

INSTITUTO SUPERIOR MINERO-METALURGICO
FACULTAD DE GEOLOGIA
DEPARTAMENTO DE YACIMIENTOS MINERALES

GEOLOGIA DEL AREA BAYATE NORTE, PROVINCIA DE
GUANTANAMO. CUBA

-Trabajo de Grado-

LUIS MANUEL GARCIA MENDEZ

MOA. PROVINCIA DE HOLGUIN

1977

INDICE

	<u>Pág.</u>
Indice	2
Resumen	6
Introducción	8
CAPITULO I.- CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS Y ECONOMICAS DEL AREA	11
2.1.- Situación geográfica	12
2.2.- Ubicación político-administrativa y acceso	12
2.3.- Relieve	13
2.4.- Hidrografía	14
2.5.- Clima, vegetación, cultivos y economía .	15
2.5.1.- Clima	15
2.5.2.- Vegetación	16
2.5.3.- Cultivos y economía	16
CAPITULO II.- INVESTIGACIONES GEOLOGICAS PRELIMINARES.	18
CAPITULO III.- GEOLOGIA REGIONAL	26
CAPITULO IV.- GEOMORFOLOGIA	42
4.1.- Relieve en rocas piroclásticas	43
4.2.- Relieve en rocas terrígenas	44
4.3.- Relieve en rocas carbonatadas	46
4.4.- Carso	47
4.5.- Movimientos neotectónicos	50
CAPITULO V.- ESTRATIGRAFIA	52
5.1.- Introducción	53
5.2.- Formación Santo Domingo	54
5.2.1.- Descripción litológica	56
5.2.2.- Edad y correlaciones	58
5.2.3.- Sedimentogénesis	60
GRUPO ACHOTAL	62
5.3.- Formación Maqasy	63
5.3.1.- Descripción litológica	64
5.3.2.- Edad y correlaciones	66
5.3.3.- Sedimentogénesis	70
5.4.- Formación Majimiana	71
5.4.1.- Descripción litológica	72
Miembro La Punta	74
5.4.2.- Edad y correlaciones	76
5.4.3.- Sedimentogénesis	78
5.5.- Depósitos del cuaternario	79
CAPITULO VI.- TECTONICA	82
6.1.- Situación estructural del Área Baya- te Norte	83
6.2.- Piso estructural Cretácico pre- Senoniano	86
6.3.- Piso estructural Eoceno Superior (al- to) a Mioceno Inferior	88
CAPITULO VII.- MAGMATISMO	91
7.1.- Introducción	92
7.2.- Magmatismo intrusivo	93
CAPITULO VIII.- YACIMIENTOS MINERALES	99
8.1.- Minerales no metálicos	100
8.2.- Minerales metálicos	101
8.3.- Hidrocarburos	102

	Página
CAPITULO IX.- EVOLUCION GEOLOGICA	104
9.1.- Introducción	105
9.2.- Cretácico pre-Maestrichtiano	105
9.3.- Cretácico Maestrichtiano-Eoceno Tardío (parte alta)	106
9.4.- Eoceno Tardío (final)-Mioceno Temprano (Inicial)	108
9.5.- Mioceno Temprano-Guaternario	108
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	110
TABLAS .-	
TABLA I.- Columnas estratigráficas elaboradas por diferentes geólogos para la parte norte-central de la antigua pro- vincia de Oriente (Iturralde Vincent, 1975) (Corregida y aumentada, 1977)..	
TABLA II.- Descripciones petrográficas	
TABLA III.- Tabla de distribución de la fauna por afloramientos	
BIBLIOGRAFIA	135

ANEXOS GRAFICOS:

ANEXO	1.- Mapa de ubicación geográfica.....
ANEXO	2.- Mapa de ubicación de marchas, afloramientos y puntos de muestreo.....
ANEXO	3.- Mapa físico
ANEXO	4.- Mapa hidrográfico.....
ANEXO	5.- Esquemas tectónicos de la zona oriental de Cuba
	5.1.- Según G. M. Judolay, 1964
	5.2.- Según Pashchenovski, Knipper y Paig, 1967
	5.3.- Según Gobiella, Campos, Quintas y Hernández, 1977.
ANEXO	6.- Mapa y perfiles geomorfológicos
ANEXO	7.- Carta de asimetría de valles y cuevas ...
ANEXO	8.- Mapa y perfiles geológicos. Columna litoestratigráfica.
ANEXO	9.- Análisis petrográfico de los sedimentos del Cuaternario. (fracción 90-100 mm)
ANEXO	10.- Grado de Redondez (según el método de Jabakov) de los sedimentos del Cuaternario Fracciones de 20-30 y 90-100 mm).

