una época lluviosa, la erosión fluvial se hizo activa y dió como resultado el desarrollo de una intrincada red dendrítica que disecta los flancos de los valles principales.

El frente andino es una superficie irregular de tendencia general N 45° O, e inclinada al oeste, donde los valles transversales lo cortan con secciones típicas en V y con una dirección promedio de N 30° E, siendo las principales las de Acarí y Yauca y las profundas quebradas de Carbonera y Trancas.

## **DRENAJE**

Los únicos cursos de agua permanente que cruzan la región son los ríos Yauca y Acarí, paralelos entre sí, con un rumbo general de N 15° E. El primero nace en las alturas de Chaviña, y el segundo en las lagunas de Yaurihuirí, localidades del departamento de Ayacucho. Ambos ríos han labrado profundos cañones con típicas secciones en V, aunque los cursos inferiores tienen los fondos planos con flancos de terrazas aluviales, desarrolladas sobre las terrazas marinas y unidades geomorfológicas más antiguas.

Hacia el norte, la confluencia de las quebradas Carisulluyoc o Carbonera y Trancas da lugar a la formación de la quebrada Jahuay, cuyo acuífero recibe un escaso aporte de agua.

Además de los cursos principales, se tiene numerosas y pequeñas quebradas desarrolladas durante y después del Pleistoceno, que en conjunto dotan a la región de un sistema de drenaje dendrítico.

También en la Cordillera de la Costa se han formado quebradas que bajan tanto al Pacífico como a la Depresión Preandina.

## **CLIMA Y VEGETACION**

La región posee un clima cálido y seco, común en la costa peruana. Durante los meses de verano se advierte una aridez extrema, su litoral es fresco gracias a la refrigeración dada por las brisas marinas que soplan del sureste; en los Valles Transversales y la Depresión Preandina, el calor es sofocante, la circulación eólica es mínima, a lo cual se añade la irradiación solar ocasionada por las masas de arena.

Durante el invierno, las áreas de cotas son menores de 1,000 m. se cubren de una espesa neblina dando al ambiente una humedad relativa de 100% acompañada de finas precipitaciones dando lugar a la formación de las llamadas “Lomas”. Las más notables se hallan en San Fernando, Bajada de Lechuza y las Lomas de Marcona, que sirven para el pastoreo de animales domésticos. En estas épocas, se desatan vigorosas corrientes eólicas tipo “paracas” cargadas de neblina y arena, cuya intensidad es mayor a lo largo de la Depresión Preandina, en las pampas de Poroma se desvían al este, alimentando a las dunas de los cerros Copara.

La agricultura se desarrolla en los valles de los ríos Acarí y Yauca y en pequeña escala en la quebrada Carbonera (con agua subterránea), cuyos pobladores se dedican a la plantación de olivares, árboles frutales y al cultivo de productos de panllevar. Además en estos lugares se desarrollan árboles silvestres, el más notable es el molle.

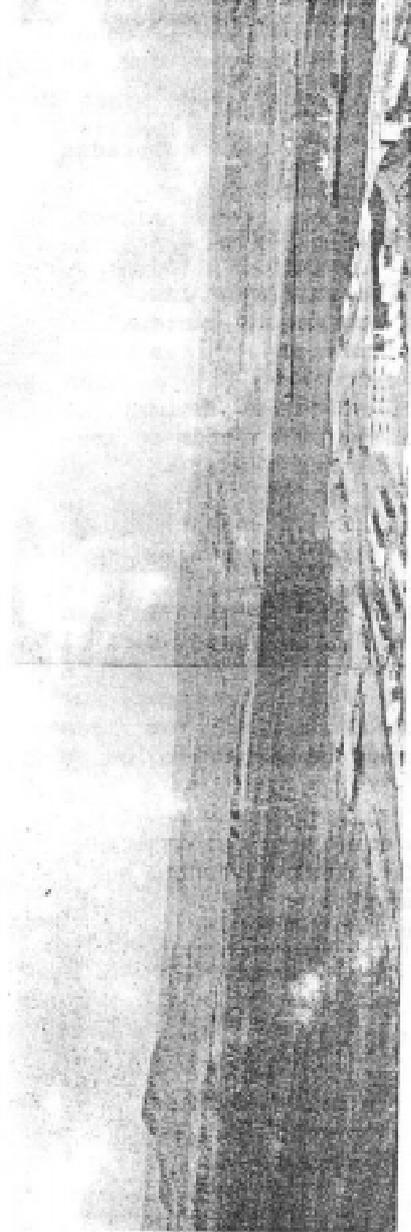


Foto No. 1.- Vista parcial de la bahía de San Juan con las terrazas marinas labradas sobre la Cordillera de la Costa.



Foto No. 2.- Vista panorámica que muestra el fondo izquierdo, la Cordillera de la Costa (macizo de Huricangana), la Depresión Preandina (cubierta con neblina) y el Frente Andino con capas sub-horizontales de la formación Copara, intruida por el Volcánico Bella Unión. (fondo derecho).



## **GENERALIDADES**

En la región estudiada se exponen diferentes unidades litológicas: sedimentarias, metamórficas e ígneas, con edades que van desde precambrianas hasta recientes (ver columna geológica. Fig. 3).

Las unidades más antiguas de la columna estratigráfica están constituídas por rocas de metamorfismo regional, compuestas entre otras por esquistos, metaarcosas, gneises, migmatitas y granitos, que se agrupan dentro del Complejo Basal de la Costa.

Suprayaciendo al complejo cratónico se tiene una secuencia metasedimentaria de origen glacial probablemente precambriana, que se ha denominado formación Chiquerío, la cual marca un registro climatológico muy significativo en los acontecimientos geológicos.

Las formaciones calcáreas premesozoicas se han dividido en dos unidades principales: la más antigua denominada Formación San Juan, de edad probable precambriana superior y la más joven, Formación Marcona, del Paleozoico inferior?, ambas separadas por una discordancia angular.

Entre las unidades mesozoicas comprendidas entre el Caloviano y el Neocomiano, se pueden distinguir dos facies de acumulación bien marcadas: la primera occidental de margen de cuenca, formada de abajo a arriba por las formaciones Río Grande, Jahuay y Yauca y la segunda oriental constituída por el grupo Yura. La secuencia mesozoica más joven reconocida, es una serie volcánico-sedimentaria denominada Formación Copara, de edad Aptiano-Albiana inferior.

El Terciario se encuentra representado por los estratos supramiocenos de la Formación Pisco, de ambiente marino, seguidos hacia arriba por depósitos continentales de edad pliocena constituídos por la Formación Millo y el Volcánico Sencca.

Finalmente, en el Pleistoceno comenzaron a depositarse terrazas marinas, flujos de barro y a desarrollarse dunas de arena, acumulándose también depósitos aluviales.

## **PRECAMBRIANO**

### **COMPLEJO BASAL DE LA COSTA**

Esta denominación fue introducida por E. BELLIDO y S. NARVAEZ (1960) para las unidades de metamorfismo regional que se exponen en la costa sur del Perú. Está compuesto por un conjunto metamórfico, cuyas relaciones mutuas resultan casi siempre difíciles de precisar, debido a la sobreimposición de diversas fases de metamorfismo regional producidos en tiempos geológicos bastante separados. W. RUEGG (1962) lo había denominado localmente como Complejo de Lomas, en el presente estudio adoptamos la nomenclatura anterior por abarcar unidades de extensión regional.

Litológicamente está constituido por esquistos, metaarcosas, gneises, granitos potásicos y migmatitas.

**Esquistos.-** Los esquistos constituyen los miembros más restringidos de las rocas metamórficas en este sector del Complejo Basal de la Costa, ocupan las áreas marginales del complejo, debido en parte al hecho de haberse formado en los niveles más altos durante el metamorfismo regional. Estos esquistos constituyen la fase más joven del metamorfismo regional (J. COBBING).

Rocas de esta naturaleza han sido reconocidas en la pampa de Las Galgas en el sector de San Fernando, donde infrayacen a la Formación San Juan, su composición es: 42% de plagioclasa y 30% de cuarzo; como accesorios 15% de biotitas, 9% de plagioclasa, trazas de zircón y sagenita. Sus tonos varían de gris oscuros a negruzcos.

Esquistos sericíticos se exponen a unos 2 Km. al sur de la mina La Justa, la textura es direccionada y los minerales esenciales son cuarzo y sericita. Se encuentran intruídos en lit-par-lit por un magma granítico, dando la apariencia de tratarse de migmatitas.

Finalmente, en Las Peñuelas, dichas rocas están constituidas por esquistos cloritosos verdes, intensamente replegadas durante dos fases de deformación, muestran un plegamiento ptigmático con núcleos de cuarzo lechoso (Foto. No. 3); y, se encuentran sobrecabalgadas por gneises graníticos pertenecientes a un metamorfismo regional más profundo y antiguo que los mencionados esquistos.

**Gneises.-** En el área de estudio, rodeando los límites superficiales del Complejo Basal de la Costa, se exponen ortogneises graníticos gris-rosados, mostrando en ciertos lugares relictos de metaarcosas por lo que puede tratarse, parcialmente, de paragneises.

La composición mineralógica de los ortogneises varía de un sector a otro, siendo predominantemente graníticos, de tintes rosados a asalmonados por la presencia de ortosa-

EDAD	FORMACION	COLUMNA ESTRATIGRAFICA	DESCRIPCION	ESPESOR EN MTS
Reciente			Depósitos eólicos compuestos por dunas y cubiertas de arena limo y polvo. Conglomerados y fanglomerados con matriz areno-limoso.	± 300
Pleistoceno			Tarrazas marinas sedimentarias formadas por conglomerados y arenas insonalidades y tufos redepositados, flujos de barro de origen volcánico consistentes en materiales tufáceos, cenizas con limos y arcillas grises. <i>DISC.</i>	± 50
Plioceno	Volcánico Senncca		Tufos riolíticos y dacíticos blanco-rosados en bancos tabulares, variando a ignimbritas con inclusiones rocosas y vidrio volcánico.	± 50
Mio-Plioceno	Fm. Millo		Conglomerados y areniscas poco compactadas, variando a facies marinas en sus límites occidentales. <i>DISC. ANG.?</i>	± 3
Mioceno	Fm. Pisco		Areniscas amarillentas intercaladas con tufos y cenizas redepositadas en el mar, margas y calizas bioclásticas, arcillas bentoníticas, diatomitas, conglomerados coquinaferos, areniscas ferruginosas y coquinas en la base. <i>DISC. ANG.</i>	± 500
Albiano Aptiano	Fm. Copara		Potentes aglomerados dacíticos y andesíticos gris-morados, tufos rojos y brechas volcánicas y grauvacas Interposiciones de areniscas y grauvacas violáceas, lutitas rojas astilladas y dacitas tufáceas gris-azuladas a marrones. Calizas fosilíferas con abundantes nódulos de chert. Alternancia de dacitas porfiríticas marrones con areniscas rojas, lavas afaníticas con estructura fluidal.	± 1000
Neocomiano	Fm. Yauca		Cuarzitas blanca rosadas con estratificación cruzada intercaladas con lutitas rojas, verdes y gris-negras, derrames andesíticos gris-azulados. Secuencia monótona constituida por alternancia de areniscas cuarzíticas blancas y lutitas multicolores fácilmente flexibles, abundantes restos de plantas fósiles. Delgadas capas de calizas azuladas.	± 1,500
			<b>Intrusiones volcánicas y demás hipabisales</b>	
Titoniano	Fm. Jahuary		Gruesas areniscas calcáreas, conglomerados y potentes calizas fosilíferas con lentes de areniscas y conglomerados. Areniscas y conglomerados rajizos, calizas violáceas alternadas con flujos andesíticos gris verdosos y afanitas epidotizadas. Calizas gris-marrones con sills de andesito porfirítico. Aglomerados volcánicos y lavas brechoideas en la base.	± 1,000
Oxfordiano Caloviano	Fm. Río Grande		Areniscas marrones y calizas moradas intercaladas con brechas volcánicas de materiales afaníticos rojos y verdes, areniscas faldespásticas gris-verdes y lutitas rojas. Frecuentes alternancias de grauvacas. Calizas areniscosas y areniscas calcáreas de tonos beige intercaladas por brechas y grauvacas; flujos brechoideos verdes y lavas afaníticas. Conglomerados intratramontales, areniscas y lutitas rojas. Calizas moradas y areniscas calcáreas gris-verdes con abundantes bafalópodos, braquiólidos, lamelibranquios y restos de corales. Calizas violáceas areniscas faldespásticas y lutitas rojas alternadas con lavas andesíticas grises. Lavas andesíticas y dacíticas marrones porfiríticas intercaladas con calizas fosilíferas. Derrames morados amigdaloides con hematita y calcita. Conglomerado hornfelsico.	± 4,000
Paleozoico inf?	Fm. Marcona		<i>DISC. ANG.</i> Rocas de metamorfismo de contacto: hornfels filiticos, cuarzitas azuladas; calizas areniscosas silicificadas moradas en bancos potentes alternando con pizarras. Hornfels conglomeradicos con cantos calcáreos.	± 1,500
Precambriano	Fm. San Juan		Calizas blancas dolomíticas en capas delgadas con alternancias de esquistos biolíticos. Esquistos cloríticos y talcosos.	± 3,000
	Complejo Basal de la Costa		Gruesos paquetes dolomíticos y calizas marmalizadas y zonas granitizadas Tillolitas con bloques de rocas del Complejo y dolomitas tectónicamente deformadas matriz oscura predominante. <i>DISC. EROS. ANG.</i> Ortogneis, paragneis, migmatitas, esquistos y meta-arcosas. Granitos miloníticos (augen gneises). <b>Batolito de San Nicolás</b> Varias fases de metamorfismo regional.	

Fig. 3.- Columna geológica generalizada del área estudiada.

microclina pertitzada en forma de ojos o lentes y granos de cuarzo provenientes de la neoformación de este mineral a partir de otros primarios, dentro de una matriz cuarzo-feldespática de grano fino. En otros sectores, la roca tiene composición granodiorítica por la presencia de plagioclasa y ortosa, en forma de bandas claras alternadas con segregaciones de minerales máficos oscuros.

Los gneises se encuentran atravesados por diques básicos, de por lo menos dos generaciones de emplazamiento. Los diques más antiguos, sintectónicos tuvieron su emplazamiento en las fases tardías de la gneisificación, ya que parcialmente fueron asimilados y deformados mecánicamente junto con el gneis granítico, formándose parcialmente anfibolitas en los contactos (Foto No. 4). En Las Peñuelas, la movilización de los diques básicos fue parcialmente contemporánea con la segregación de sílice que intruye en forma de diques de cuarzo a todo el conjunto, gneis, diques básicos y cuarzo fueron luego replegados, probablemente en las fases finales del metamorfismo regional o durante un ciclo tectónico posterior e independiente. Diques básicos similares se encuentran emplazados en todas las rocas metamórficas del basamento cristalino sin mostrar ninguna deformación posterior (Foto No. 5) y por lo tanto constituyen diques post-tectónicos.

Además, los gneises contienen diques de pegmatita, compuestos en unos casos por un agregado de ortosa-biotita-cuarzo y en otros ortosa-muscovita-cuarzo.

**Migmatitas.-** En los sectores transicionales entre los gneises y granitos gneisoides tienen ocurrencia las migmatitas. Megascópicamente consisten en finas bandas petrográficamente diferenciables: una compuesta por materiales melanocratos o “paleosoma” en un estado más o menos metamórfico compuesto de biotita, sericita y otros minerales oscuros, la parte leucocrata o “neosoma” está integrada por un agregado cuarzo-feldespático.

**Granitos gneisoides.-** Ocupando aproximadamente el sector central del Complejo Basal de la Costa se hallan emplazados una serie de granitos potásicos gneisoides, con ciertas franjas milonitizadas, los contactos con los gneises son bastante imprecisos porque pasan imperceptiblemente de una unidad a otra en el término de unas cuantas decenas de metros. Estos granitos cubren aproximadamente el 60% de la exposición superficial del basamento cristalino en el área estudiada.

Las observaciones de campo inducen a pensar que los gneises de la cubierta son simplemente techos colgantes de una gran masa granítica emplazada a gran profundidad y tanto los gneises como los granitos gnéisicos son expresiones del mismo proceso, donde el metamorfismo regional de alto grado y la granitización sintectónica estuvieron íntimamente ligados. Esta consideración está basada en la ausencia de contactos intrusivos, el paso es gradacional de una unidad a otra, la foliación que afecta a los gneises se repite también en los granitos gneisoides, siguiendo el mismo sentido pero en forma menos definida. Por lo tanto



Foto No. 3.- Esquistos verdes con plegamientos ptigmáticos y núcleos de cuarzo. Las Peñuelas.

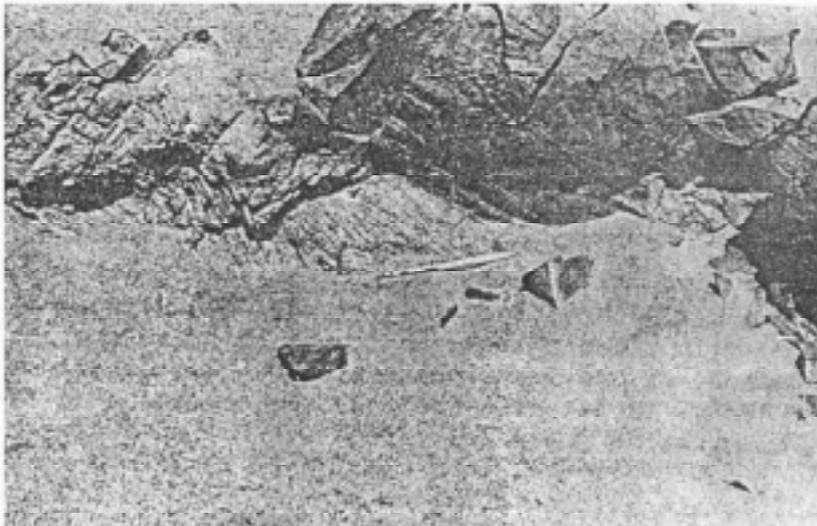


Foto No. 4.- Dique sintectónico básico, reabsorbido por el gneis granítico, con generación de anfibolita en el contacto. 2 km. al sureste de la Bahía de San Juan.



**Foto No. 5.-** Ortogneis granítico cruzado por diques básicos post-tectónicos. Las Peñuelas.



**Foto No.6.-** Tilloide de la formación Chiquerío, con litoclastos de gneis y mármoles dolomíticos englobados dentro de una matriz metamórfica oscura pelítica de 1.5 km. al noreste de Punta Chiquerío.

los esfuerzos que acompañaron a la granitización sintectónica y al emplazamiento de los granitos fueron los mismos, donde los últimos serían el resultado de una granitización más completa.

La mejor exposición del granito milonítico se encuentra en punta de Lomas, tratándose en realidad de un augen gneis amarillento, mesócrta, la foliación es bastante definida con dirección N 60° O, y buzamiento de 50° al sureste. Los porfidoclastos está constituidos por ojos de ortosa y cuarzo elongados en la dirección del menor esfuerzo, de modo que se han mantenido a la acción de la granulación, responsable de la fábrica de la matriz milonítica (mayormente micácea, en parte proveniente del desgaste de las aristas de los cristales de ortosa y cuarzo). Los feldespatos tienen formas subesféricas o elipsoidales y los granos de cuarzo han sufrido mayor deformación, con efectos de flujo en medio sólido.

Visto al microscopio, los cristales de ortosa están microclinizados y en sectores pertitizados, ocupando 41% de la playa, el cuarzo ha fluído en un medio sólido fracturándose, y la matriz milonítica ha sufrido una neomineralización contemporánea a este proceso, siendo la biotita de tono verde brunáceo el mineral principal, seguido en importancia por la plagioclasa, minerales opacos y zircón, así como por granos de cuarzo secundario.

La composición mineralógica de los granitos varía de un sector a otro, una muestra proveniente de las lomas de Marcona contiene 40% de ortosa perítica, 30% de plagioclasa (oligoclasa) y 20% de cuarzo hialino de tono ligeramente azulado, los minerales accesorios son biotita, esfena y zircón con desarrollo secundario de calcita, sericita y clorita; un granito proveniente de la playa Yanyarina, muestra ortosas albitizadas casi en su totalidad, mostrando sólo vestigios de ortosas originales, los minerales esenciales son plagioclasa (albita) y cuarzo, y los minerales accesorios y secundarios son los mismos del caso anterior.

En ciertos sectores, los granitos presentan signos de haber sufrido cizallamientos posteriores a la fase principal de deformación, o cuando la granitización sintectónica había completado su formación. Así en el sector oriental del cerro Tres Hermanas, se encuentra un granito cizallado por una segunda fase, donde la foliación primaria del granito y el cizallamiento posterior forman un ángulo de 30°.

**Edad y Correlación.**-El Complejo Basal de la Costa, en realidad no constituye un cratón aparte del Escudo Brasileiro, sino por el contrario, ambos están intercomunicados por debajo de los Andes, ya que así lo demuestran los últimos trabajos de geología regional llevados a cabo por el Instituto de Geología y Minería.

Para determinar las edades relativas de las principales rocas metamórficas e ígneas de la región, se enviaron especímenes al Instituto de Geocronología y Geología Isotópica de la Argentina, cuyo director el Dr. E. Linares, ordenó gentilmente efectuar las dataciones por K-Ar y luego por Rb-Sr, la datación Rb-Sr es más cercana a la realidad de campo. Dos

muestras de gneis del cerro Tres Hermanas dieron cifras de  $1424 \pm 70$  M.A. y  $1307 \pm 65$  M.A., una muestra de granito poco deformado y otra de anfibolita arrojan  $809 \pm 40$  M.A. y  $970 \pm 45$  M.A. respectivamente, indicando cierta proximidad de generación para dichas rocas; finalmente, 3 granitos miloníticos (augen gneis) dieron  $631 \pm 30$  M.A.,  $681 \pm 30$  M.A. y  $540 \pm 27$  M.A., cifras que están acordes con una deformación posterior de los granitos.

Por otro lado, una isocrona de roca total por Rb/sr sobre gneises de facies de granulita entre Quilca y Marcona da una edad de  $1811 \pm 99$  M.A., (COBBING, et.al.1977), cuya diferencia con las cifras anteriores podría significar diferentes fases de metamorfismo regional, como se anotó anteriormente, los futuros estudios específicos son los que darán más luces a un problema tan significativo de la Geología del Perú.

## **FORMACION CHIQUERIO**

Con este nombre se describe en el presente trabajo a una secuencia clástica de origen glacial, mejor expuesta entre punta Chiquerío y alrededores de San Juan.

La serie yace en discordancia angular sobre gneises y granitos del complejo metamórfico infrayacente. Litológicamente consiste en paraconglomerados o fangolitas guijosas laminadas, constituídas por laminaciones oscuras finas de fangolitas, con espesores que fluctúan entre 0.5 mm. y 10 mm., alternadas con delgadas capas de limos y areniscas distinguibles por la erosión diferencial que las destaca y por el lavado en los acantilados.

La característica principal de esta formación es que las laminaciones constituyen la matriz de un conglomerado recristalizado a hornfels (si así puede llamarse) y por englobar en proporción predominante a litoclastos de gneises y granitos del substratum. Los diámetros de los litoclastos varían entre 3 mm. y 30 cm., siendo común la presencia de bloques subredondeados que llegan hasta 1 m. de diámetro. Debido a estas características, esta formación puede clasificarse como un tilloide, aunque podría tratarse de una tillita.

Estos materiales se habrían depositado en un mar próximo a casquetes glaciares (W.S.PITCHER), presentan una estratificación gradada vertical en los diferentes niveles y arcillas varvadas engloban bloques que tienen el eje mayor transversalmente a las capas, y deforman con su peso la estratificación, siendo estas características las evidencias más concluyentes de la acción del hielo glacial.

En la mayor parte de la secuencia estimada en unos 100 a 800 m. los litoclastos son gneises y granitos gneisoides, en los niveles superiores aparecen algunos cantos subredondeados de mármoles dolomíticos blanco amarillentos, los cuales van aumentando hacia el techo (Foto. No. 6) y encontrándose asociados en este caso a delgadas lentes de rocas similares. Según el Dr. PITCHER, la ocurrencia de la dolomita es muy común en este tipo de depósitos.

Las laminaciones hornfelsicas, principalmente de las porciones inferiores, han sufrido encorvamientos por acción de la caída de bloques, modificados por un plegamiento bastante apretado en algunos niveles.

Estudiadas las tillitas al microscopio, se destacan minerales de feldespato y cuarzo como predominantes, seguidos en importancia por esfena, sericita, zircón epídota y sagenita y como mineral secundario clorita, aunque no es raro encontrar porfidoblastos de calcita. Además se observan litoclastos de cuarzo, ortosa, plagioclasa y microclina.

En pocos lugares puede observarse el contacto con la Formación San Juan, suprayacente debido al intenso fallamiento regional que afecta a las rocas. Sin embargo, se tiene muestras de una transición, dado que los litoclastos y lentes de dolomita del tilloide son muy similares a los mármoles dolomíticos de la formación suprayacente, debido a que durante la depositación de los tilloides, existían condiciones para la formación y acumulación calcárea, continuando la depositación en mayor magnitud al retiro definitivo de los casquetes glaciares.

Remanentes delgados de la Formación Chiquerío se encuentran en las áreas próximas a las canteras de San Fernando, en el sector comprendido entre la quebrada de Jahuay y la playa de Las Peñuelas (Chaviña).

Por otro lado, en el corte de la quebrada Jahuay (Km. 519 de la carretera Panamericana), yace una serie consistente en esquistos gris verdes y filitas negras, que a su vez infrayace en discordancia angular al conglomerado basal de la Formación Marcona. Aguas abajo, en contacto fallado con el mismo granito, se encuentra unas calizas margosas de tonos negruzcos. Es posible que pertenezcan a los niveles superiores de los esquistos y filitas mencionados, por el hecho que incluyen cantos del mismo granito.

Se supone tentativamente a este conjunto de rocas como equivalentes laterales de los tilloides de la Formación Chiquerío, probablemente en forma lenticular, ya que en las proximidades aflora aisladamente una pequeña porción de tales rocas. Los esquistos y pizarras de la quebrada Jahuay así como los tilloides de Chiquerío suprayacen en discordancia al Complejo Basal de la Costa.

**Edad y Correlación.**- La Formación Chiquerío es única en el Perú por sus características litológicas y su posición estratigráfica, por lo tanto no es correlacionable con otra unidad. En el presente informe se le considera como perteneciente al Precambriano superior.

## **FORMACION SAN JUAN**

En aparente contacto gradacional sobre la Formación Chiquerío, descansa una secuencia predominantemente calcárea recrystalizada por metamorfismo térmico, sobreimponiéndose a un metamorfismo regional de bajo grado. En el presente trabajo se la

denomina Formación San Juan, por considerarse diferente y más antigua que la Formación Marcona, en razón de su litología, estilo estructural y posición estratigráfica que se discuten más adelante.

Litológicamente se compone de tres miembros principales :

**- Miembro inferior.-** es de naturaleza calcárea, empieza gradacionalmente con capas delgadas de esquistos calcáreos de tonos grises y rosados claros con superficies bastante lustrosas, seguidas hacia arriba por potentes estratos de mármoles dolomíticos de grano fino, blanco amarillentos e intensamente fracturados por procesos tectónicos.

En el sector de San Fernando y proximidades de Chaviña, dichos horizontes consisten en mármoles blancos bien recristalizados y calcita, presentando en ciertos niveles un aspecto sacaroideo, muestra una notable foliación con hilillos de clorita que le da a la roca una naturaleza esquistosa. También se presentan interposiciones de margas y turbiditas calcáreas replegadas disarmónicamente con respecto a los demás paquetes (probablemente por efectos de despegues, durante un vigoroso plegamiento). En San Fernando, las porciones totalmente marmorizadas constituyen canteras de explotación con fines industriales.

Una muestra proveniente de las proximidades del faro de San Juan presenta signos de intenso plegamiento en dimensiones decimétricas, como las que afectan a la Formación Chiquerío infrayacentes. Estudiada al microscopio, destacan en cantidades apreciables porfidoblastos de muscovita y clorita, y escaso desarrollo de epídota y sericita, rodeados todos por una matriz de calcita microgranular y pulverulenta. La estructura es bandeada, muestra además un metamorfismo dinámico-termal.

**-Miembro intermedio.-** Es de naturaleza pelítica transformada a esquistos de bajo grado, se halla en contacto nítido con el miembro inferior. La roca original debió ser una secuencia lutácea alternada con algunas capas delgadas de areniscas, las que contienen marcas de oleaje.

Este miembro muestra un plegamiento disarmónico de mayor intensidad con respecto a las capas superiores, y probablemente haya sido objeto de despegues. En las proximidades de la desembocadura del río Grande, el grosor de la serie se hace mucho mayor, posiblemente por estar repetida varias veces con capas invertidas (Foto No. 7), P.35 en las inmediaciones de las puntas San Fernando y El Cenicero la secuencia no parece ser mayor de 500 m. de espesor. En San Fernando, el miembro intermedio consta de una sección inferior consistente en esquistos sericíticos gris-blanquecinos y una superior clorítica verde-azulada.

**-Miembro superior.-** consiste en calizas dolomíticas blanco-beige de grano fino, deformadas cataclásticamente (en algunos sectores una de estas capas presenta una estruc-

tura de mosaico debido al intenso brechamiento de la roca). Los fragmentos se encuentran soldados por el mismo material calcáreo.

El contacto con el miembro intermedio es gradacional, con alternancias delgadas de esquistos cloritosos en las porciones inferiores pasando hacia arriba a paquetes dolomíticos gruesos.

La Formación San Juan, presenta plegamientos decimétricos y mayormente volcados con estructuras de imbricación, como un “melange” con elementos de la formación del complejo metamórfico (nuevamente metamorfizado), tal como el que se expone a unos 6 Km. al este de la Bahía de San Juan. Esta estructura indica una deformación en la dirección NE-SO, encontrándose afectada por una tectónica de fallamiento en bloques que ha dado lugar a una estructura caótica.

La potencia de la formación se estima que pasa los 3,000 m.

**Edad y Correlación.**-La Formación San Juan al igual que la Formación Chiquerío son únicas por su naturaleza y posición, no pudiendo correlacionarla con otras unidades por ahora. Deben ser por los menos de edad precambriana superior, ya que son más antiguas que la Formación Marcona, suprayacente, intruída por el Batolito San Nicolás. La determinación radiométrica K-Ar da una edad ordoviciana (W.S.PITCHER).

## **PALEOZOICO INFERIOR**

### **FORMACION MARCONA**

Según trabajos anteriores, se denominó Formación Marcona a toda una secuencia calcárea premesozoica, que se expone en la región de San Juan, incluyendo las formaciones Chiquerío y San Juan antes descritas. En la presente investigación solamente reconocemos con este nombre a la serie superior, vinculada especialmente a los depósitos de hierro de Marcona. Se le considera más joven que la Formación San Juan por las razones que se exponen más adelante.

En la cascada de la quebrada Jahuay (Km. 519 de la carretera Panamericana), se observa un paquete de unos 30 m. de hornfels conglomerádico, con clastos redondeados de mármoles dolomíticos en una proporción predominante y considerados provenientes de la Formación San Juan que yacen en discordancia angular sobre los esquistos y filitas antes descritas. Por lo tanto, es el conglomerado basal de la Formación Marcona, ya que está cubierto por calizas silicificadas marrones, iguales a las que se exponen en los alrededores del pozo El Jahuay y que por el noroeste se propagan en forma continua hasta los depósitos de hierro de Marcona, formando una estructura simple y envolvente en el sector oriental del

Domo de Marcona. Estas características la diferencian de la Formación San Juan, la que ha sufrido una deformación más complicada, como se describe anteriormente. Su extensión regional llega hasta las Pampas Azules de Ica (FERNANDEZ DAVILA) en tramos discontinuos.

Los niveles inferiores consisten en potentes bancos de calizas silicificadas, cuya estratificación en la mayoría de los casos es poco distinguible debido al metamorfismo, que ha ocasionado un endurecimiento y le ha dado un aspecto masivo salvo por la presencia de hilillos de chert que han resistido este metamorfismo. Dos muestras estudiadas al microscopio corresponden a calcoarenitas marmorizadas con textura porfidoblástica y matriz recristalizada, los porfidoblastos son de dolomita-calcita y cuarzo, deformados por presión, en proporción de 50% c/u. En menor escala, se ha desarrollado plagioclasa y microlina. Toda la roca está cortada por microfracturas rellenas con limonita y cuarzo secundario.

Hacia las porciones intermedias, hay notables interposiciones de cuarcitas gris oscuras y delgadas capas de esquistos cloritosos parcialmente limonitizados.

Se desconocen las secciones superiores de la formación, ya que los diferentes ciclos tectónicos y de denudación, y la predeposición de la Formación Río Grande deben haber borrado unidades de la Formación Marcona y otras suprayacentes. Sin embargo, en los alrededores de la Mina La Justa, sobre las calizas marmorizadas, se destaca una secuencia areno-limosa recristalizada a hornfels, que contienen en las partes inferiores argilitas gris-marrones de capas delgadas, cruzadas por una esquistosidad de fractura. Estas unidades terminan hacia arriba truncadas por un fallamiento de desplazamiento de rumbo que las pone en contacto con la Formación Río Grande.

El espesor de la Formación Marcona se estima en 1,500 m.

Los cuerpos de hierro Marcona, que tradicionalmente fueron considerados como depósitos de metasomatismo de contacto genéticamente vinculados al Batolito San Nicolás, han sido interpretados por C. HUDSON como singenéticos con la Formación Marcona y removilizados en la Formación Río Grande. Sin embargo, la ubicación restringida de tales yacimientos al área de Marcona, en dos formaciones separadas por una discordancia angular, hacen pensar en un depósito epigenético y será necesario realizar estudios más detallados para determinar su verdadera naturaleza.

**Edad y Correlación.-** Autores anteriores, basándose sólo en la litología, le asignaron a la Formación Marcona diferentes edades debido a la carencia de datos paleontológicos y por el metamorfismo sufrido. Así los geólogos de la Marcona Mining Co. la consideran como del Carbonífero inferior, otros la correlacionan con la Formación Tarma de la costa sur del Perú., (BELLIDO, 1960), y también con la Formación Copacabana (RUEGG, 1967) surgiendo entonces diferentes conjeturas al respecto.

Por otro lado, se sabe que la formación está intruída por el Batolito San Nicolás, considerado emplazado en el Ordoviciano según diferentes edades K-Ar. Una muestra de adamelita central analizada en el INGEIS de la Argentina dió primero una edad de  $120 \pm 10$  M.A. (E.LINARES), otras muestras estudiadas en Inglaterra por el mismo método dieron dos pares de cifras de  $442 \pm 10.4 - 438 \pm 9.4$  M.A. y  $428 \pm 12.2 - 421 \pm 10.9$  M.A., finalmente, una datación por roca total Rb/Sr dió una edad de  $400 \pm 22$  M.A. (RIES, 1976), por lo que, la Formación Marcona tendría que ser más antigua, es decir, cambriana o precambriana.

## **MESOZOICO**

### **GENERALIDADES**

Entre las formaciones Marcona y Río Grande existe un hiato estratigráfico, producto de los diferentes movimientos tectónicos y ciclos de erosión acompañantes. En el área de estudio han desaparecido todas las unidades del Paleozoico superior y parte del inferior, que si se observan aunque en forma incompleta, en diferentes sectores de la costa sur del Perú. Asimismo faltan las unidades del Jurásico inferior a medio que se depositaron a lo largo de la orla continental, por lo que se deduce que después de la culminación de la Orogenia Herciniana, la región se habría mantenido en condiciones sub-aéreas, con una topografía bastante ondulada. El mar del Jurásico superior cubrió totalmente la región, iniciándose una acumulación clástica acompañada de un intenso magmatismo, mayormente de composición andesítica.

Regionalmente se destacan dos ambientes de acumulación clástica bien marcados; una facies occidental de margen de cuenca mayormente calcárea en las porciones inferiores y areno-limosos en las superiores, acompañadas de flujos volcánicos integrantes de las formaciones Río Grande, Jahuay y Yauca; y una de facies oriental de cuenca de naturaleza arenarcillosa correspondiente al Grupo Yura.

### **FORMACION RIO GRANDE**

Con este nombre se designa a la mayor parte de las unidades volcánico-sedimentarias que se exponen en la faja costanera del departamento de Ica y que se prolongan hasta los alrededores de Ocoña (RUEGG, 1962), así como en parte del frente andino. Según el presente estudio, las rocas pertenecientes a esta formación, se exponen formando parte de la arquitectura de la Cordillera de la Costa y una parte de la Depresión Preandina. Las unidades expuestas en el Frente Andino pertenecen a acontecimientos geológicos posteriores y emplazamientos diferentes, como se describe más adelante.

No ha sido posible precisar el espesor exacto de la formación, debido al intenso fallamiento y la cubierta reciente que dificulta la observación de estas unidades. Por este motivo, para tener una idea aunque incompleta de la litología, y encontrar las evidencias paleontológicas, se tuvo que hacer excavaciones sistemáticas, estimándose que dichos paquetes pétreos pasan los 4,000 m. de potencia.

Una de las mejores exposiciones de esta formación, se encuentra en la pampa de Los Cerrillos y al norte de la desembocadura de Río Grande, donde las capas forman un homoclinal de rumbo NE-SO buzando al noroeste. Hacia el sureste, el rumbo general es NO-SE buzando al noroeste; de tal modo que dichos paquetes rodean la porción periclinal del Domo de Marcona. La Formación Marcona infrayacente es parte integrante de esta estructura, en el núcleo se encuentra el complejo metamórfico.

El piso de la Formación Río Grande es un conglomerado basal polimítico, con clastos de todas las rocas anteriormente descritas y recrystalizadas a hornfels, que suprayacen a la Formación Marcona. En la esquina noroccidental del cuadrángulo de San Juan, dichos conglomerados yacen directamente sobre los esquistos de la Formación San Juan, sin notarse metamorfismo.

Sobre los conglomerados basales se tiene una acumulación lávica violácea de textura porfirítica y de composición mayormente andesítica, en ciertos casos se presentan minerales de calcita y hematita dentro de estructuras amigdaloides; sigue una acumulación algo monótona compuesta principalmente de calizas gris-violáceas y areniscas calcáreas gris-verde en bancos medianos con abundantes restos de corales; suprayacen esta acumulación lutitas rojas en capas delgadas con una alternancia de flujos lávicos brechoides abigarrados con litoclastos predominantemente afaníticos y hasta vítreos, de tonos rosados y verdes. Son frecuentes también areniscas feldespáticas y grauvacas de tintes rosados o grises en capas de 0.50 a 1.50 m.

Hacia la porción intermedia, la serie es predominantemente calcárea, consiste en calizas gris-violeta con tonos beige, en capas de 1 a 1.50 m. de espesor. Su granulometría varía de gruesa a fina, generalmente por recrystalización. Asociados a los bancos calcáreos ocurren gruesos paquetes de areniscas calcáreas fosilíferas de grano grueso a medio, con tintes gris-verdosos. Asimismo se presentan alternancias de flujos lávicos de tonos verdes debido a la intensa cloritización de los materiales volcánicos y lutitas bituminosas sumamente astillosas en capas bastante delgadas. Hacia arriba se observan interposiciones de tufos y cenizas redepositadas con calizas dacíticas blancas grisáceas y traquitas porfiríticas anaranjadas.

Desde la mitad de la serie hasta el techo, la secuencia se hace más arenácea de coloración predominantemente rojiza, con partículas más grandes que los horizontes inferiores. En esta secuencia prevalecen las lavas brechosas abigarradas en capas de 2 a 3 m. y

lutitas rojas en láminas delgadas, asociadas a bancos delgados de calizas gris-azuladas y afanitas verdes.

A partir de la pampa de Jahuay, hacia el sureste, las acumulaciones se hacen cada vez más volcánicas predominando andesitas porfiríticas moradas, que frecuentemente alternan con areniscas feldespáticas y grauvacas marrones de matriz calcárea y conglomerados intraformacionales, además ocurren areniscas calcáreas, como se aprecia en la pampa del Pongo. En este lugar sobre los metacalcáreos de la Formación Marcona yace una acumulación andesítica alternada con una capa de arenisca gris-violácea con ammonites del Jurásico superior. En la garganta del río Acarí, cerca a Chaviña, sobre la Formación San Juan se tiene una gruesa acumulación de volcánicos andesíticos gris-marrones, seguidos hacia arriba por metasedimentos de tonos marrones.