ANEXO 11a.- Esquemas de afloramientos

ANEXO 11b.- Esquemas de afloramientos

ANEXO 12.- Esquema tectónico

ANEXO 13.- Diagramas de roca

RESUMEN

La presente memoria resume los resultados obtenidos a partir del levantamiento geológico a escala 1:50000 del área Bayate Norte (54 Km²), entre el flanco sur de la Sierra de Cristal y el Valle de Guantánamo, situada en la hoja 5177 III del mapa topográfico a escala 1:50 000 del ICGG, con las siguientes coordenadas Lambert del Sistema Sur:

X - 648,00 a 660,00
Y - 128,00 a 193,00

El área se emmarca en la zona de articulación entre el Anticlinal Oriental y el Sinclinorium Oriental, presentando características inherentes a ambas estructuras.

En la memoria se destaca, el relieve bien diferenciado en tres complejos litológicos y la presencia de dos macizos cársticos: "Carso con drenaje local, macizo, carbonatado, desnudo" y "carso con autodrenaje". Los movimientos neotectónicos parecen tener un carácter ascendente.

Se exponen las características estratigráficas de más de mil metros de rocas de edades Cretácico, Paleógeno, Neógeno y Cuaternario, agrupadas en tres formaciones. Se redefine la Formación Maquey y el Grupo Achotal.

Se definen dos pisos estructurales: el inferior, Cretácico pre-Senoniano y el superior, Eoceno Superior (parte alta)-Mioceno Inferior, donde se destaca la existencia del Sinclinal Bayate y dos sistemas de dislocaciones disyuntivas de edad post-Mioceno.

El magmatismo efusivo está representado por las tobas de edad Cretácico de la Formación Santo Domingo. El intrusivo lo está por varios cuerpos de composición diorítica y edad Cretácico pre-Coniaciano.

Aunque pobre en recursos minerales se reporta la presencia de 9 000 000 000 m³ de calizas y algunos indicios de la posible existencia de mineralización metálica ciega e hidrocarburos, que se recomienda investigar.

Todo esto se expone a lo largo de 114 páginas, ilustradas mediante 13 anexos gráficos y 3 tablas.

INTRODUCCION

La presente memoria, Geología del área Bayate Norte, provincia de Guantánamo, Cuba; es el resultado del levantamiento geológico a escala 1:50000 de un área de 54 Km² limitada, al E, por las localidades de San Juan y El Olimpo y, al W, por el Arroyo Claradissa y la localidad de Dajao, ubicándose entre el flanco sur de la Sierra de Cristal y el Valle de Guantánamo, en el municipio El Salvador (Ver Anexo 1).

Los trabajos de campo fueron realizados por la graduando Eze-lina Domínguez Rosell, conjuntamente con el autor; en condiciones algo difíciles dados los problemas de comunicación y transporte en el área. Dichos trabajos se extendieron desde el 28 de febrero al 10 de abril del presente año, comprendiendo un total de 28 días efectivos de trabajo, durante los cuales fueron totalizados 150 Kms. de marchas, con la documentación de 251 puntos de afloramiento (Ver Anexo 2), para un promedio de 4.64 afloramientos por Km², con lo que se sobrecumple la norma establecida para los trabajos a esta escala.

Durante los trabajos de campo fueron recogidas 108 muestras, a partir de las cuales se realizaron 20 secciones delgadas, 26 análisis de lavado para determinación de foraminíferos planctónicos y ostrácedos, 8 análisis químicos y 10 análisis paleontológicos de secciones delgadas. Así mismo, fueron tomadas, de los sedimentos del Cuaternario, para análisis de la redondez, según el Método de Jabakov y análisis de la composición petrográfica, 4 muestras de la fracción 20-30 mm y 3 de la fracción 90-100 mm; 3 muestras de suelos, 4 muestras de aguas para análisis químicos y 5 para análisis bacteriológicos. Entre las observaciones realizadas se encuentran también 358 mediciones de grietas, imprescindibles para la comprensión del cuadro tectónico presente en el área.