Los restos de plantas y la frecuente presencia de corales, indica una sedimentación en un mar de condiciones someras y cercanas a ambientes litorales. Es probable que las eyecciones lávicas se produjeran a través de grietas submarinas o arcos desarrollados en una franja hoy cubierta por el mar, de modo que las corrientes lávicas se depositaban conjuntamente con la acumulación clástica. Asimismo, las frecuentes alternancias de areniscas feldespáticas y grauvacas, indican ciertas áreas positivas cercanas y movimientos verticales de la cuenca de sedimentación.

Por otro lado, el enorme espesor de depósitos predominantemente calcáreos en el sector de Marcona, se adelgazan progresivamente hacia el sureste y pasan a facies volcánicas, lo que sugiere la existencia de una especie de artesa o cuenca estructural dispuesta transversalmente a la tendencia andina.

Toda la secuencia descrita se encuentra cruzada por un sistema de diques de andesita porfirítica con cristales grandes de plagioclasa de bordes corroídos dentro de una pasta afanítica. Las mismas rocas están en forma de sills y también se tiene diques y sills diabásicos gris oscuros, que invaden principalmente los niveles inferiores de la formación.

Al igual que los sedimentos paleozoicos, la Formación Río Grande aloja dentro de sus estratos menas de hierro de baja ley y con azufre, debido a un metasomatismo de contacto. Las capas receptoras de las soluciones mineralizantes fueron principalmente las calizas y areniscas calcáreas reemplazadas selectivamente, por lo que es posible observar aún la textura original de dichas rocas. La mineralización se considera genéticamente relacionada a una dacita porfirítica, posiblemente como apófisis de un intrusivo mayor.

**Edad y Correlación.-** La Formación Río Grande, pese a su enorme potencia contiene pocos fósiles diagnósticos. En la pampa del Pongo, ubicada a 10 Km. al sureste del pozo El Jahuay, se han colectado los siguientes especímenes: *Phylloceras* cf. *P. (Partschiceras)*

*subobtusiforme*, asociadas a *Trigonia* sp. En las Lomas de La Encañada, ubicada a 1 km. de la pampa de los Cerrillos (altura del Km. 500 de la Carretera Panamericana), se colectó; *Hibolites* cf., *H. hastatus*, *Belemnopsis* cf., *B. latesulcati*, asociados a *Astarte* sp., *Posidonia* sp., *Trigonia* sp. y *Modiola* sp. Todos los especímenes fueron determinados por el Ing. C. Rangel.

El *Phylloceras subobtusiforme* tiene un rango entre el Jurásico medio a superior, siendo más común en el Caloviano superior y el Oxfordiano medio de Alaska y California. Asimismo, los géneros encontrados en las Lomas de la Encañada asociados a *Belemnites*, han sido hallados en los mismos pisos de Antofagasta, Chile. En el cuadrángulo de Palpa W. GARCIA, encontró entre los horizontes basales de la Formación Río Grande el fósil *Reineckeia*, que es guía del Caloviano, razón por la cual a esta formación se le considera como perteneciente a los pisos Caloviano y Oxfordiano.

La Formación Río Grande se correlaciona con sus similares de Nazca e Ica, con los miembros Puente y Cachíos del Grupo Yura y con la Formación Guaneros de Arequipa y Moquegua.

## **FORMACION JAHUAY**

La Formación Jahuay, denominación dada por W. RUEGG (1961), fué reconocida y estudiada por primera vez en su localidad típica, a unos 2 km. al noroeste de El Jahuay (altura del km. 515 de la Panamericana Sur). A través del presente mapeo se ha determinado que unidades equivalentes se propagan por el noroeste hasta la pampa de las Treinta Libras donde se hallan cubiertas por el relleno cuaternario de la Depresión Preandina.

En la localidad típica, la serie se inicia en aparente concordancia sobre la Formación Río Grande, consistente en un aglomerado volcánico marrón con inclusiones de diferentes litoclastos redondeados y angulosos. Sin embargo, hacia el noroeste, en el sector comprendido entre las pampas de Los Cerrillos y Treinta Libras, la relación entre ambas formaciones es diferente; por un lado la Formación Río Grande sigue una dirección general NE-SO buzando al noroeste, y por otro, la Formación Jahuay suprayacente, sigue una dirección NO-SE, como ocurre en la localidad típica. En el presente trabajo se interpreta como un truncamiento de la porción periclinal del Domo de Marcona ocasionado por fallamiento de desplazamiento de rumbo y nó como una discordancia angular como lo concibió W. RUEGG (1961-1962), es decir como una evidencia de la fase nevadiana.

La porción inferior está compuesta mayormente por derrames lávicos en forma de brechas laminadas, interpuestas con flujos afaníticos verdes e interrumpidas por sills anchos de andesita porfirítica marrón, con fenocristales tabulares de plagioclasa cuyo diámetro alcanza 1.5 cm.

La sección superior es predominantemente sedimentaria, está compuesta por una secuencia mayormente arenácea con calizas fosilíferas de grano grueso, marmorizadas parcialmente, y lentes de conglomerados con gradaciones laterales. Asimismo se observa bancos de areniscas calcáreas de gran grueso con pasos laterales a conglomerados, alternan calizas con fósiles silicificados, así como derrames y sills de dacitas verde-grisáceas microporfiríticas. También se observan hipabisales de andesitas porfiríticas.

Suprayace a esta secuencia bancos de areniscas conglomerádicas y calizas con lamelibranchios y corales silicificados que pasan a alternancias de lutitas abigarradas, cuarcitas grises o blanco-rosadas y capas delgadas de calizas gris-azuladas, las que progresivamente desaparecen, marcando así la transición a las series areno-limosas del Cretáceo inferior.

La potencia de la secuencia se estima en 1,000 m.

En el sector nor-occidental, entre la pampa Los Cerrillos y la Pampa Treinta Libras se observan bancos gruesos de calizas grises algo areniscosas, intercaladas con areniscas y lutitas multicolores en capas medianas y calizas bituminosas con ammonites, que gradan hacia arriba a areniscas cretáceas blancas o blanco-rosadas. No existen conglomerados ni derrames volcánicos.

La secuencia en este sector se encuentra invadida por intrusiones de andesita porfirítica en forma de sills con dirección NO-SE, y las unidades caloviano-oxfordianas están cruzadas en forma de diques debido a su estructuración NE-SO.

Las condiciones de depositación fueron ligeramente similares a las que predominaron en la sedimentación de la Formación Río Grande aunque la naturaleza conglomerádica en el sector de El Jahuay, muestra oscilaciones del mar titoniano y proximidad de la línea de playa hacia el sureste y posiblemente áreas de no deposición, ya que faltan unidades del Jurásico superior donde rocas del Bajociano están superpuestas por clásticos del Cretáceo inferior (E.OLCHAUSKI). La presencia de calizas bituminosas hacia el sector de Los Cerrillos podría indicar condiciones de mares más profundos hacia el noroeste.

**Edad y Correlación.-** Entre los especímenes encontrados en la localidad típica se cuentan: *Perisphinctes* sp., *Aspidoceras* sp. *Perisphinctes* cf. *P. colubrinus*, *Trigonia* sp. *Pinna* sp., *Eocallista* sp., *Procerithium (Rhabdocolpus)* sp., *Solariella* sp., *Lyosoma* sp., *Isastrea* sp. W. RUEGG (1961) menciona haber encontrado ejemplares de *Virgatosphinctes mexicanus* y *Virgatosphinctes* app. *pseudolictor*, que en término medio indican una edad infratitoniana.

En la localidad ubicada unos 500 m. al noreste de la antena de Los Cerrillos, se ha hallado especímenes de *Sinoceras* cf., *Scatrianum*, *Hoplites* sp. cf., *H. perigrinus*,

*Perisphinctes* aff., *P. transitorius*, *Proniceras* sp., que indican el Portlandiano. Además abundan ejemplares de *Turritella* sp., *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp. y *Lima* cf. *L. comatulicosta*, comunes en el Jurásico superior.

De acuerdo a estos fósiles, la formación Jahuay contiene estratos del Titoniano superior e inferior. Los estratos basales, carentes de fósiles, pertenecen al Kimeridgiano?

La Formación Jahuay se correlaciona con la Formación Chicama del norte del Perú, con las calizas Gramadal del Grupo Yura del sur y en parte con la Formación Puente Piedra de Lima.

## **FORMACION YAUCA**

Se denomina así a una secuencia de rocas sedimentarias abigarradas, expuestas en las cercanías de las pampas de Yauca. La base de esta formación se halla cubierta y los niveles superiores truncados por fallamientos, por lo tanto se le observa en forma incompleta.

Esta unidad está localizada en una franja de dirección NO-SE, ocupa parte de la Depresión Preandina y del Frente Andino, con sectores bastante interrumpidos por la cubierta reciente, lo cual significa el cese de una depositación calcárea para pasar a una acumulación de facies areno-arcillosa, debida a un levantamiento de la cuenca y posiblemente a cambios climáticos en las áreas positivas.

El espesor de la formación es estimado en 1,500 m. Se halla repetidamente fallada y en parte enmascarada por el emplazamiento del Volcánico Intrusivo Bella Unión y el Batolito de la Costa.

Litológicamente, consiste en alternancias de lutitas y limolitas en capas delgadas con colores rojos, violáceos y a veces verde-azulados, y areniscas sacaroides de grano medio de tonalidades blanco-rosadas en partes rojizas debido a oxidación. Al norte de la localidad típica, en las inmediaciones del cerro Yuncachaca, se encuentran los horizontes superiores, que consisten predominantemente de gruesos paquetes de areniscas blancas o blanco-rosadas, con alternancias subordinadas de lutitas y limolitas moradas similares a las encontradas en los estratos inferiores.

En Sahuancarí, al este de Acarí, se expone una parte de la formación, constituida por areniscas feldespáticas grises, limolitas rojas, verde-azuladas, y calizas afaníticas verdes. Las areniscas contienen flora neocomiana.

Finalmente, al noreste de El Jahuay y al noreste y noroeste de Los Cerrillos, la formación pasa en contacto transicional a la Formación Jahuay infrayacente, conservando algunas capas delgadas de calizas gris-azuladas que, hacia arriba desaparecen pasando a una acumulación de ambientes playeros consistentes en areniscas blancas, en ciertos horizontes son de tonalidades blanco-rosadas, alternadas con capas de lutitas y limonitas predominantemente rojas o verdes. Después de la pampa de los Treinta Libras, la formación Yauca se encuentra cubierta por depósitos cuaternarios. En el corte del Río Grande se manifiesta nuevamente la parte inferior de la secuencia compuesta mayormente por areniscas de estratificación cruzada y conglomerados intercalados, lo que sugiere la proximidad de condiciones playeras hacia el occidente en el final de la cuenca.

**Edad y Correlación.-** Durante la presente investigación no se ha encontrado fósiles que permitan dar una edad precisa para la formación Yauca. En Sahuancarí se ha obtenido una flora bien conservada que consiste en *Alethopteris* cf., *A. branneri*, *Equisetites* sp. cf. *E. fortilis* y *Weichselia* cf. *W. peruviana* que indican rangos verticales entre el Jurásico y el Cretáceo inferior. Teniendo en cuenta que la formación Yauca es post-titoniana, y que en el Perú la *Weichselia peruviana* es abundante en el Neocomiano, se le asigna esta edad. Además, W. GARCIA, recolectó fósiles que dan una edad Valanginiana para capas similares en el cuadrángulo de Nazca.

La Formación Yauca se correlaciona con sus similares de los cuadrángulos vecinos, en parte con el miembro Hualhuani del Grupo Yura, con la Formación Chimú del norte del Perú y los miembros inferiores del Grupo Goyllarisquizga del norte y centro del país.

## **GRUPO YURA**

Ocupando el sector nor-oriental del cuadrángulo de Acarí se expone una secuencia sedimentaria compuesta de cuarcitas y lutitas pizarrosas, a la cual se le denomina Grupo Yura, un tanto diferentes a las unidades mesozoicas anteriormente descritas, ya que indican un ambiente de acumulación un poco más lejano de la línea de playa. Dicho cambio se produce a lo largo de unos 30 a 40 Km. variando desde una sedimentación mayormente calcárea, por lo menos en las porciones inferiores, a una facies oriental areno-arcillosa, que se asemeja a la Formación Yauca de la facies occidental. Sin embargo, el paso transicional de ambas facies se desconoce por el emplazamiento del Batolito de la Costa.

La base del Grupo Yura es desconocida. La serie se compone de gruesos bancos de cuarcitas grises o blanquecinos que muestran estratificaciones cruzadas y rizaduras de ojeaje, y contienen restos de plantas mal conservadas. Intercaladas se encuentran lutitas pizarrosas negras en capas de 1 a 3 m. de espesor, hacia los niveles intermedios toman

coloraciones rojizas o verdes, similares a las que prevalecen en la formación Yauca, los bancos de cuarcitas son más gruesos que las lutitas pizarrosas.

Hacia las porciones superiores, se manifiesta alternancias de flujos volcánicos porfiríticos y derrames andesíticos gris oscuro transformados a hornfels, los cuales terminan cubiertos por el volcánico Sencca y truncados por una discordancia angular.

En las inmediaciones de la pampa Tullutaca (cabecera de la quebrada Trancas Chico), se expone una secuencia calcárea marmorizada, alternada con metavolcánicos, que se considera como equivalentes a las calizas Gramadal del Grupo Yura en su localidad típica, (BENAVIDES, 1962).

**Edad y Correlación.**- No se ha encontrado evidencias paleontológicas que den una edad exacta a esta unidad, excepto la presencia de restos de flora mal conservada. Sin embargo, sabemos que el Grupo Yura en su localidad típica tiene un rango vertical entre el Caloviano y el Noecomiano, por lo que se le asigna la misma edad para la unidad de Acarí.

El Grupo Yura del área investigada se correlaciona con su similar de la región de Arequipa y con las formaciones Río Grande, Jahuay y Yauca, ya que estratigráficamente con sus equivalentes laterales del margen de cuenca occidental.

## **FORMACION COPARA**

Se denomina Formación Copara a una serie clástica sub-horizontal (Foto 2) que se encuentra mejor expuesta en los alrededores de los cerros Copara, en el sector nor-occidental del cuadrángulo de Acarí.

La secuencia se inicia en ligera discordancia angular con la formación Yauca, con conglomerados de rocas volcánicas y areniscas feldespáticas, incluyendo además clastos redondeados provenientes de la serie infrayacente, como suelen encontrarse en las partes bajas de los cerros El Cuatro y Mendoza. Hacia arriba, continúa una gruesa acumulación de grauvacas y sub-grauvacas moradas y gris-verdosas en paquetes de 2 a 5 m. de grosor, conteniendo entre otros, clastos sub-redondeados de volcánicos de tonos morados que varía a tintes gris-verdosos por alteración hidrotermal. La matriz está constituida por arenas, limos y feldespatos en cristales bastante completos.

Sobre la acumulación de grauvacas, sigue una serie intermedia compuestas por areniscas y lutitas rojas en capas delgadas, sumamente astillosas que en conjunto tienen un grosor de 300 m. Sobre esta secuencia aparecen acumulaciones de cineritas gris-azuladas y tufos de tonos violáceos, acompañados de flujos lávicos brechosos. En las partes bajas de los cerros Media Luna y Laguna Grande, se expone una secuencia calcárea bituminosa, con

alto contenido de nódulos de cherts y equinoideos mal conservados, unidad que en Nazca y La Calera (río Yauca) se encuentra alternada con grauvacas y volcánicos.

La secuencia continúa hacia arriba, en una acumulación gruesa de aglomerados y flujos brechosos morados, para finalmente terminar en un volcánico-intrusivo de grandes dimensiones, al que se le asigna como Volcánico Intrusivo Bella Unión.

Pequeños remanentes de estas unidades se encuentran expuestas en el área de Bella Unión - Acarí y sobre las pampas de Yauca, en ambos casos intruídos por el Volcánico Intrusivo Bella Unión.

Debido a procesos tectónicos, imperó en la región un ambiente de sedimentación inestable dando como resultado la formación de grauvacas. La presencia de litoclastos angulosos y de feldspatos casi completos en la matriz, indican una erosión rápida y un transporte moderado. Las series lutáceas y calcáreas intermedias demuestran cierta tranquilidad tectónica y las gruesas acumulaciones e intrusiones volcánicas denotan reactivación de movimientos verticales en comunicación con cámaras magmáticas.

El espesor de la formación se estima en 1,000 m.

**Edad y Correlación.-** La Formación Copara en el área estudiada es poco fosilífera, excepto las calizas que contienen equinoideos que podrían corresponder al género *Enallaster* sp. del Aptiano y Albiano. Sin embargo en Nazca, unidades similares subyacen a las calizas albianas entre Vista Alegre y Portachuelo, por lo que se le asigna una edad que va desde el Aptino hasta el Albiano inferior.

La Formación Copara se correlaciona en parte con las formaciones Carhuas y Farrat del norte, y con la Formación Murco y el volcánico Matalaque del sur del Perú.

## **TERCIARIO**

### **GENERALIDADES**

En el área estudiada no se exponen las unidades eocenas u oligocenas que se encuentran en el norte y sur de la región. Se supone que la causa de esta ausencia se debe a la no deposición durante el Terciario inferior, por encontrarse la región en condiciones sub-aéreas, de modo que la invasión del mar terciario fue paulatina debido a movimientos tafrogénicos iniciados en el Eoceno. La transgresión marina alcanzó la región estudiada en el Mioceno, depositándose la formación Pisco. La transgresión se extendió hasta el flanco occidental de los Andes, y labró la Peneplanicie pliocénica durante el Plioceno.

La transgresión miocena, acompañada por un fallamiento intenso, labró la superficie de las bahías de San Juan y San Nicolás, la Depresión Preandina y el macizo de Huricangana, conformando los rasgos aproximadamente iguales a las actuales. Debido a estos procesos se encuentran sedimentos miocenos rellenoando dichas bahías y cubriendo vertientes del Huricangana, así como la escarpa de la falla Tunga en el sector de las pampas de Taquila y Treinta Libras.

## **FORMACION PISCO**

Estas unidades fueron estudiadas por primera vez por ADAMS (NEWELL, 1956) en la localidad típica de Pisco, de donde viene su denominación. Es un conjunto de amplia propagación, habiendo sido reconocido, aunque en forma no continua, desde Camaná hasta Tambo de Mora (Chincha).

En el área investigada, dichas rocas exhiben ligeras combaduras y amplios monoclinales sub-horizontales. Cuando forman parte de bloques de fallas, acusan inclinaciones que alcanzan los 30°, ejm. los afloramientos en las pampas de Treinta Libras, Bajada de Lechuza y Punta San Fernando, que se hallan asociados a fallas pre-existentes y cuyos desplazamientos de bloques han continuado en épocas posteriores.

Entre las exposiciones de importancia se tienen las que se hallan en las áreas contiguas a las bahías de San Juan y San Nicolás, vertientes norte del macizo de Huricangana, Bajada de Lechuza y pampa Treinta Libras.

Litológicamente, la sección inferior se compone de areniscas conglomerádicas de grano grueso de tonos amarillentos, en bancos anchos con horizontes conchíferos bastante triturados por el oleaje y cementados por soluciones del mismo material calcáreo. Hacia arriba siguen areniscas amarillas finas con capas ferruginosas cruzadas por un sistema intrincado de venillas de yeso fibroso, cuya propagación es común en todos los niveles de la formación. Asimismo se observa capas de diatomitas blancas, tufos y cenizas retrabajadas livianas y frágiles.

Hacia la porción intermedia, se tiene frecuentes intercalaciones de arcillas bentónicas y areniscas tufáceas grises o blanquecinas, con areniscas que contienen abundantes micro y macrofósiles; así como margas, porcelanitas y concreciones de areniscas silíceas.

En la porción superior, las alternancias tufáceas se hacen más continuas, así en los alrededores de Sacaco, hay un notable incremento de lavas y cenizas en capas delgadas, con intercalaciones sedimentarias, consistentes en areniscas, calizas margosas y lutitas que contienen abundantes foraminíferos, diatomeas, gasterópodos, braquiópodos y lamelibranquios.

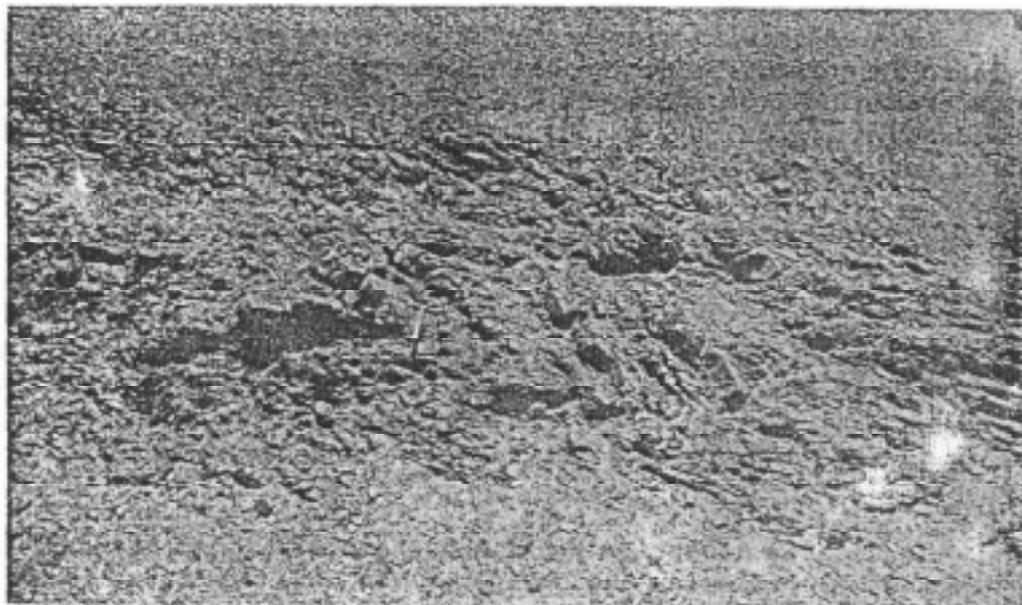


Foto No. 7.- Pliegues volcados en los esquistos pelíticos de la formación San Juan, destacados por las alter<sup>u</sup>nancias rudáceas. Cerros Huasipara Grande.



Foto No. 8.- Sección transversal de una vértebra de ballena de la formación Pisco. Aguada de Lomas.

Además, entre la campiña de Sacaco y la Aguada de Lomas existen esqueletos fósiles de cetáceos (Fotos 8 y 9), que atestiguan una edad miocénica de los sedimentos que los alojan.

Las capas de arcillas se rompen y los horizontes de areniscas suprayacentes, se levantan por acción de estructuras diapíricas, dándoles una apariencia de sinclinales como puede verse en el corte de la carretera Panamericana próximo a Yauca.

La transgresión del mar Mioceno estuvo relacionada a movimientos tafrogénicos, principalmente en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa, dando como resultado un avance más amplio hacia el Frente Andino. El rasgo morfo-tectónico está preservado en la actual Depresión Preandina. La sedimentación empezó con una acumulación en ambientes playeros, cambiando gradualmente a condiciones de aguas poco profundas, dando como resultado alternancias de sedimentos marinos con cenizas y tufos redepositados, a causa de la actividad volcánica contemporánea en la región cordillerana, en condiciones sub-aéreas. La actividad volcánica debió ser más intensa durante el Mioceno superior por el incremento de materiales volcánicos en las porciones altas de la formación.

Dado que las capas miocenas en el área estudiada han sufrido considerable remoción de sus horizontes, principalmente las superiores, se estima que el espesor de ellas llega a los 450 m. considerando que la potencia original haya sido superior a los 1,000 m.

**Edad y Correlación.-** Se han recolectado de diferentes localidades y niveles estratigráficos gran cantidad de fósiles, siendo la mayoría de ellos géneros de amplio rango vertical. En los estratos basales que afloran en las bahías de San Juan y San Nicolás, se encontró *Balanus* cf. *B. concavus*, frecuentes en capas oligo-miocenas de Camaná, *Dosinia* aff. *D. whitneyi* y *Dosinia* aff. *D. ponderosa*, relacionadas a la fauna oligomiocena de Oregón y Zorritos *Turritella* cf. *T. hamiltonensis* y *Mytilus* sp. que presentan afinidades con formas de igual edad del Golfo de Alaska.

Entre la quebrada de Jahuay y puente Yauca, además de los especímenes mencionados se hallaron *Cardium* sp., *Arca campyla* y *Arca* sp., *Anadera* cf. (*Anadera*) *devineta*, comparables a los topotipos del Mioceno de Oregón, *Venus* sp y *Priscofusus* sp. reconocido también en el Mioceno de Camaná y La Yesera, *Corbula fabiformes*, *Cytherea* cf. *C. planivista* y *Pitaria* (*Lamelliconcha*) *planivieta*, *Chlamys* cf. *Ch. varius* y *Ficus* aff. *F. roseta*, asociaciones halladas también en el Mioceno de Zorritos. Entre los microfósiles, se han reconocido gran cantidad de variedades de diatomeas y foraminíferos, que atestiguan una edad miocena a la formación Pisco.

Además entre la campiña de Sacaco y la Aguada de Lomas se exponen esqueletos incompletos de cetáceos y selaquios de los cuales RUEGG, (1961) menciona haberse reconocido ejemplares de *Charcharodon megalodon* y *liphiidae* que señalan el Mioceno y Plioceno. La familia *Galeolamnidae* ocurre desde el Eoceno hasta el Reciente. Por otro

lado, el Dr. Frank Whitmore informó que el esqueleto de ballena procedente de Sacaco y que se exhibe en el museo de la Universidad nacional de Ingeniería, corresponde al género *Cetothercopsis* descrito por Angel Cabrera como de edad Miocena inferior en la Argentina.

La edad de la Formación Pisco se asigna al Mioceno, en base a la fauna encontrada en la región estudiada.

La Formación Pisco es equivalente a su similar de la región de Pisco, a las formaciones Zapallal y Zorritos del noroeste peruano, en parte con el miembro inferior de la formación Moquegua y la formación Huaylillas, (S.MENDIVIL, 1965).

## **FORMACION MILLO**

Cubriendo la Peneplanicie Pliocénica y en discordancia angular con el Batolito de la Costa infrayacente y series mesozoicas, se tiene una secuencia sedimentaria de origen continental, considerada como perteneciente a la formación Millo (VARGAS, 1970), asimismo se encuentra aflorando en los cerros Caranga y Chaunja Arenal en la margen oriental del área estudiada. Esta unidad se encuentra cubierta por tufos Sencca en magnitud no mapeable en la escala de trabajo. Dichos materiales comprenden conglomerados medianamente consolidados con matriz areno-tufácea y cenizas retrabajadas, alternantes con areniscas grises.

Sobre la porción más occidental de la planicie de abrasión, estos depósitos muestran evidencias de sedimentación en ambiente litoral, como puede notarse sobre el cerro Callejón de Piedra. En el ángulo nor-oeste del cuadrángulo de Acarí, dicha superficie se hunde por falla dando lugar a la Depresión Preandina. Además se observa una cubierta compuesta por conglomerados coquiníferos y areniscas bioclásticas bien cementadas por material calcáreo, margas y cenizas duras que terminan hacia arriba cubiertas por tufos pliocenos (Foto 10). Entre las coquinas se ha identificado *Cochliolepis* sp. género reconocido desde el Mioceno hasta el Reciente, lo cual indica la transición de la Formación Pisco a la Formación Millo o sea de facies marina a facies continental.

**Edad y Correlación.**- El género *Cochliolepis*, se relaciona con el *Cochliolepis schoonerensis* del Mioceno de Oregón, aunque con reserva, por lo cual la edad de la Formación Millo no es posible precizarla, y en base a sus relaciones estratigráficas se halla cubriendo a la superficie de abrasión y está cubierta por el volcánico Sencca considerado como Plioceno medio a superior, tentativamente se asigna a la Formación Millo al Mioceno superior o Plioceno inferior.

La Formación Millo se correlaciona con sus similares de los cuadrángulos vecinos del este y surest y en parte con la formación Maure, (MENDIVIL, 1965), de la región del Altiplano.

## **VOLCANICO SENCCA**

S. MENDIVIL (1965), en los cuadrángulos de Maure y Antajave, denomina así a una serie piroclástica suprayacente a la Formación Maure, que a través del Frente' andino occidental del sur se extiende soportado por el miembro superior de la formación Moquegua o directamente sobre la superficie de abrasión, denominada en nuestra área Peneplanicie Pliocénica.

En la región del presente estudio, dichos materiales están retringidos al sector nororiental, cubriendo la Peneplanicie Pliocénica en forma de aislados sombreros. El espesor varía de pocos metros a 50 m., engrosando hacia el noreste a medida que se aproxima a los límites del área mapeada. Se ha encontrado remanentes de estos tufos en el abra cruzada por la carretera a San Juan (próxima a la mina La Justa) y a la pampa Treinta Libras.

El volcánico Sencca consiste principalmente de tufos de color blanco o gris-claro o ligeramente rosado, de naturaleza mayormente dacítica o riolítica. Se hallan en forma de bancos tabulares bastante compactos, variando a ignimbritas con disyunción columnar o en pseudo estratificaciones. Poseen un considerable espesor, y en algunos casos se encuentran cubiertos por una delgada capa aluvial o polvo blanco proveniente del mismo material retrabajado. Mayormente presentan una superficie rugosa con tintes marrones a rojizos, debido a la meteorización cubriendo las pampas de la planicie.

La textura de estos tufos es mayormente porfirítica con fenos de cuarzo hialino, escasos cristales de ortosa o plagioclasa y pequeñas placas de biotita, los cuales se hallan dentro de una matriz delfespática alterada. Ciertas porciones alojan fragmentos angulares de rocas de naturaleza variada, tal como vidrio, pómez, etc. Al microscopio, la mayoría de las muestras se identifican como dacitas de textura porfirítica, compuestas por oligoclasa y biotita, dentro de una matriz axiolítica devitrificada.

Las secciones basales se encuentran generalmente rellenando ondulaciones o cabezeras de quebradas profundas que drenan al Pacífico. En el fondo de dichas depresiones se encuentra arenas y conglomerados poco compactos, ej. en la quebrada Trancas Chico y alrededores del cerro Huajuma, lo cual señala que estos cursos ya habían empezado a erosionarse y disectarse durante el inicio del "vulcanismo Sencca", por lo tanto, las grandes quebradas y ríos de la región, no son sino la continuación del socavamiento de estos cursos primitivos.

**Edad y Correlación.-** No se cuenta aún con evidencias suficientes como para asignar una edad precisa al volcánico Sencca. En la localidad típica, S. MENDIVIL (1965), lo encuentra cubriendo a la Formación Maure, de edad algo imprecisa, Plioceno o mioplioceno

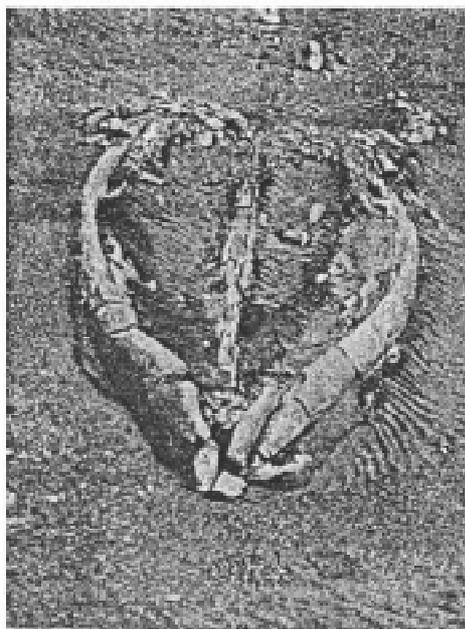


Foto No. 9.- Maxilar de ballena de la formación Pisco, Aguada de Lomas.

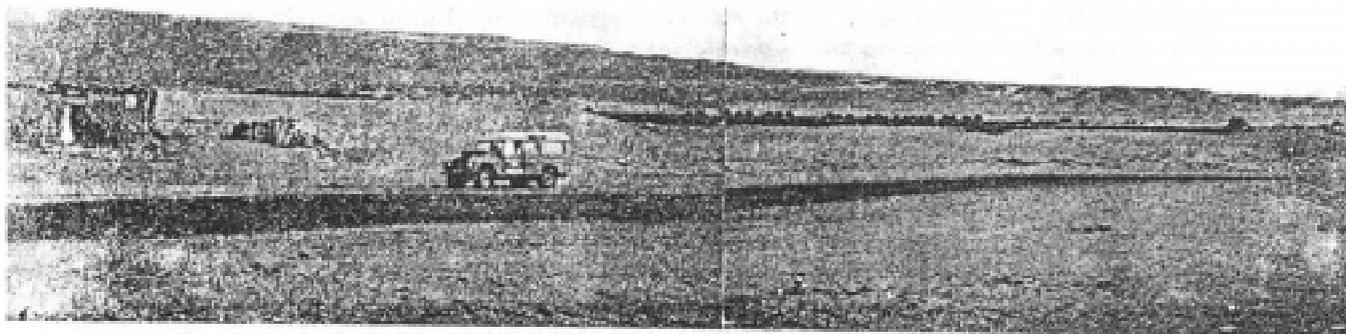


Foto No. 10.- Peneplanicie Pliocénica cubierta por el Volcánico Sencca. Nótese el movimiento basculatorio del macizo andino que se hunde en la Depresión preandina y en el extremo derecho del fondo, la escarpa de la Falla Tunga.

y debajo de la Formación Capillune de supuesta edad Plioceno superior-Pleistoceno. En los cuadrángulos de Camaná y La Yesera, V. PECHO (1969) los encuentra encima del miembro superior de la Formación Moquegua, equivalente en parte con la Formación Maure, por lo que la edad del volcánico Sencca quedaría ubicada en el Plioceno medio a superior. Sin embargo no está bien establecido si estos piroclásticos corresponden verdaderamente al Volcánico Sencca o al Volcánico Huaylillas (Mioceno). Asimismo no está definida la relación con la Formación Pisco, (Mioceno) ya que en todos los casos estas unidades cubren regionalmente una peneplanicie extensa y similar. El Volcánico Sencca se correlaciona con sus similares de los cuadrángulos vecinos y probablemente es equivalente a la formación Yungay (WILSON y REYES, 1967) y a las tobas Ingahuasi (MEGARD, 1968).

## **CUATERNARIO**

### **Depósitos de Terrazas Marinas**

Las terrazas de San Juan - Yauca ya han sido descritas desde el punto de vista geomorfológico, por lo que en esta sección se hará una ampliación en razón de su significado litológico y estratigráfico.

En discordancia angular sobre diferentes unidades precambrianas hasta mesozoicas, y en discordancia erosional sobre el terciario marino, se tiene una cubierta de terrazas marinas que se las observa en forma de aisladas mesetas, debido a una intensa erosión fluvial posterior a su disposición. Estas terrazas se hallan mejor conservadas en la Depresión Preandina y en sectores donde la Cordillera de la Costa muestra ondulaciones suaves. En sectores cuya topografía es más abrupta dichos materiales han sido denudados en su totalidad.

Inicialmente debieron constituir una serie de escalinatas de gravas y arenas inconsolidadas como respuesta al levantamiento del bloque andino. Cada superficie significa a su vez una serie de acontecimientos combinados causados por movimientos diferenciales entre el nivel del mar y el continente, los cuales se enumera a continuación :

- a) El levantamiento del bloque andino; el cual produce movimientos diferenciales de bloques de fallas en la olla continental provocando hundimientos.
- b) El hundimiento causa a su vez una acción erosiva debido al avance del mar dando como resultado una superficie plana.
- c) Al proseguir el hundimiento, cesa la erosión, y en cambio se realiza la deposición de materiales por debajo de la acción de las olas.

- d) El dominio del levantamiento sobre el hundimiento, da como resultado el retiro del mar, y como rasgo geomorfo una superficie plana con cubierta de gravas y arenas.

Las superficies de abrasión muestran una ligera inclinación hacia el mar, como resultado de movimientos verticales, con oscilaciones horizontales, produciendo pequeñas basculaciones, mayormente hacia el sureste.

Litológicamente los depósitos de las terrazas marinas se componen de capas de conglomerados con elementos heterogéneos dentro de una matriz arenácea, lentes de areniscas y areniscas bioclásticas con horizontes conchíferos, con algunos ejemplares bien conservados semejantes a géneros marinos actuales. Las terrazas más antiguas tienen algunas intercalaciones de areniscas amarillentas, tufos y cenizas retrabajadas provenientes tanto de un vulcanismo pleistocénico, como de sedimentos piroclásticos más antiguos.

**Edad y Correlación.**-Entre los especímenes colectados se cuentan: *Cidaris*, *Pecten*, *Mytilus*, etc., también hallados en los tablazos del Noreste Peruano (BROGGI, 1946) y considerados como Pleistocénicos, edad que se asigna a las terrazas antiguas de San Juan-Yauca, las más modernas deben ser equivalentes a las terrazas de Ocoña e Ilo.

### **Flujos de barro volcánico**

En el sector comprendido entre el cerro Génova y el campamento minero de Cochrane, sobre los tufos Sencca y superficies erosionadas de éstos, aparece una acumulación de lodo, mayormente compuesta por materiales volcánicos con una estructura de flujo peculiar que ha corrido según las pendientes de las quebradas. Está formado por una mezcla de materiales tufáceos y cenizas con limos y arcillas gris-blanquecinas, blandas y fácilmente friables.

El espesor es muy delgado, de manera que, a través de éstos, asoman las rocas antiguas que los soportan, pero en las partes bajas de la quebrada Trancas Grande, los mismos materiales se encuentran estratificados en forma de parches ubicados en los flancos de la quebrada.

Dichos materiales deben haber fluído de las alturas de Santa Lucía, durante una época de precipitación intensa o de glaciación, contemporánea a un vulcanismo tipo Sara Sara en el Pleistoceno. Depósitos semejantes han sido reconocidos y mapeados como corrientes de lodo por JENKS (1948), en Arequipa y por W. GARCIA (1968) en La Joya.

## **Depósitos clásticos recientes**

Con esta denominación quedan incluidos todos los depósitos acarreados y depositados en medio acuoso, de los cuales los aluviales son los más importantes.

Las cubiertas aluviales tienen una amplia propagación y están emplazadas en forma de extensas acumulaciones de inundación, se hallan ocupando las amplias pampas de la Peneplanicie Pliocénica, el macizo de Huricangana y terrazas marinas denudadas.

Por otra parte, se tienen depósitos acumulados en el fondo de los grandes valles y quebradas, terrazas aluviales y conos de deyección de los tributarios.

Igualmente están incluidos los materiales de piedemonte acarreados y depositados en las partes bajas en medio húmedo.

Litológicamente se compone de conglomerados y fanglomerados con cantos redondeados y angulosos de rocas de naturaleza heterogénea, con matriz areno-limosa, lentes de areniscas sucias, lodolitas y materiales tufáceos, algunos de ellos tal vez relacionados con los flujos de barro.

## **Dunas y Cubiertas eólicas**

El origen, distribución y movimiento de las arenas en la región estudiada ha sido ampliamente detallada por PARKER GAY Jr. (1962), de manera que aquí sólo cabe señalar las características generales de estos depósitos.

La fuente principal de las arenas es el mar, que recibe el producto de la erosión continental y cuyos detritos son acarreados y depositados por ríos y torrentes, posteriormente redistribuidos y arrastrados hacia las riberas por corrientes marinas, oleaje y mareas, sumándose a estos materiales las arenas autóctonas por abrasión litoral. Otras fuentes de aporte, son los lechos fluviales, disgregación de las areniscas terciarias y deflación de la superficie desértica.

Uno de los factores primordiales que contribuyen al aporte continuo de arenas es el rápido levantamiento de la Costa en el Reciente, quedando de este modo extensas playas arenosas descubiertas, listas para ser acarreadas por los vientos hacia las áreas del interior.

Las arenas son llevadas por los vientos, de las fuentes de origen, por suspensión, saltación y reptación de la superficie según una dirección general N 45° O, en forma de una o varias hileras de montículos o barcanes, deteniéndose en los obstáculos, p. ejm. las "lo-

mas”. En ciertas estaciones húmedas se hallan cubiertas de vegetación la que les da una completa estabilidad. Los vientos tienen mayor velocidad y poder de transporte durante los meses de invierno y primavera. (“Paracas”) llegando a alcanzar velocidades hasta de 35 nudos.

En áreas de mayor elevación, la fuerza del viento disminuye, depositándose las arenas por apilamiento formando las dunas, y grandes masas longitudinales.

La topografía es un control de dirección de movimiento de los vientos y de acumulación de las masas de arena; tal como se describe a continuación :

- a) Las arenas tienden a posarse sobre las partes más altas, cubriendo totalmente los cerros. (Ejm. Grupos Copara, Pico Blanco y Acarí).
- b) Cuando encuentran un obstáculo natural aislado (Ejm. cerros Huricangana), las dunas crecen bifurcándose a ambos lados de la elevación y tienen a converger un flanco opuesto.
- c) Los vientos que corren a lo largo de la Depresión preandina, al encontrar los valles transversales de dirección NE-SO, viran bruscamente hacia el noroeste dirigiendo el movimiento de los barcanes hacia dichos valles.

Las dunas longitudinales no se emplazan en el fondo de éstos, sino que se bifurcan hacia las vertientes cubriendo las cumbres. Al llegar a las partes altas de la meseta, nuevamente cambian de dirección hacia el este, y si esta situación no cambia, se habrán generado circuitos cerrados, de tal forma que las arenas del grupo Pico Blanco caerán sobre el río Acarí que los devolverá al mar, ocurriendo igual suerte con el Grupo Acarí, que en parte, ya ha iniciado el proceso.

Por comparación de fotografías aéreas tomadas en diferentes años, PARKER GAY logró calcular la velocidad de migración de dunas individuales, tanto en Marcona como en la Pampa de Jahuay, encontrando que las dunas más pequeñas se mueven más rápidamente que las grandes, así como muchas dunas pequeñas ya no aparecían en las fotografías más modernas, por adicionarse a las más grandes.

Se ha encontrado que parte de las masas inferiores de los grandes cerros de arena son dunas fósiles, transformadas a areniscas pobremente diagenizadas, con su típica estratificación cruzada, a causa de los cambios de dirección de los vientos, tal como puede verse en las faldas de los cerros Copara y Huricangana, donde la estratificación sigue las pendientes de las vertientes. Por otra parte, estas masa se depositaron antes que los lechos de los ríos alcancen la profundidad actual, p. ej. en la duna del cerro Conchudo, que se halla aislada e

impedida de recibir nuevos aportes de arena a causa de la acción del río Acarí y de la vegetación.

Entre las dunas, se han detectado concentraciones de minerales pesados, magnetita e ilmenita, entre otros, habiéndose obtenido por separación magnética una recuperación de 46.4% de magnetita de uno de los barcanes de la pampa Jahuay (P. GAY, 1962). Asimismo, es frecuente encontrar concentraciones oscuras en los sotaventos de los barcanes debido a la presencia de este mineral, también se tiene conocimiento de haber encontrado cantidades apreciables de ilmenita en la duna del cerro Conchudo.

Aparte de las dunas y cubiertas de arena, gran parte de la región, casi el 80% de la mitad occidental del área mapeada, se halla cubierta por una delgada capa de polvo y limo, la que adquiere un considerable espesor en ciertos lugares llamados “lomas”, como las de Marcona, Tunga, cerros Los Positos y El Cuatro, donde la vegetación durante las estaciones de humedad retiene a estos materiales, que a su vez tienen gran poder de adhesión. El material acumulado es un polvo gris-amarillento a blanquecino muy fino con un tapiz delgado de limos y arcillas. En Europa, Asia y Norteamérica se le conoce como loess, pero son transportadas a grandes distancias y acumuladas en enormes extensiones y potentes masas llamadas “bad lands” o tierras malas.

## **ROCAS INTRUSIVAS**

---

### **GENERALIDADES**

En el área investigada se expone una variedad de rocas intrusivas, desde batolíticas hasta filoneanas, diferenciadas unas de otras por el mecanismo de sus emplazamientos, edades relativas, relaciones geológicas y características petrográficas peculiares. Se hallan esencialmente vinculados al desarrollo estructural de los Andes.

Las rocas intrusivas plutónicas se las ha agrupado en dos grandes complejos batolíticos denominados: Batolito San Nicolás y Batolito de la Costa.

Es probable que en el transcurso del Cretáceo medio o albores del Cenozoico, se hayan emplazado dos grandes masas hipabisales; denominadas Volcánico Intrusivo Bella Unión y Andesita Tunga.

Además, ocurren intrusiones menores, tales como apófisis tardíos, unidades mayores, en forma de puntones o enjambres de diques.

### **BATOLITO SAN NICOLAS**

El Batolito San Nicolás, reconocido tradicionalmente como Granodiorita San Nicolás, tiene la particularidad de haberse emplazado estrictamente en la Cordillera de la Costa, intruyendo a unidades del Complejo Basal de la Costa y formaciones calcáreas premesozoicas.

Se encuentra aislado del Batolito de la Costa por una amplia franja de fallamiento, probable factor de control de sus emplazamientos y cuya expresión morfo-tectónica es la Depresión Preandina. Ninguna de las unidades parecen repetirse en los ambientes opuestos.

Se desconoce la extensión real de este batolito, dado que gran parte debe estar sumergida en el Océano Pacífico, aunque en el sector continental sus afloramientos se extienden hasta la península de Paracas (FERNANDEZ DAVILA).

Durante la fase principal de emplazamiento se desarrolló tres tipos de rocas predominantes, distribuidas en forma más o menos concéntrica: un núcleo de adamelita, una parte intermedia de granodiorita y una parte marginal de diorita-gabro.

**Adamelita.-** En contacto gradacional ocupando la porción central del batolito, se encuentra emplazada una adamelita gris rosada de grano grueso. Se distingue por el incremento de feldespato potásico rosado y una ligera disminución de hornblenda, pero con cristales más desarrollados. Otra característica, con respecto a la fase granodiorítica, es la presencia de porfidoblastos de ortosa de tinte carnalino, en cristales bien desarrollados que llegan a tener diámetros de 2 cm., en parte zonados (esto indica un probable metasomatismo de potasio bastante tardío).

También, es notable que en ciertas zonas el 100% del contenido de las plagioclasas está constituido por albita, lo que sugiere a su vez una total descalcificación del componente de anortita en la plagioclasa (MARMO, 1971).

Esta unidad petrográfica está mejor desarrollada en el sector comprendido entre la Bahía de San Nicolás y la mina Marcona, donde intruye a la Formación Marcona y no así a la Formación Río Grande (contacto que no es fácil definir por la espesa cobertura y la presencia de un intenso fallamiento en bloques). En el sector noroeste del cuadrángulo de San Juan, entre punta San Fernando y el macizo de Huricangana, se tiene aislados asomos de adamelita, que intruyen a gneises del basamento cristalino y en parte, como un bloque en contacto gradacional, rodeado por la granodiorita. El conjunto está ligeramente metamorfizado por un frondoso enjambre de diques NE-SO de la fase final del emplazamiento batolítico.

La composición mineralógica es 35% de plagioclasa, 30% de ortosa y 20% de cuarzo, con accesorios de 5-10% de hornblenda, trazas de apatita, esfena y zircón y como minerales secundarios uralita, clorita, sericita, epidota y yeso.

Por otro lado, en el sector comprendido entre el puerto de San Nicolás y el cerro El Huevo, se tiene un stock de adamelita porfirítica de matiz rojo intenso que se halla cortando discordantemente a la adamelita. Dada su composición mineralógica, debe pertenecer a la misma fase de formación de esta unidad. Rocas similares se han reconocido en el sector norte de la Hoyada de Peña Colorada en forma de diques y pequeños puntones.

**Granodiorita.-** La granodiorita se ha emplazado en contacto intrusivo con la diorita-gabro marginal. Es una roca gris-mesócrta de grano grueso, caracterizándose por contener cristales tabulares de hornblenda verde ligeramente orientados y en parte penetrados entre sí, dando una disposición radial.

Volumétricamente es mayor que los cuerpos de diorita-gabro y se halla rodeando a la adamelita central. Dicha roca tiene una mejor exposición al norte y noreste de la punta San

Fernando y de la pampa de Las Galgas, donde intruye a la formación San Juan y gneises del Complejo Basal. Hacia el sector sueste, esta unidad está bien expuesta en el noreste de la bahía de San Juan, observándola a bien a lo largo de la carretera a Nazca.

Su composición mineralógica es 40-42% de plagioclasas bastante alteradas, 15-18% de ortosa pertítica y 15-20% de cuarzo. Entre los minerales accesorios se cuentan 10-20% de hornblenda verde, pequeñas cantidades de minerales opacos y zircón. Los principales productos secundarios son: sericita, epidota, clorita, tremolita, calcita y arcilla.

Los anfíboles tienen una orientación preferencial groseramente paralela al contorno de la caja, lo cual indica que el batolito se habría emplazado con cierta presión de la cámara magmática, debido probablemente a esfuerzos tectónicos.

**Diorita-gabro.-** Son las rocas de menor volumen, se encuentran emplazadas marginalmente y rodeando a los cuerpos de granodiorita, en forma más o menos irregular (en la mayoría de los casos como apófisis), intruyendo a los meta-calcareos antes descritos o a las unidades del Complejo Basal de la Costa. Otra forma de ocurrencia de estas rocas, son los diques que invaden a las rocas de caja en una disposición más o menor radial con respecto al centro del batolito.

La facie más básica consiste en una gabrodiorita gris verdosa, que en promedio tiene la siguiente composición mineralógica; 66% de plagioclasa (labradorita) como mineral esencial, 15% de clinopiroxeno, 5% de ortosa, pequeñas cantidades de esfena y minerales opacos; entre los productos son comunes, en orden de importancia: epidota, uralita, sericita, clorita, wollastonita, etc.

La diorita, en su mayor parte, es melanócrata y está recristalizada por sectores por el metamorfismo de contacto de la intrusión de diques básicos post-plutónicos. La roca muestra haber sufrido fuertes presiones durante su emplazamiento (lo que ha originado una orientación de los anfíboles y piroxenos y un flexionamiento de las plagioclasas).

La composición mineralógica general es: 70% de plagioclasa alterada, 18% de clinopiroxeno en unos casos y 28% de hornblenda verde en otros; pequeñas cantidades de ortosa, esfena, biotita, apatita, minerales opacos y zircón; y epidota, uralita, tremolita, hidromica, yeso, clorita, vermiculita y talco entre los minerales secundarios.

**Intrusiones menores.-** Además del conjunto diorita-granodiorita-adamelita se tienen intrusiones menores que se consideran pertenecientes al mismo magmatismo, por estar asociadas especialmente y mantener en conjunto la composición mineralógica semejante a las unidades mayores.

Relacionadas genéticamente a la fase principal del plutonismo, se tiene rocas de naturaleza granítica las cuales están representadas por diques y pequeños stocks de pórfido rojo cuarcífero y alaskita. El pórfido rojo cuarcífero se considera como una unidad del Batolito Sn Nicolás, por su similitud con la adamelita porfirítica y se le encuentra mejor desarrollado en la isla frente a punta Colorada, de donde parten cuerpos en forma de diques y pequeños puntones hasta punta Chiquerío, atravesando las formaciones Chiquerío y San Juan, así como los gneises. La alaskita es blanco-rosada y se presenta en las proximidades de la cantera de mármol de Bella Esperanza.

Formando parte del macizo de Huaricangana se tiene una intrusión múltiple de diferentes tipos de cuerpos hipabisales porfiríticos, constituídos mayormente por andesitas microporfiríticas que incluyen clastos de diorita, luego se tiene puntones de dacitas porfiríticas y microdioríticas. Dichos cuerpos cruzan la diorita marginal del batolito.

Los puntones de diabasas porfiríticas y microdioritas que se hallan esparcidos en la Cordillera de la Costa, se consideran pertenecientes al mismo magmatismo.

Estos cuerpos hipabisales representan la fase final del plutonismo y es probable que, durante el emplazamiento del Batolito de San Nicolás, la región estuviera sujeta a esfuerzos de tensión regional.

Un sistema de fracturación de tendencia general NE-SO se rellenó con diques de naturaleza variada, dando lugar a enjambres de diques que se proyectan del plutón hacia las rocas de caja regionales, tales como a los gneises del Complejo y metacalcáreos de la formación Marcona.

Un segundo juego de fracturas con la misma dirección NE-SO, atraviesa a las principales unidades del batolito y las rocas encajantes.

Dichas fracturas deben ser producto de una etapa de relajamiento posterior al cese de los esfuerzos compresivos, o de un plutonismo cuyo mecanismo de emplazamiento fue forzado (la presión hidrostática del magma pudo superar a la presión litoclástica de las rocas de caja y por lo tanto los diques serían sinplutónicos).

En conjunto, la composición mineralógica de los diques es mayormente microdiorítica. Cabe destacar la dacita porfirítica verde-rosada que tiene mejor desarrollo como diques y sills asociados espacialmente a los cuerpos mineralizados, razón por la cual los geólogos de la Marcona Mining la consideran como portadora de las soluciones mineralizantes, pero en este caso sería más joven que el Batolito de San Nicolás.

Cruzando regionalmente a la Cordillera de la Costa y al Batolito, se tiene diques de diabasa, unas veces con textura ofítica o subofítica y otras granular porfirítica, considerados como pertenecientes al mismo magmatismo.

Se presume que la mayor parte de los diques provengan de fuentes más profundas del plutón o representen los productos de contaminación.

La profusión de diques es más desarrollada dentro y cerca del batolito, lo cual reafirma su relación genética. La mayor cantidad de estos cuerpos se encuentran entre Punta San Fernando y los Cerros Huricangana, alineados con la dirección de dicho macizo, lo cual indicaría una franja de mayor deformación en tal sentido.

Inicialmente, se pensó que el emplazamiento del Batolito San Nicolás, el sistema NE-SO de diques y el desarrollo del Domo de Marcona tenían una relación lógica, pero recientes dataciones radiométricas ponen en duda tal vinculación.

**Edad de emplazamiento.-** El batolito de San Nicolás intruye claramente a la Formación Marcona (Paleozoico inferior?) mientras que su relación con la Formación Río Grande (del Caloviano-Oxfordiano) no es visible, debido a la cobertura cuaternaria.

Con el fin de establecer la edad de emplazamiento de este batolito, se han practicado varias dataciones radiométricas, una muestra de la adamelita central datada en el INGEIS de la Argentina dió una edad K-Ar de  $120 \pm 10$  M.A., posteriormente P.A. WILSON (en RIES, 1976), utilizando el mismo método obtuvo dos pares de dataciones:  $442 \pm 10.4$  M.A. -  $438 \pm 9.4$  M.A. y  $428 \pm 12.2$  M.A. -  $421 \pm 10.9$  M.A. y finalmente obtuvo una isocrona en roca total por Rb/Sr con una edad de  $400 \pm 22$  M.A.

Por lo que se considera al Batolito de San Nicolás emplazado entre el Ordoviciano y el Siluriano.

El Batolito San Nicolás no presenta signos de una erosión pre-Mesozoica profunda por lo que los rasgos geomórficos del macizo de Huricangana (constituído por rocas del batolito) se considera como un paleorelieve levemente modificado, por lo tanto, está totalmente descartado que se trata de un batolito mesozoico aunque las edades radiométricas deben considerarse con cautela.

## **INTRUSIONES VOLCANICAS**

Una gran parte de las rocas ígneas, que en la región se consideraron emplazadas por procesos volcánicos efusivos, según últimas observaciones de campo se han determinado que son de carácter intrusivo, desarrolladas a lo largo de franjas de dislocamientos profundos.

Dichas franjas tienen la dirección andina estando geográficamente paralelas y aparentemente desvinculadas.

Teniendo en cuenta sus edades relativas de emplazamiento y sus características litológicas, se los ha agrupado en :

### **Intrusivo Volcánico Bella Unión**

Según trabajos anteriores, un importante volumen de rocas volcánicas, emplazadas a lo largo del Frente Andino, fueron consideradas como de edad jurásica y como cubiertas efusivas, dándose una interpretación estratigráfico-tectónica errónea. Aunque una parte de tales masas ígneas se presentan como estratos volcánicos, el mayor volumen de rocas, con características petrográficas volcánicas, se ha emplazado como grandes cuerpos intrusivos de ambientes hipabisales. En efecto, en el transcurso Aptiano-Albiano inferior se produjeron movimientos verticales a lo largo de una franja NO-SE, ahora ocupada por el Frente Andino, haciendo que ésta sea una zona inestable facilitando la acumulación de grauvacas y volcánicos de la formación Copara seguida por una fase intrusiva de grandes magnitudes, localmente denominada Volcánico Intrusivo Bella Unión. Estos dislocamientos habrían sido reactivaciones de una profunda y antigua zona de fracturamiento que más tarde sería control estructural del emplazamiento del Batolito de la Costa.

En el campo pueden distinguirse tres fases de emplazamiento, cada uno con su respectivo tipo de roca, litológicamente similares. El primero y de mayor volumen, está constituido por brechas de intrusión en forma de grandes bloques angulares y sub-angulares, producidos por la acción mecánica de emplazamiento y que por erosión diferencial similar al primero, constituido por brechas intrusivas, con fragmentos angulosos y de tamaños menores que en el caso anterior y volumétricamente menor que la fase principal de emplazamiento. El tercero consiste en diques porfiríticos y dacíticos de variada naturaleza, íntimamente asociados a vetas e impregnaciones de minerales cupríferos.

Petrográficamente está constituido por andesitas y dacitas porfiríticas marrones o violáceas, con tonos que varían a gris-verdes por alteración hidrotermal. El feldespato principal es la andesina, los accesorios son clinopiroxenos, presentándose raras veces hornblenda, tienen abundantes minerales opacos y los minerales secundarios son sericita, hematita, calcita y cuarzo.

El mecanismo de emplazamiento de estos cuerpos fue forzado, provocando fracturas y deformaciones de las rocas de caja, principalmente a las formaciones Yauca y Copara. La asimilación jugó también un papel importante. Los efectos de este mecanismo se ve claramente en el cerro El Cuarto y en las quebradas San Francisco y Toso, donde la formación Yauca, que a lo largo de la franja, forma un homoclinal que buza al EN, luego al SO; siguien-

do la orientación de la franja. Ejemplos más claros de estas relaciones, se exponen en el valle de Nazca. Microtectónicamente, se observan deformaciones ocasionadas por presión direccional en un medio semi-sólido y en la mayoría de las veces, las rocas de la 1° y 2° fase muestran una textura granoclástica.

Exposiciones de las diferentes fases de intrusión se han reconocido a lo largo de las quebradas Carbonera y Trancas por lo que se supone un ancho de emplazamiento amplio para dichos cuerpos hipabisales.

Por el noroeste se prolonga hasta Lurín (O. PALACIOS) y por el sureste debe llegar a Moquegua y Tacna, donde es probable que en los volcánicos Chocolate y Toquepala, por lo menos parcialmente, se encuentren incluidos hipabisales equivalentes al volcánico Intrusivo Bella Unión, debiendo ser materia de futuros trabajos de separación de las diferentes fases de magmatismo y sus relaciones con la mineralización.

**Edad de Emplazamiento.-** Regionalmente las unidades mesozoicas más jóvenes, intruídas por estos hipabisales, son las albianas que están a su vez afectadas por el Batolito de la Costa, cuyo rango de emplazamiento está estimado entre el Cretáceo superior y el Terciario medio (Aptiano-Albiano) por lo que el Volcánico Intrusivo Bella Unión debe haberse emplazado entre el Cretáceo medio a superior.

## **Andesita Tunga**

A lo largo de una franja NO-SE que cruza diagonalmente la Depresión preandina y el sector nororiental de la Cordillera de la Costa (entre Pampa Cadillo y los cerros Huricangana) se presenta una roca subvolcánica de composición andesítica. Dicha intrusión se ha emplazado como relleno de fracturas y fallas de desplazamiento de rumbo, probablemente durante la tectogénesis del Cretáceo tardío o principios del Cenozoico. La ascensión del magma debió producirse durante una fase tardía de relajamiento, cuando los esfuerzos compresivos que produjeron dicho tipo de fallamiento, dejaron de actuar. Las zonas de fallas y fracturas NO-SE sólo son detectadas por sus relaciones con las unidades afectadas. Tal es el caso de las fallas que ponen en contacto las formaciones Río Grande y Jahuay en las pampas de Los Cerrillos y Treinta Libras cuyas orientaciones son NE-SO y NO-SE, respectivamente, de modo que se ha desarrollado un sistema de diques NO-SE y sills entre los estratos titonianos.

Los cuerpos de esta intrusión en la Depresión preandina, son mayormente diques o sills, orientados según la dirección de los estratos afectados, excepto dos stocks alargados cuya orientación es noroeste-sureste ubicados al noreste y sureste de El Jahuay. En el sector comprendido entre Las Lomas de Marcona y la vertiente oriental del macizo de Huricangana existen stocks que intruyen mayormente a la formación Río Grande y al Batolito de San Nicolás. Son intrusivos de emplazamiento postmineral con respecto al hierro de Marcona.

Petrográficamente se trata de una andesita porfirítica marrón o gris-verdosa, con cristales grandes de plagioclasa de bordes corroídos, y en partes zonadas de diámetros de 1.5 cm. La matriz es microporfirítica con piroxenos como fenocristales. La composición mineralógica es 65-70% de plagioclasa, (generalmente labradorita) y 10-12% de ortosa, los minerales accesorios son 5% de clinopiroxeno y 2% de minerales opacos, y los minerales secundarios son hematita, tremolita y serpentina.

En el sector Tunga-Huricangana se distingue dos fases de intrusión, la primera en forma de stock y la segunda en diques que cruzan a la primera. Se diferencia por el tipo de alteración y erosión ya que petrográficamente son muy similares. La segunda fase está asociada a diques delgados de ágata.

No se distinguen signos de mineralización asociados a este intrusivo.

**Edad de emplazamiento.**- La andesita Tunga, en la cordillera de la Costa, intruye a todas las unidades incluyendo al Batolito de San Nicolás, y en la Depresión preandina a la formación Yauca del Neocomiano. Aparentemente es más antigua que el Batolito de la Costa, pero en el presente informe se postula que la edad de intrusión sea del Cretáceo superior o principios del Terciario.

## **BATOLITO DE LA COSTA**

En el sector nororiental del área estudiada se expone parte del Batolito de la Costa, integrando el macizo andino y la Peneplanicie Pliocénica. Está separada de los plutones de la Cordillera de la Costa por una franja ancha de fallamiento, cuya expresión morfotectónica es la Depresión Preandina donde las intrusiones de emplazamiento profundo son muy escasas. El fallamiento fue el control estructural del emplazamiento de las grandes masas del batolito.

Hacia el noroeste, fuera del área estudiada, termina cubierto por piroclásticos pliocénicos, impidiendo estimar su ancho en esta región.

Los contactos entre las diferentes unidades petrográficas son bastante imprecisos, debido en parte, a la oxidación del techo descubierto por erosión. Las características texturales de las mismas son semejantes, la mayoría de las rocas tiene un matiz leucócrata y los pasos son transicionales entre cada una de ellas, siendo en algunos casos los contactos discordantes.

Las afinidades texturales y espaciales muestran condiciones semejantes de emplazamiento y cristalización de las unidades petrográficas, así como una grosera simetría bilateral. Se ha observado también que las fases antiguas (básicas) están en las porciones marginales o hacia el techo y los más jóvenes (ácidas) se encuentran situadas en el centro (PITCHER 1972). La Diorita Acarí sería una excepción a esta regla.

La geometría de su exposición es algo regular, mostrando un techo ligeramente achatado donde la abrasión pliocénica no llegó a desgastarlo mayormente, conservándose así las facies marginales de grano fino. Su límite occidental es ligeramente rectilíneo con dirección NO-SE. Los controles de emplazamiento son accidentess corticales profundos.

Las principales unidades petrográficas que conforman este sector del batolito, de acuerdo a sus edades relativas de intrusión, son las siguientes :

**Diorita Acarí.-** Se ha denominado así al macizo plutónico más occidental del frente andino, genéticamente relacionado al yacimiento mineral de Hierro Acarí, es integrante del Batolito de la Costa por encontrarse asociado geográficamente. Sus características petrográficas presentan una diferenciación magmática distinta a las demás unidades del batolito que guardan una asociación común entre sí.

DUNIN BORKOWSKI (1970) la denominó Plutón de Acarí, haciendo una descripción detallada de su petrología y mineralogía, por lo que en este trabajo se sigue mayormente sus resultados.

La diferenciación magmática durante su emplazamiento dió lugar a la formación de tres tipos de rocas: una diorita marginal de grano fino, una diorita central de grano grueso y una diorita cuarcífera aplítica que las cruza.

La diorita marginal de grano fino, gris-verdosa, está compuesta por plagioclasas oscuras (80-85%), clinopiroxenos (6%), a veces hornblenda, titanio y minerales opacos. Las plagioclasas generalmente contienen inclusiones sólidas y los clinopiroxenos se encuentran a veces recristalizados.

La diorita gris o gris verde de grano grueso, es la fase principal de diferenciación por fracturación de la primera fase de la masa residual, ocupa el mayor volúmen de roca en la parte central de la Diorita Acarí. Está compuesta de plagioclasas blancas con núcleos oscuros provenientes de los feldespatos de la primera fase, clinopiroxenos verdes, rutilo y esfenas marrones. Esta diorita grada a granodiorita al aumentar su contenido en anortita y clinopiroxenos.

La diorita cuarcífera leucócrata, se ha desarrollado en forma de diques aplíticos que cruzan a las rocas anteriormente formadas y como cubierta en ciertas porciones del techo. Está constituida por plagioclasa y cuarzo, pequeñas cantidades de máficos y como roca transicional suele ocurrir una diorita labradiorítica.

Posterior a la consolidación de las unidades mayores de la Diorita Acarí y al fallamiento, vino otra fase de ascensión de soluciones dando lugar al emplazamiento de vetas de magnetita y diques de piroxenita, genéticamente relacionadas con una composición más básica que

las piroxenodioritas, pero independientes, ya que no se observa minerales de hierro en los diques de piroxenita. Posteriormente siguieron emplazándose vetas de cuarzo y finalmente carbonatos. DUNIN BOSKOWSKI ha establecido la siguiente paragénesis: clinopiroxeno, magnetita, apatita, hematita, cuarzo, sulfuros y carbonatos, aunque no todos estos minerales se hallan presentes en cada una de las vetas.

Posterior a la formación de las vetas de piroxenita y magnetita y probablemente de las de carbonatos, vino una fase de intrusión más básica dentro del Plutón de Acarí, dando lugar al emplazamiento de diques, pequeños stocks y “pipes” en la conjunción de fallas preexistentes, siguiendo posteriormente un emplazamiento de diques de spillita.

En las proximidades de las vetas de magnetita, las dioritas piroxénicas, muestran una tonalidad rosada a causa de la albitización de las plagioclasas. C. HUDSON cree que las vetas de magnetita de Hierro Acarí y los yacimientos de cobre del sector noeste, vinculados a la monzonita cuarcífera, tienen una relación genética. Las vetas estarían relacionadas a la segregación y difusión del sodio al igual que la monzonita, pero además está relacionada con el potasio. Estudios detallados de geoquímica podrían comprobar esta hipótesis.

El tamaño original del intrusivo de Acarí debe haber sido mucho más grande, dado que se han encontrado, hacia el sector noreste, remanentes como techos colgantes sobre la tonalita Calapampa. Así, en la quebrada Santa Rosa (Río Acarí) se expone una porción de la gabrodiorita de la segunda fase de intrusión que muestra las mismas características petrográficas encontradas en el área de Hierro Acarí y en las cabeceras de la quebrada Cuesta Chaqui (10 Km. al NE de la anterior) se tiene un gran sombrero de la diorita cuarcífera de la tercera generación de la Diorita Acarí.

**Tonalita Calapampa.-** Con esta denominación se reconoce a la unidad petrográfica de mayor volumen, del Batolito de la Costa. Siendo la fase principal de diferenciación y emplazamiento de este sector. Se halla expuesta a lo largo del cañón del río Acarí, tratándose de una tonalita a biotita.

Hacia la porción sudoccidental esta tonalita se halla cubierta, en contacto intrusivo, por una metadiorita gris mesócrata que en ciertos sectores varía a una diorita cuarcífera. Por sus similitudes texturales se le considera como producto de la intrusión inicial durante la fase de emplazamiento de la Tonalita Calapampa, siendo diferente de las unidades de la Diorita Acarí. Estas características permiten establecer que la tonalita Calapampa pertenece a una fase de diferenciación y emplazamiento, bajo condiciones distintas a las demás unidades del Batolito de la Costa por lo menos en el área estudiada. Estas rocas se encuentran expuestas en las partes altas de los cerros Machaynioc y Visija, ubicados a ambos lados del río Acarí.

Por otro lado, hacia el sector nororiental, en las proximidades de la hacienda Huanca grada hacia granodiorita por incremento de feldespato potásico. Es la unidad rocosa de mayor extensión en el cuadrángulo de Jaquí (E. OLCHAUSKI).

La tonalita central gris-leucócrata de grano grueso, compuesta principalmente por plagioclasa blanca, cuarzo hialino y biotita, es la roca principal y de mayor volumen. Hacia los sectores transicionales a diorita o granodiorita, destaca una segregación de materiales félsicos y máficos, presentando una estructura bandeada. Son frecuentes los efectos de intrusión de las porciones félsicas, distinguibles aún en las transiciones de las partes claras y oscuras de la misma tonalita.

La composición mineralógica de la tonalita es 60-65% de oligoclasa-andesina a veces albitizada, 15-18% de cuarzo, como minerales accesorios 10% de biotita, 1-4% de clinopiroxeno y pequeñas cantidades de apatita, zircón, ilmenita, esfena y minerales opacos, como productos de alteración se tiene: sericita, uralita, clorita y epidota. El cuarzo contiene agujas de ilmenita y las lamelas de biotita generalmente están dobladas por efectos de presión.

Metatonalitas, como remanentes de la Tonalita Calapampa, se extienden por el suroeste hasta el área de las lomas Los Colorados, donde se constituyen como techos colgantes sobre la Monzonita Cobrepampa.

## **Tonalita San Vicente**

Se reconoce con esta denominación a una tonalita a hornblenda, gris-clara que se expone en el sector septentrional del cuadrángulo de Acarí, en las inmediaciones de las minas de San Vicente. Sus características son bastante diferentes a la Tonalita Calapampa, aunque probablemente pertenezca a la misma fase de diferenciación y emplazamiento.

La tonalita típica forma el macizo del cerro La Cuesta prolongándose al cuadrángulo de Nazca. Es una roca gris-clara de grano más grueso que la tonalita anterior y con mayor desarrollo de porfidoblastos tabulares de hornblenda negra en lugar de biotita, los cristales alcanzan hasta a 12 mm., presentándose una gran proporción de cuarzo.

Hacia el este, en el corte de la quebrada Carrizal, dicha roca se hace más lencócrata por incremento del contenido cuarzo-feldespático y está relacionada con el yacimiento de oro de la mina Los Incas. Por otro lado, a lo largo de la quebrada Santa Lucía, próxima a la anterior, el mismo tipo de roca muestra una notable deformación orientada en sentido NO-SE. Los cristales de hornblenda tienen la misma dirección, así como los núcleos de biotita poseen estructuras de flujo y los cuarzos intersticiales están intensamente deformados produciendo microdigitaciones.

Aunque no existe una relación directa con la Tonalita Calapampa, en la quebrada Santa Lucía se observan ciertas evidencias de transición, en la quebrada Chajillay (afluente de la anterior) se halla presente la roca antes descrita, siendo la textura de la parte cuarzo-feldespática bastante similar en ambas tonalitas, diferenciándose sólo en la clase y proporción de los minerales máficos.

La Tonalita San Vicente está compuesta por plagioclasa (oligoclasa-andesina) 60%, cuarzo 25-28%, como accesorios se tiene hornblenda, en parte como pseudomorfos de piroxenos, pequeñas cantidades de biotita o clinopiroxeno, esfena, apatita y minerales opacos, los minerales secundarios incluyen epidota, uralita, clorita y sericita.

Desde el punto de vista económico, ambas tonalitas descritas son estériles en minerales sulfurados, se hallan relacionadas a vetas de oro, tal como ocurre en la mina Los Incas.

## **Monzonita Cobrepampa**

Se denomina así al plutón que está vinculado a la mayor parte de la mineralización de cobre en el cuadrángulo de Acarí. Se encuentra emplazado a lo largo de una franja NO-SE, su ancho promedio es de 15 km. ingresa al cuadrángulo de Jaquí por el sureste, haciendo una estructura algo arqueada aproximadamente coincidente con la deflexión de la cadena andina, la cual en este sector varía de N 10° O a E-O.

Esta intrusión conjuntamente con la Diorita Acarí es la más importante del área estudiada, desde el punto de vista económico. Está cruzada por un sistema de vetas de cobre con rumbo promedio N 70° O, que a su vez son invasoras de las rocas encajonantes, le siguen en importancia las del grupo Yura, luego la Diorita Acarí y la Tonalita Calapampa.

La monzonita cuarcífera gris-rosada es la roca principal, varía en las porciones marginales a una adamelita rosada cuyos diques cruzan a las rocas de caja.

Ciertas porciones, principalmente del techo, están constituídas por una roca híbrida grisácea a partir de las dioritas y tonalitas antes descritas. El proceso de hibridización se distingue más claramente en los sectores del cerro Conchudo y Purísima, donde la roca está cruzada por diques NO-SE de adamelita asociados a vetas con minas de cobre en los contactos, afectando también a la Tonalita Calapampa hacia el sureste.

La composición mineralógica de la monzonita cuarcífera es: 30-35% de ortosa, 40-45% de plagioclasa (andesina) y 4-8% de cuarzo; los minerales accesorios son clinopiroxeno, biotita, apatita y esfena; y, los secundarios: uralita y turmalina negra.

La adamelita marginal se compone de 35-40% de ortosa (a veces pertitzada), 30-35% de plagioclasa y 15-20% de cuarzo; los minerales accesorios son biotita, clinopiroxeno, apatita, zircón y minerales opacos; y, los secundarios son prehnita, uralita, clorita, turmalina y otros. Dentro de algunas plagioclasas se localizan inclusiones sólidas de biotita, minerales opacos y zircón. Asimismo, parte de dichos feldespatos están zonados y sus núcleos, generalmente, se encuentran alterados.

Podría postularse un relación genética areal entre las mineralizaciones de hierro y cobre, ya que en Hierro Acarí, las vetas de magnetita se encuentran rodeadas por yacimientos de cobre, asociación muy común en otras provincias metalogénicas (DUNIN-BORKOWSKI, 1970). Por otro lado, la actinolita es el mineral común en ambos tipos de vetas y en las de cobre son frecuentes la magnetita y especularita (GUIZADO y RODRIGUEZ 1971). De esto se podría deducir que la Diorita Acarí y la Monzonita Cobrepampa podrían ser parte de un proceso de diferenciación magmática, donde el mayor volúmen de menas de hierro está relacionado a las unidades más básicas y el de cobre a las más ácidas, vinculadas posiblemente a un proceso de segregación y difusión de sodio y potasio (C. HUDSON), por el hecho de que en las proximidades de las vetas de magnetita, las plagioclasas de la Diorita Acarí se encuentran bastante albitizadas y las menas de cobre están asociadas a la monzonita cuarcífera y adamelita.

## **Intrusiones menores**

Aparte de las unidades del Batolito de la Costa, descritas, se tiene una serie de cuerpos pequeños esparcidos en toda el área estudiada, cuyos apófisis es probable que sean parte de las intrusiones mayores.

En el extremo nor-occidental del cuadrángulo de Acarí (proximidades de los cerros Callejón de Piedra y Negro) se tiene un stock de gabro porfirítico, el cual hacia el sur varía a una microdiorita melanócrata e intruye a la formación Copara y al Volcánico Intrusivo Bella Unión. El gabro está constituido por fenocristales de labradorita y cantidades apreciables de olivino.

En la Depresión Preandina, se tiene tres pequeños stocks de microdiorita similares a las dioritas marginales de la Tonalita Calapampa. Se exponen en la pampa de Las Clavelinas y en el cerro Los Positos, próximos a un stock de granodiorita leucócrata de grano medio.

A lo largo de las elevaciones del flanco sur de la quebrada Carbonera ocurren dos stocks de rocas básicas. Uno de ellos en el cerro Colorado, constituido por una gabrodiorita gris-oscuro con labradorita y clinopiroxeno. Semejante a la diorita marginal de la Tonalita Calapampa). A unos 10 Km. al noreste de la anterior, se tiene la ocurrencia de un gabro

porfirítico que intruye al Volcánico Intrusivo Bella Unión, este gabro está constituido por fenocristales desarrollados de labradorita y pequeños elementos de hornblenda y clinopiroxeno. Se halla cataclásticamente deformado y transformado a un flasergabro, que se encuentra con una orientación NO-SE en el sector de la Tonalita San Vicente que muestra asimismo una deformación similar.

## **Efectos de metamorfismo**

Rocas de metamorfismo de contacto, bastante desarrollado, se encuentran en el sector oriental del cuadrángulo de Acarí, desde la pampa de Padre Huanuscca, hasta los cerros Visija y Caranga, prolongándose al cuadrángulo de Jaquí, (E. OLLCHAUSKI lo reconoce como Complejo Santa Rita).

Esencialmente se trata de un complejo igneo-metamórfico, consistente mayormente de hornfels de microdiorita y microtonalita, marginales de las grandes unidades del Batolito de la Costa, metasedimentos, metaandesitas y metasomatitas que pasan hasta el grado de esquistos micáceos, similares en parte a las rocas del Complejo Basal de la Costa.

El mineral esencial de los hornfels es la plagioclasa; los accesorios son cuarzo, biotita, minerales opacos y esfena; y, los secundarios son uralita, actinolita, sericita, epidota, clorita y calcita. Las metasomatitas se componen principalmente de cuarzo, sericita, illita y muscovita.

En el área de Machaynioc estas rocas se hallan asociadas a vetas de cobre.

**Edad de emplazamiento.**- Estudios sistemáticos han demostrado que el Batolito de la Costa está constituido por tres segmentos: segmento Trujillo, segmento Lima y segmento Arequipa (COBBING et. at. 1977). El segmento Lima se ha emplazado entre 100 y 30 M.A. es decir entre el Albiano y el Oligoceno (Cretáceo superior-Terciario medio).

En el área de estudio el batolito intruye a sedimentos del Aptiano-Albiano y se halla truncado por una superficie de erosión de probable edad mio-Pliocena desconociéndose las edades relativas de las diferentes unidades petrográficas de este sector del Batolito de la Costa.

Dataciones radiométricas practicadas sobre las unidades mayores principales del segmento Arequipa (Linga, Incahuasi y Tiabaya) han dado edades K-Ar de 96 y 80 MA. (COBBING)). El sector del Batolito de la Costa del área estudiada corresponde a este segmento.

## **GEOLOGIA ESTRUCTURAL**

---

### **GENERALIDADES**

Las estructuras que se han formado en el área investigada están vinculadas al desarrollo tectónico de esta parte de la orla continental del Perú en un tiempo bastante prolongado, de lo cual sólo se tienen escasas y limitadas evidencias directas.

En este trabajo sólo se describe aquellas estructuras que llegan a afectar a las rocas mesozoicas en forma directa o relacionada, no así a las más antiguas, sean precambrianas o paleozoicas, las cuales por su complejidad escapan al alcance de este trabajo.

Entre los acontecimientos tectónicos más importantes que han afectado la región estudiada, en orden decreciente de edad, pueden enumerarse los siguientes:

- a) Domo de Marcona
- b) Plegamiento en el macizo andino
- c) Fallas de desplazamiento de rumbo
- d) Fallas gravitacionales
- e) Tectónica reciente

### **Domo de Marcona**

Analizando los rasgos estructurales de la Cordillera de la Costa, el más saltante es el Plegamiento en el macizo andino.

En la Cordillera de la Costa se encuentra emplazado el Batolito de San Nicolás, con características petrográficas y relaciones con las rocas de caja diferentes al Batolito de la Costa, donde además el sistema de diques que afecta al primer plutón y a las rocas de caja, tiene una tendencia general de NE-SO, demostrando que los esfuerzos que acompañaron a sus respectivos emplazamientos fueron diferentes.

Por otro lado, la Formación Marcona y las rocas jurásicas envolventes varían de rumbo progresivamente desde la quebrada de Jahuay hasta el cañón del río Grande, de más

o menos N 45° O, pasando por E-O a N 45° E siguiendo además una amplia estructura arqueada y abovedada con inclinaciones hacia afuera.

Estas características permiten postular la existencia de una gran estructura dómica en esta latitud, de la cual sólo una porción periclinal oriental se puede observar directamente. La mayor parte se halla cubierta por el Océano Pacífico.

La formación del Domo de Marcona parece estar relacionada a un movimiento post-málmico (Nevadiano?), con efectos compresivos de dirección NO-SE, dando como resultado una estructuración transversal a la tendencia andina. Dicha estructura es probable que esté relacionada al desarrollo de la Deflexión de Abancay, conjuntamente con la Dorsal de Nazca. Si las edades asignadas a la Formación Marcona y al batolito San Nicolás son correctas, el Domo de Marcona no tendría relación genética con el batolito San Nicolás ya que en dicha estructura se encuentra afectada la Formación Río Grande del Jurásico superior, pudiendo no observarse con nitidez la relación con dicho batolito.

## **Plegamiento del macizo andino**

En el area cubierta por los cuadrángulos de San Juan, Acarí y Yauca, no se observan pliegues de extensiones considerables, probablemente por el intenso fallamiento que ha afectado la región, de modo que las diferentes unidades buzan indistintamente a uno y otro lado de los bloques de falla.

Sólo en tres localidades existen pequeños pliegues visibles:

En la parte oriental del cerro Los Positos, donde la formación Yauca está plegada, presentando un pequeño sinclinal, sus flancos tienen buzamientos de 5° a 10° y rumbo N 45° O.

En el sector noreste del cuadrángulo de Acarí, en el cerro Allajalla (sobre la quebrada Carrizal), el grupo Yura está plegado formando dos sinclinales y un anticlinal intermedio con rumbo general N-S a N 10° E y buzamientos que no pasan de 50°.

Al norte del lugar anterior en el cerro San Vicente, las mismas unidades forman un pequeño sinclinal de dirección N-S y buzamiento 10° - 15°. Al sureste cerca de la quebrada Trancas Chico aflora un pequeño anticlinal que afecta las mismas capas.

Los rumbos de las unidades mesozoicas a lo largo del frente andino tienen un rumbo general N 45° O, formando un homoclinal con buzamiento al noreste. En el sector noreste existe una pequeña deflexión de las estructuras, pasando de dirección N-S a dirección N 45°

O. Ambas franjas forman un sinclinorio, algo enmascarado debido al emplazamiento del Batolito de la Costa y a las cubiertas de masas de arena, a ambos lados de la quebrada Carbonera.

## **Fallamiento**

La región está afectada por una típica tectónica de fallamiento en bloques y aunque el diseño es algo caótico es posible distinguir tres franjas estructurales principales:

- Franja occidental, afectada por fallas gravitacionales predominantes a lo largo del flanco occidental de la Cordillera de la Costa.

- Franja central, que corre a lo largo de la Depresión Preandina y de la porción oriental de la Cordillera de la Costa, con fallamiento de desplazamiento de rumbo.

- Franja oriental, a lo largo del Frente andino, con fallas gravitacionales

En las dos primeras franjas la tectónica es combinada encontrándose los accidentes de ambas franjas. Las fallas gravitacionales son posteriores a las de desplazamiento de rumbo.

**Franja Central.-** Al interpretar el fallamiento intenso que afecta a la Cordillera de la Costa y a la Depresión Preandina. Se nota claramente que los movimientos diferenciales se produjeron según la dirección de los rumbos, aunque ahora tengan las características de fallas normales.

Para considerarlas como tales, se tiene los siguientes argumentos: a) la inclinación de las escarpas es esencialmente vertical (falla Tunga), b) la ubicación de las mismas que afectan a un macizo rígido, tal es la Cordillera de la Costa, compuesta por rocas del basamento cristalino, y c) existen evidencias de considerables desplazamientos de los contactos entre las unidades afectadas a ambos lados de las fallas. El estudio de los espejos de fricción, nos daría pruebas contundentes de esta hipótesis, que lamentablemente no se ha podido observar, debido a que la mayoría de las zonas de fallas y fracturas han sido invadidas por diques y stocks de andesita porfirítica, siguiendo el diseño de tales accidentes, además esta franja se halla cubierta en gran parte por depósitos cuaternarios.

El desarrollo de la franja central fue el resultado de las colisión de dos bloques rígidos: la Cordillera de la Costa y el macizo andino, separados por una zona de debilidad ahora ocupada por la Depresión preandina.

Los esfuerzos compresionales noreste-suroeste actuaron de tal forma que en la margen oriental de la Cordillera de la Costa se produjeron movimientos dextrales sucesivos, dando un arreglo escalonado y de contorno algo arqueado desde la zona minera de Marcona hasta las cercanías de la Pampa Cadillo (sureste de El Jahuay), variando progresivamente de noroeste-sureste a noreste-suroeste, actuando mayormente sobre las formaciones Marcona, Río Grande y Jahuay.

Por otro lado, en la Depresión Preandina (sector pampa de Poroma-pampa de Jahuay), se reconocen tres fallas principales: Tunga, Los Cerrillos y Treinta Libras, con rumbos N 20° a 45° E, cada uno con varios componentes que forman ángulos de 30° y 45° con las fallas maestras, lo que le da al conjunto un diseño enrejado. Este mecanismo también se repite en la Cordillera de la Costa, ej. la falla de Repetición, reconocida por geólogos de Hierro Perú.

**Falla Tunga.-** Es la falla más notable y presenta características de fallas normal. Se extiende por el noreste, hasta las cercanías de Pisco, limitando la Depresión preandina de la Cordillera de la Costa, donde la depresión se ha hundido a manera de un graben y la cordillera se comportó como un horst. Estos rasgos morfo-tectónicos se desarrollaron, probablemente, en el transcurso Mioceno-superior-Plioceno inferior, acompañados de movimientos tafrogénicos. Es una falla dextral.

**Falla Treinta Libras.-** Es ligeramente paralela a la falla Tunga, entra el área de estudio por el norte en la pampa del mismo nombre. Pone en contacto la formación Río Grande, de rumbo general este-oeste a noreste-suroeste, con la formación Jahuay de tendencia noroeste-sureste. La falla Treinta Libras trunca la porción periclinal oriental del domo de Marcona, considerada anteriormente como una discordancia angular, (RUEGG, 1961), relacionada a una manifestación de la orogenia nevadiana en esta parte del país, pero en las cercanías del pozo, El Jahuay, ambas unidades son esencialmente concordantes. La falla Treinta Libras, como la falla Tunga son fallas de desplazamiento dextral.

**Falla Los Cerrillos - Bella Unión.-** Es uno de los accidentes más orientales. Limita a la Depresión Preandina por el noreste y a pesar de su gran extensión, no parece tener mayor desplazamiento de rumbo. Se le observa mejor al pie de las dos elevaciones denominadas Los Cerrillos con un desplazamiento dextral. Pone en contacto las formaciones Jahuay y Yauca, perdiéndose en la curva de la quebrada Jahuay cubierta por depósitos recientes, es posible que la falla Los Cerrillos sea la continuación de la falla Bella Unión y ésta la de Mendoza.

La falla Los Cerrillos parece prolongarse por el noroeste, limitando al Frente Andino, lo cual indicaría un importante papel en el desarrollo morfo-tectónico actual.

En resumen, las fallas descritas anteriormente dan muestras de tratarse de profundas fracturas de la corteza, generadas en las etapas tempranas del ciclo andino, ya que limitan

dos macizos completamente distintos, que habrían sufrido reactivaciones en tiempos diferentes. Por otro lado, en el sector oeste de esta región, las intrusiones volcánicas y el Batolito de la Costa están limitados por la falla Los Cerrillos - Bella Unión. El batolito de San Nicolás no se prolonga al este de la falla Tunga.

La expresión morfo-tectónica actual de la región es la siguiente: un macizo occidental levantado (Cordillera de la Costa), una franja central hundida (Depresión Preandina) y un macizo andino (en el lado oriental) basculado hacia el oeste como resultado de la reactivación tensional de fallas preexistentes, siendo la falla Tunga la más activa, cuyo salto es por lo menos de 600 m. La falla Los Cerrillos - Bella Unión actuó como una especie de bisagra posterior al desarrollo de la Peneplanicie pliocénica. (Foto 2).

**Franja Occidental.-** Los fallamientos del flanco occidental de la Cordillera de la Costa tienen una tendencia general N 50° - 60° O, a diferencia de las fallas de la franja central que tienen un rumbo promedio N 45° O. En algunos casos, ambas forman un sistema conjugado.

**Sector de San Fernando.-** Todas las fallas de este sector son gravitacionales y los bloques descendidos, en la mayoría de los casos, son las sud-occidentales, presentando un diseño escalonado que, conjuntamente con las fallas de la franja central, hacen que la Cordillera de la Costa tenga las características de un gran horst intensamente fallado. Sin embargo, no es raro encontrar fallas con el bloque oriental descendido. La mayoría de las cuales, de acuerdo a sus rumbos, tienden a conectarse con las fallas de dirección N 50° - 60° del área de Marcona.

Los principales dislocamientos de este sector son :

Falla San Fernando, que en el cerro Huasipara hace repetir la formación Río Grande, debido al deslizamiento del bloque occidental de unos 300 m., y es probable que haya tenido una reciente reactivación, ya que en la Bajada de Lechuza afecta a depósitos de terrazas marinas.

Falla Lechuza, de gran extensión, y de poco salto, en el sector noroeste debe ser bastante importante dada la magnitud de la zona de falla. El bloque oriental ha descendido y en la Bajada de Lechuza se bifurca en otro componente, cuya escarpa sobre gravas de terraza se destaca claramente.

Falla Miramar, por su traza debe tratarse de un accidente grande destacándose al pie del cerro Miramar. El bloque occidental ha descendido afectando a depósitos pleistocénicos.

En el área de Punta San Fernando, se tienen varias fallas donde todos los bloques orientales han descendido.

**Sector San Nicolás-Chaviña.-** En este sector se detecta dos generaciones de fallamientos, una de desplazamiento de rumbo y otra gravitacional, siendo esta última, en la mayoría de los casos, la reactivación de la primera.

Fallas de desplazamiento de rumbo se han observado en el área comprendida entre punta Chiquerío y en el aeropuerto de San Juan y más al sureste, al nivel de la playa Yanyarina. La mayoría son sinistralas, a diferencia de las fallas de la misma naturaleza que en la franja central son dextrales.

En punta Chiquerío, se tiene tres fallas de desplazamiento de rumbo (N 45° O), que desplazan a una falla contígua (N 10° - 45° O. El más occidental, es de tipo dextral y más importante, afecta a los gneises anfibólicos, granitos gneisoides y a la formación San Juan.

La mayoría de las fallas gravitacionales del sector San Nicolás-Chaviña, tienen un rumbo general N 45° O, cruzadas por otro sistema NE-SO, que conjuntamente con las fallas de desplazamiento de rumbo forman un diseño enrejado.

En las fallas del primer juego, generalmente el bloque descendido es el occidental, donde los frentes de terrazas, son escarpes de falla, lo que indica una reactivación durante los levantamientos en el Pleistoceno. En cambio, las fallas suroeste-noreste no tienen mayor preferencia y son observables en los acantilados marinos.

Por otro lado, como la mayoría de las fallas de este sector muestran una orientación N 45° O, parece razonable que el desarrollo de los principales rasgos litorales actuales fueron controlados por estos accidentes, ejm. las bahías de San Nicolás y San Juan, hacia las cuales concurren los dislocamientos.

**Franja Oriental.-** Esta franja constituye en realidad el macizo andino. Los fallamientos de esta franja son gravitacionales y en la mayoría de los casos los bloques descendidos son los orientales.

Los dislocamientos longitudinales tienen un rumbo general N 45° O cuyos bloques se hallan limitados, por fallas transversales NE-SO dando un diseño similar al de las franjas occidental y central, aunque en número inferior y es probable que afecten a las fallas de desplazamiento de rumbo de la franja central, ya que pertenecen a una generación posterior.

Estos fallamientos, dada su naturaleza, son de origen tensional posteriores a la consolidación de los plutones del Batolito de la Costa, y a las fuerzas compresivas, causantes de las fallas de desplazamiento de rumbo.

**Fallas longitudinales.-** Entre las fallas principales de dirección NO-SE se pueden distinguir dos categorías, de acuerdo al movimiento de las cajas: deslizamientos hacia el noreste y deslizamiento hacia el sureste.

Las fallas del primer grupo ocurren en el macizo comprendido entre Hierro Acarí y el sector nororiental del cuadrángulo de Acarí, de las cuales, las más importantes son las fallas Mancha, Amato y Canchete de gran extensión ya que cruzan gran parte del cuadrángulo de Jaquí. La falla Mancha limita el área de influencia de la mineralización de hierro de Acarí hacia el noreste, poniendo en contacto de facies de grano grueso con la de grano fino de la diorita Acarí, y en la hacienda El Molino, las intrusiones volcánicas con la cuarzo-monzonita Cobrepampa.

Fallas longitudinales del segundo grupo ocurren en el sector nororiental del cuadrángulo de Yauca (entre el macizo de Mendoza y las pampas de Yauca). Entre ellas se tiene la falla Mendoza que forma un sistema conjugado pasando por ambas vertientes del cerro Mendoza. Hace descender a la Formación Yauca escalonadamente con un salto de, por lo menos, 1,000 m. otro accidente importante de este grupo es la falla San José, que por el este ingresa al cuadrángulo de Chala y cruza el río Yauca, luego al pasar por la hacienda San José hace repetir toda la sección de la Formación Yauca, la norte de la pampa del mismo nombre.

**Fallas Transversales.-** Los fallamientos de rumbo NE-SO, tienen extensiones limitadas entre las fallas longitudinales, aunque parece que las quebradas Carbonera y Trancas y el río Acarí se han desarrollado a lo largo de grandes fracturas, que serían fallas transversales, ya que las unidades de flancos opuestos de los valles no se corresponden en la mayoría de los casos.

En el sector septentrional del cuadrángulo de Acarí este tipo de fallamiento desarrolla un diseño caótico, haciendo que los yacimientos de cobre que rellenan estas fracturas se encuentren muy dispersos, corroborado por las fracturas tensionales acompañantes.

Por otro lado, es probable que algunas de las fallas transversales tengan un movimiento con componentes horizontales, como parece ocurrir en la pampa de Las Clavelinas, donde desplazan a las fallas Treinta Libras y Los Cerrillos.

En el área de Acarí, las vetas de hierro rellenan fracturas de tensión relacionadas a este tipo de fallamiento e inclusive invaden zonas de fallas. Por lo tanto, son premineralización del hierro. Las más importantes son las fallas Pongo y Varillas, esta última es la limitante de la extensión de la veta 1 de Acarí.

## **Tectónica reciente**

Entre los rasgos que atestigüen movimientos bastante recientes, se tiene el desarrollo algo intermitente de las terrazas marinas San Juan - Yauca, así como la reactivación de fallas que afectan a dichas superficies de erosión, lo que significaría que la región ha sido tectónicamente activa en tiempos recientes.

Por otro lado, la presencia de terrazas marinas a niveles cercanos a 1,000 m., implica movimientos de líneas de costa bastante anormales con respecto al resto de la costa sur del país, ya que no se tiene conocimiento de la existencia de superficie de abrasión Pleistoceno Reciente a tales altitudes, lo que significaría que el bloque de la Cordillera de la Costa, comprendido entre el río Grande y la quebrada Jahuay, ha sufrido un mayor levantamiento que las áreas vecinas. Mediciones y estudios comparativos detallados futuros deberán conducir a conclusiones más significativas.

## **GEOLOGIA ECONOMICA**

---

La región estudiada es materia de intensa actividad minera, tanto metálica como no metálica, siendo así obvia su importancia desde el punto de vista económico. En la actualidad esta región se encuentra en producción activa.

La descripción del emplazamiento de las menas se ha basado en las breves observaciones de campo realizadas por el autor y en la bibliografía existente sobre el particular. No se ha hecho una descripción detallada de los yacimientos minerales debido a que escapa del objetivo principal del presente estudio.

### **YACIMIENTOS METALICOS**

Entre la mineralización metálica se distingue un zoneamiento regional, marcado por dos generaciones de emplazamiento, la primera (occidental) por el emplazamiento de menas de hierro y la segunda (oriental) de cobre. Hacia el este, fuera de la zona estudiada, ha ocurrido además mineralización de oro.

Desde el punto de vista metalogénico, la región se encuentra ubicada dentro de la Provincia Metalogénica Occidental (BELLIDO, 1972).

En el macizo andino y al este de la zona de hierro, se ha desarrollado una importante mineralización de cobre. En este sector se ha establecido dos etapas principales de generación de menas de cobre dando lugar a más de 200 vetas como relleno de fracturas y fallas.

El emplazamiento de las menas de cobre tuvo lugar durante dos etapas principales, acompañadas por dos tipos de intrusiones. La primera etapa de mineralización está relacionada genéticamente al emplazamiento de las intrusiones volcánicas del Cretáceo medio a superior. La segunda está vinculada al Batolito de la Costa, cuya unidad principal es la Monzonita cuarcífera cobrepampa.

Entre los yacimientos principales, marcados por el tipo de emplazamiento y/o sus relaciones, se distinguen :

## **Depósito de Metasomatismo de Contacto de Marcona**

Se encuentra ubicado en el sector nororiental del cuadrángulo de San Juan y a 25 km. al norte del puerto de San Juan. Es el principal centro minero productor de hierro en el Perú, dado el volumen de reserva, la calidad de las menas y el bajo costo de su extracción.

Los diferentes cuerpos de mineral se han formado por reemplazamiento selectivo de las facies favorables de las formaciones Marcona y Río Grande donde el Batolito San Nicolás se consideraba anteriormente como portador de las soluciones mineralizantes y probablemente de edad jurásica, actualmente y de acuerdo a las dataciones radiométricas, la mineralización no tendría relación genética con el batolito.

La roca portadora de las soluciones mineralizantes, según los geólogos de dicha mina, es la dacita porfirítica verde-rosada, asociada espacialmente a los cuerpos minerales en forma de diques, sills o puntones, los cuales constituirían apófisis de un magmatismo mesozoico, provenientes, de las partes profundas del mismo. La abundancia de anfíboles en las cajas, hace pensar en la directa relación genética con el hierro. A su vez el área mineralizada se encuentra cruzada por diferentes masas hipabisales más jóvenes que las menas, la más importante es la andesita porfirítica que presenta grandes cristales de plagioclasa y aflora en áreas vecinas a la Mina en forma de stocks.

Los cuerpos minerales de reemplazamiento se han desarrollado en mayor escala en la formación Marcona, con contactos definidos entre el mineral y la caja en los horizontes de calizas y dolomitas. En la formación Río Grande, los reemplazamientos se han realizado en los horizontes de calizas y areniscas calcáreas, presentan estructuras más o menos tabulares algo paralelos a los estratos que los encierran. Los rumbos promedios son E-O y NE-SO.

La textura de la roca original se ha mantenido casi intacta después del metasomatismo, siendo más patente en las areniscas calcáreas jurásicas.

Ultimas consideraciones le asignan al yacimiento un origen singenético en la formación Marcona (C.HUDSON) y removilizado hacia las capas jurásicas. Si las edades radiométricas ya indicadas para el batolito, son correctas (ordovicianas), éste no tendría relación con la mineralización.

El principal mineral de los yacimientos de hierro es la magnetita asociada a pirita. Los procesos de intemperismo han dado lugar a tres niveles principales:

a) Nivel superior o zona de oxidación y cercano a la superficie, de oxidación y lixiviación, consiste mayormente en hematita, martita y escasa magnetita residual, asociados con óxidos y carbonatos de cobre.

b) Nivel intermedio o zona de transición, compuesto principalmente por magnetita residual, acompañada por pirita parcialmente alterada a hematita, seguida por martita y venillas de jarosita.

c) Nivel inferior o zona de sulfuros primarios, consistente en magnetita criptocristalina de grano fino, asociada a actinolita, sericita, epidota y yeso secundario.

La vertiente meridional de los cerros Huricangana presenta áreas de alteración asociadas, con delgadas vetillas de magnetita que cruzan a la metadiorita del Batolito de San Nicolás. En el sector de Tunga, las andesitas microporfíricas gris-azuladas contienen apreciables impregnaciones de magnetita, lo que sugiere que, las rocas portadoras de soluciones mineralizantes fueron más de una, posiblemente tal como la unidad mayor y los hipabisales genéticamente asociados.

La ley promedio del yacimiento es 60% de hierro, habiéndose estimado una explotación, en condiciones económicas, para 20 años. Sus reservas actuales son superiores a los 400 millones de toneladas.

### **Depósito de inyección magmática de Hierro Acarí**

Este yacimiento se encuentra a unos 20 Km., al noroeste del pueblo de Acarí y al sureste del depósito de hierro de Marcona. Geológicamente se encuentra en la parte andina, cuyo macizo está constituido por la Diorita Acarí, siendo ésta la intrusión más básica y occidental del Batolito de la Costa y tal vez uno de los más antiguos de la secuencia plutónica.

Su relación con el yacimiento de Marcona no está establecida, aunque por su mineralogía se las encuentra semejantes, a pesar del diferente modo de emplazamiento.

La mayor parte de las vetas de inyección tienen 200 a 600 m., con anchos variables entre 1 a 4 m., relacionadas a dos sistemas principales de fracturamiento. La mayoría tienen una tendencia general NE-SO, pero la Veta 1 de Acarí y Veta 6 de Campana poseen un rumbo general NO-SE.

Genéticamente hablando, las vetas no están vinculadas a la Diorita Acarí sino a los diques de piroxenita (DUNIN, 1970), donde tanto las piroxenitas como las vetas de magnetita fueron el resultado del ascenso de soluciones a través de fracturas, al final de la consolidación del plutón, siendo sometidas a un fracturamiento posterior. De este modo la secuencia de emplazamiento comenzó con las vetas de piroxenita, luego las de magnetita y finalmente las de cuarzo. La paragénesis determinada consiste en clinopiroxeno, magnetita, apatita, hematita, cuarzo, sulfuros y boratos.

Dentro del distrito minero de Acarí se han distinguido tres áreas de mineralización, las cuales son de este a oeste: Area de Pongo, área de Mastuerzo y Area de Campana. La mena principal es una magnetita gris-negra de grano fino y masiva.

El yacimiento posee un zoneamiento vertical, con la zona superior consistente principalmente en magnetita gris-negra, de aspecto masivo y de grano fino, asociada con apatita e hilillos de calcita. Como producto de oxidación se tiene la martita y hematita. Es la zona de mejor calidad de mineral, con una ley promedio de 65% de Fe y trazas de fósforo. La zona inferior, es transicional y está compuesta por una asociación de magnetita con actinolita, donde la proporción de apatita aumenta gradualmente hacia abajo. Los anfíboles son de grano medio, existiendo una disminución de la magnetita con el incremento paulatino de anfíboles, apatita y cuarzo.

En 1968 se paralizó la explotación, ya que la naturaleza del yacimiento y el método de explotación resultaron antieconómicos para la época, debido al angostamiento de las vetas con la profundidad.

Además de los depósitos mencionados, cabe mencionarse la existencia de considerables cantidades de magnetita en las dunas de arena eólica, las que además contienen otros minerales pesados que, tal vez, en el futuro podrían constituir fuentes de explotación en condiciones favorables.

### **Mineralización de cobre relacionada con las intrusiones volcánicas cretáceas**

Como se ha anotado anteriormente, el Intrusivo Volcánico Bella Unión se emplazó durante tres fases principales. Las soluciones mineralizantes ascendieron acompañando a la tercera fase, dando lugar a la formación de vetas de contacto paralelas y contiguas a los diques andesíticos o en forma diseminada dentro de las rocas de las fases anteriores. Las vetas se han instalado cruzando a las areniscas y grauvacas de la formación Copara.

Este tipo de mineralización tuvo mayor desarrollo en el sector noroeste del cuadrángulo de Acarí, siendo los principales yacimientos los de las minas César, Copara, Cobre Nazca y Nascape. La mina Los 3 Huanacos es la mejor representante del tipo de relleno de fisuras reticulares y amígdalas vesiculares.

## **Mineralización de cobre relacionada con el Batolito de la Costa**

La principal unidad vinculada a la mineralización de cobre es la Monzonita Cuarcífera Cobrepampa, una de las intrusiones principales más jóvenes en este Sector del Batolito de la Costa, emplazada en la porción central de dicho plutón.

Las vetas de cobre ocurren como relleno de fracturas y fallas con una dirección general N 60° O e inclinaciones al este o cercanas a la vertical. Cruzan a la monzonita cuarcífera como vetas de contacto entre las rocas circundantes a las apófisis de la misma monzonita.

Guizado y Rodríguez Sawao (1971) estimaron una reserva probada y probable en sulfuros de 300,000 TM 275,303 TM de minerales oxidados y 35,250 TM de minerales sulfurados no explotables económicamente en la actualidad.

Las áreas de mineralización de cobre de este grupo, se las puede subdividir en los siguientes sectores :

**Sector San Vicente - Trancas.-** En este sector las rocas encajonantes principales son los estratos del Grupo Yura. La mineralización se hallan en forma de vetas más o menos dispersas y son de baja ley, debido al intenso fracturamiento y a la naturaleza silícea de las capas, habiéndose desarrollado mayormente crisocola.

En el área de San Vicente, las vetas tienen una dirección general N 20° O, ligeramente paralelas al rumbo de las capas. En cambio en el área de Carbonera, las vetas presentan una mineralización intensa de leyes bastante limitadas y sin tendencia preferencial. Por otro lado, parece que la mineralización de cobre en este sector está vinculada además a la Tonalita San Vicente, pero en este caso acompañada de oro, pues la antigua Mina Los Incas (quebrada Carrizal) está relacionada a este plutón.

Hacia el área de la Mina Milagrosa, las vetas de cobre cruzan a hipabisales cretáceos, a la misma Monzonita Cuarcífera Cobrepampa y al Grupo Yura. Las menas son de mejor calidad y las cajas más regulares. Sus rumbos varían entre N 80° O y N 20° O.

**Sector Cobrepampa-Purísima.-** Es el sector de mayor mineralización de cobre y las de mayor actividad minera. La roca encajonante es la monzonita cuarcífera Cobrepampa, con un sistema de vetas ligeramente paralelas, la orientación general es N 45° O e inclinaciones de 60° - 70° al noreste o cercanamente a la vertical. Las unidades circundantes, Diorita Acarí, Tonalita Calapampa y el intrusivo Volcánico Bella Unión presentan mineralización de cobre, pero en proporciones muy limitadas.

En el área de Purísima, la Monzonita Cuarcifera Cobrepampa y la Tonalita Calapampa forman una roca bastante híbrida, con desarrollo de vetas de contacto, paralelas a diques de granito que varían en algunos casos a adamelita y que constituyen los apófisis más ácidos provenientes de la unidad mayor monzonítica. Las vetas principales de este sector son: La Verde (la más grande y la de mejor desarrollo), Santa Rosa, Portachuelo, María del Carmen, María del Pilar, Génova, etc. Además, en el área de Magdalena-Pico Blanco se explotan las vetas Magdalena, Génova Alta, La Borracha, Española, etc.

Las principales empresas mineras que operan en el distrito minero de cobre son: Minas Arkata S.A., Cobrepampa S.A., Carlos Cochrane Velez y Cobre San Juan. Además de numerosos arrendatarios de las compañías citadas.

**Sector La Loza.-** Las rocas encajonantes pertenecen a la formación Copara y al intrusivo Volcánico Bella Unión, las menas de cobre se hallan acompañadas por vetillas de magnetita (mineralización que probablemente pertenece a la transición del yacimiento de Hierro Acarí).

**Sector de Machaynioc.-** Las unidades mineralizadas son la tonalita Calapampa y el Complejo Santa Rita, siendo ésta última la más favorable para la mineralización de cobre, como ocurre en el río Acarí; y en las partes altas, la Mina Amauta (Cuadrángulo de Jaquí) es la más importante.

### **Paragénesis de las vetas de cobre.**

Siendo la veta La Verde, la mejor desarrollada, es en este yacimiento donde se ha establecido la paragénesis más completa de cobre de este distrito. Ha sido posible distinguir tres zonas principales de mineralización: oxidación, supergénica y de sulfuros primarios (Guizado y Rodríguez), 1971.

Las facies hipógena (hidrotermal de 300° - 500° C) está formada por actinolita, magnetita, especularita, pirita, chalcopirita, pirrotita, calcita y cuarzo. Por otro lado, las vetas de cobre contienen además turmalina negra, como el caso de la veta de contacto en la quebrada Los Caracoles.

Según DUNIN-BORKOWSKI (1970) se nota que la magnetita de Hierro Acarí está asociada genéticamente a los diques de piroxenita y los de cobre a intrusiones más ácidas. Además, la presencia de actinolita en ambos tipos de veta y la magnetita y especularita en los de cobre, sugiere que la mineralización principal de la región se desarrolló en dos etapas: la primera esencialmente de hierro y la segunda de hierro y cobre, lo que indicaría que las vetas de magnetita darían señales en la exploración por cobre.

## **YACIMIENTOS NO METALICOS**

### **Mármoles**

En diferentes sectores del cuadrángulo de San Juan, existen áreas aisladas, donde la formación San Juan ha sufrido una total recristalización por sobre-imposición a un metamorfismo regional por otro de contacto.

En el sector de San Juan, las áreas de marmolización están vinculadas a las facies marginales (más básicas) del Batolito San Nicolás. Existen tres canteras de mármol en explotación: Bella Esperanza, Piedra Santa y otra cerca del faro de la punta San Jan. Las dos primeras están recristalizadas por las dioritas marginales y la última por diques anchos de diabasa.

En el sector de San Fernando, al noroeste del cuadrángulo de San Juan, las áreas de recristalización son más amplias y por lo tanto la extracción de mármoles es más activa.

Los mármoles son en su mayoría blancos y de grano fino, de aspecto sacaroides, aunque en ciertas porciones están constituidos por cristales de calcita bien formados con su típica textura en mosaico.

Las vías de acceso para explotación de mármol en el sector de San Fernando, son las trochas que conectan a la antigua carretera de Leguía y una nueva carretera a Ica, aún no comunicadas entre ellas. Para la explotación del sector de San Juan, es utilizada la vía San Juan-Nazca.

**Bentonita.-** En los niveles superiores de la formación Pisco se presenta una ocurrencia de niveles de cenizas y tufos que alternan con delgadas capas lenticulares de bentonitas, las que pueden alcanzar espesores apreciables. Ejm. la ocurrencia de mantos de arcillas bentoníticas en el área de la pampa El Choclón. (Cuatro Tolvas) adyacente a la bahía de San Nicolás.

Hierro Perú explota estos mantos arcillosos para la preparación de pellets de hierro.

### **AGUAS SUBTERRANEAS**

La cuenca de la quebrada Jahuay constituye un reservorio importante de agua subterránea que se halla confinada en materiales aluviales y areniscas adyacentes de la formación Pisco. La recarga de dicho acuífero se produce a través de las quebradas Carrizal y Santa Lucía cuando las precipitaciones llegan a alcanzar las cabeceras de las mismas, razón por la cual sólo es posible extraer dicho líquido en cantidades limitadas.

En el área de Carbonera se desarrolla una agricultura bastante exigua, utilizando agua de bombeo. Durante los últimos años la recarga de la cuenca debe ser mínima o nula, ya que los bosques aislados existentes a lo largo de las quebradas se encuentran en proceso de extinción.

El mayor acuífero reconocido se presenta en El Jahuay, donde la perforación ha demostrado una profundidad de rocas porosas hasta 250 m. Este reservorio es explotado por Hierro Perú por el sistema de bombeo y la conducción se realiza por tuberías hasta el puerto San Juan, (centro poblacional y campamento). Se ha estimado la capacidad del reservorio en 6'000,000 m<sup>3</sup>. (N.TEVES). A unos 15 km. al norte, en la pampa de Pajayuna, se ha realizado una prospección por agua con éxito, ubicándose una planta de tratamiento para los pequeños mineros del área de Carbonera-Cobrepampa.

En el sector comprendido entre la Aguada de Lomas y Sacaco, también se ha encontrado agua, lo cual podría ser el resultado de la presencia de una falla a lo largo de dicha depresión o, tal vez, el macizo de la Cordillera de la Costa sirve de contención al acuífero de las cuencas de Jahuay y Sacaco.

Por último, en las pampas de Yauca se ha encontrado agua entrampada dentro de las terrazas sedimentarias, pero al resultar salobres, se ha abandonado la perforación.

## **GEOLOGIA HISTORICA**

---

La evolución geológica del área estudiada se puede sintetizar en la siguiente secuencia:

Probablemente en el Precambriano inferior, la región estuvo sujeta a una o varias fases de metamorfismo regional, produciéndose rocas de diferentes facies, de las cuales sólo se conocen las de emplazamiento más profundo (gneises y granitos anatócticos), debido a la denudación alcanzada. Estas rocas se consideran como parte del Escudo Brasileiro, cuyo aislamiento sólo es circunstancial debido al desarrollo de la cuenca andina, por lo tanto de tipo intra-cratónico.

En el Precambriano superior, el área se encontraba emergida y sujeta a condiciones de enfriamiento regional y probablemente de ambientes litorales cuyos testigos son los tillolites de la formación Chiquerío. Al retirarse los casquetes de hielo, la acumulación de depósitos glaciares fue seguida por una deposición calcárea, emplazándose entonces la formación San Juan.

A fines del Precambriano o en el Paleozoico inferior, las rocas ya formadas fueron modificadas por un nuevo ciclo orogénico (la región levantada y erosionada), seguido por una transgresión que dió lugar a la formación Marcona.

Los depósitos del Paleozoico medio y superior, conocidos en otras áreas, habrían sufrido diferentes ciclos orogénicos y de denudación, manteniéndose la región emergida. Recién la transgresión mesozoica llegó a cubrirla durante el Caloviano, desarrollándose dos facies principales de sedimentación: una occidental de margen de cuenca volcánico-sedimentaria, mayormente calcárea en el Jurásico superior, depositándose las formaciones Río Grande (Caloviano-Oxfordiano) y Jahuay (Titoniano), otra de acumulación areno-arcillosa constituida por la formación Yauca (Neocomiano). Hacia el este se desarrollaba el grupo Yura.

En el transcurso Jurásico superior-Cretáceo inferior se habría desarrollado el Domo de Marcona, probablemente relacionado a una fase tectónica málmica (Nevadiana), emplazándose el hierro de Marcona.

Durante el Cretáceo medio a superior se produjeron situaciones de inestabilidad dentro de la cuenca, dando lugar a gruesas acumulaciones de grauwacas y volcánicos de la formación Copara (Aptiano-Albiano inferior), seguidas por hipabisales que localmente se les reconoce como volcánico intrusivo Bella Unión, asociado a soluciones de cobre.

A fines del Cretáceo o principios del Terciario, se produjeron efectos compresivos a lo largo de la cuenca andina, desarrollándose plegamientos amplios que pasaron a fallamientos de desplazamiento de rumbo a lo largo del margen occidental.

Después de una etapa de relajamiento, se produjo la intrusión de la Andesita Tunga y se inició un intenso plutonismo que probablemente siguió a través del Paleoceno, emplazándose una detrás de la otras, las diferentes unidades del Batolito de la Costa. También se depositó la asociación hierro-cobre con las fases dioríticas-cuarzo-monzoníticas y la de oro con las tonalitas.

En el Mioceno se produjeron esfuerzos tensionales que culminaron en movimientos tafrogénicos y una invasión del mar, depositándose la formación Pisco, en parte con materiales piroclásticos provenientes de un intenso vulcanismo en la región cordillerana.

Durante el Plioceno inferior, dicha transgresión se hizo extensiva hasta el flanco occidental de la Cordillera de los Andes, labrando la Peneplanaicie pliocénica, posible equivalente a la superficie Puna.

En el Plioceno medio el bloque andino sufrió un notable levantamiento, produciéndose intensos fallamientos, principalmente en la orla continental y el mar inició su retiro definitivo del Frente andino. La superficie de abrasión fue cubierta por depósitos continentales (formación Millo), seguidos por una efusión piroclástica de tipo de fisura correspondiente al Volcánico Sencca.

Posteriormente el frente andino sufrió un basculamiento hacia el oeste por efecto de un fallamiento gravitacional a lo largo de la Depresión Preandina. La Cordillera de la Costa quedó levantada en forma de un enorme horst, hasta que por fin tomó el perfil actual.

Nuevos levantamientos durante el Pleistoceno hicieron continuar la regresión iniciada en el Plioceno, dando lugar al desarrollo de las terrazas marinas de San Juan-Yauca y a cambios climáticos en la región cordillerana, con efectos de glaciación que aumentaron el poder erosivo de los ríos de la costa disectando los rasgos anteriormente formados. Asimismo, se acumularon dunas, cubiertas eólicas y abanicos aluviales.

Durante el Cuaternario reciente el relieve fue modificado incipientemente por la acción eólica.

## **BIBLIOGRAFIA**

---

- BELLIDO, E. y NARVAEZ S. (1960). Geología del Cuadrángulo de Atico. Bol. Com. Carta Geol. Nac., No. 2.
- BELLIDO, E. y DE MONTREUIL, L. (1972). Aspectos Generales de la Metalogenia del Perú. Bol. Serv. Geol. y Min. Geol. Econ. No. 1.
- BENAVIDES, V. (1962). Estratigrafía preterciaria de la región de Arequipa. Bol. Soc. Geol. del Perú No. 38. Lima.
- COBBING E. J. OZARD, J.M. SNELLING, N.J. (1977). Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the Coastal Cordillera of Southern Peru. Bull. Geol. Soc. Am.
- COBBING E. J. PITCHER, W.S. TAYLOR, W.P. (1977) Segments and Super-units in the Coastal Batholith of Peru. Journal Geology, Bull 85. p. 625-631
- DUNIN-BORKOWSKI, E. (1970). El plutón de Acarí (Perú) como un ejemplo de la diferenciación del magma tonalítico (en alemán), Geologische Rundschau 59, 1141 - 1180.
- BROGGI, J. A. (1946). Las Terrazas Marinas de la Bahía de San Juan en Ica. Bol. Soc. Geol. del Perú T. 19. Lima.
- GAY, P. (1962). Origen, distribución y movimiento de las arenas eólicas en el área de Yauca a Palpa. Bol. Soc. Geol. del Perú. T-37. Lima.
- GUIZADO, S. y RODRIGUE, E. (1971). Los yacimientos de cobre del cuadrángulo de Acarí. Inf. Serv. Geol. y Min. (inédito)
- MARCONA MINING CO. (1968). Geologic Map of the Marcona Iron Deposits.
- MARMO, V. (1971) Granite Petrology and the Granite Problem.- Elsevier Publishing Company Amsterdam, London, New York.

- MEGARD, F. (1968). Geología del cuadrángulo de Huancayo, Bol. Serv. Geol. y Min. No. 18.
- MENDIVIL, S. y CASTILLO, W. (1960). Geología del cuadrángulo de Ocoña. Bol. Com. Carta Geol. Nac., No. 3
- MENDIVIL, S. (1965) Geología de los cuadrángulos de Maure y Antajave. Bol. Com. Carta Geol. Nac. No. 10
- NEWELL, N.D. (1956). Reconocimiento Geológico en la región Pisco-Nazca. Bol. Soc. Geol. del Perú, T. 30. Lima
- PECHO, V. y MORALES, G. (1969). Geología de los cuadrángulos de Camaná y La Yesera. Bol. Serv. Geol. y Min. No. 21.
- PITCHER, W. S. (1972). The Coastal Batholith of Peru: Some structural aspects. 24. Th. I.G.C. Section 2.
- RIES, A. C. (1976) Rb/Sr. ages from the Arequipa Massif, Southern Peru.
- RUEGG, W. (1961). Hallazgo y posición estratigráfico-tectónica del Titoniano en la costa sur del Perú. Soc. Geol. del Perú. T-38, Lima.
- (1962). Rasgos morfológicos-geológicos intramarinos y sus contrapartes en el suelo continental peruano Bol. Soc. Geol. del Perú. T. 38, Lima.
- (1967). Mil Kilómetros de Geología en la Faja Pacífica del Perú Meridional. Terceras Jornadas Geológicas Argentinas.
- VARGAS, L. (1970). Geología del Cuadrángulo de Arequipa. Bol. Serv. Geol. y Min. No. 24.
- WELTER, O. (1947). Sobre el levantamiento Pliocénico-Cuaternario de los Andes Peruanos. Bol. Soc. Geol. del Perú. T.20. Lima
- WILSON, J. REYES, L. y GARAYAR, J. (1967). Geología de los Cuadrángulos de Mollebamba, Tayabamba, Huaylas, Pomabamba, Carhuaz y Huari. Bol. Serv. Geol. y Min. No. 16.
- YENKS, W. F. (1948). Geology of the Arequipa Quadrangle of the Carta Nacional (Traducción al Castellano por J.A. BROGGI). Inst. Geol. del Perú. Bol. No. 9., p.1-104.