Esta información fue procesada durante los meses de mayo y junio, culminando con la presentación del presente informe al cual se adjuntan 13 anexos gráficos y 3 tablas.

Es insoslayable señalar el financiamiento de este trabajo por parte de la Facultad de Geología del Instituto Superior Minero-Metalúrgico de Moa, sin lo cual no habría sido posible.

Otros compañeros e instituciones que, directa o indirectamente coadyuvaren al feliz término de nuestra labor fueron: el Laboratorio de Mineralogía, Petrografía y Paleontología del Centro de Investigaciones Geológicas, por la realización de las secciones delgadas, el análisis paleontológico de las mismas, la determinación de foraminíferos y ostrácodos en las muestras de lavado; los compañeros del Fondo Geológico Nacional, quienes facilitaron parte de los materiales estudiados, la Ing. Margarita Hernández por su colaboración en la parte de Petrografía, el Ing. Jorge De Huelves en la de Paleontología, el Ing. Mario Campos en la parte de Tectónica y el Lic. Gabriel García como Profesor Consultante de Geomorfología; la Compañera Teresa González por su inestimable ayuda en el dibujo de los anexos gráficos y Estrella Somchano, quién amablemente se ocupó del mecanografiado del trabajo. A todos ellos nuestro más profundo agradecimiento.

Queremos manifestar especial gratitud al Lic. Jorge Cobiella y al Ing. Jorge Carralero, Profesores Guías del trabajo de Grado, cuyas valiosas objeciones y consejos corrigieron, en todo momento, nuestra inexperiencia.

CAPITULO I
CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS Y ECONOMICAS
DEL AREA

2.1.-Situación Geográfica

El área que constituye el objeto de nuestro trabajo y a la que hemos denominado Bayate Norte por encontrarse en tal posición respecto al poblado del mismo nombre, ocupa un total de 54 Km², limitados, al este, por las localidades de San Juan y El Olimpo y, al Oeste, por el Arroyo Claradiosa y la localidad de Dajao; entre el flanco sur de la Sierra de Cristal y el Valle de Guantánamo (Ver Anexo 1).

En el mapa Topográfico nacional a escala 1:50000, del ICGC, se encuentra en la hoja 5177 III (que comprende desde los 20° 20' hasta los 20° 30' de Latitud Norte y desde los 75° 15' hasta los 75° 30' de Longitud Oeste), con las siguientes coordenadas Lambert del Sistema Sur:

X - 648,00 a 660,00

Y - 188,00 a 193,00

En lo sucesivo, todas las coordenadas mencionadas a lo largo del trabajo, a menos que se indique lo contrario, corresponden al Área señalada.

2.2.-Ubicación político-administrativa y acceso.

La zona pertenece al municipio El Salvador, de la provincia de Guantánamo y se encuentra ubicada unos 30 Kms al NW de la ciudad del mismo nombre. Los principales centros políticos-administrativos en ella son, en primer lugar, Bayate (antigua cabecera de municipio), ubicada en el extremo centro-sur del área, con una población de 7000 habitantes. La siguen en importancia los caseríos de Limonar al E, Dajao al W y Bombí al E.

En general, la población del área mapeada no es escasa pero se halla sumamente diseminada. Respecto de las comunicaciones, su situación es bastante precaria: la vía más importante y la única parcialmente asfaltada es la que conduce de Bayate a Marañón Agrícola y de ahí hasta Sagua de Tánamo, de la cual son abarcados en nuestro estudio más de 9 Kms.

El resto de los caminos transitables por casi todo tipo de vehículos totalizan unos 25 Kms ocupados, principalmente, por el

tramo del camino Bayate-Mayarí, que va desde el extremo centro-sur al NW, y otros de menor extensión en la porción este. El primero se encuentra en bastante mal estado siendo, a tramos, sólo transitable por vehículos especiales.

Completando el cuadro vial aparecen unos 15 Kms de caminos para camiones y antiguos caminos reales (parcialmente borrados), numerosos trillos y caminos no aptos para vehículos.

El acceso al área se verifica a través de Limonar, ya sea directamente desde Sagua de Tánamo o de Mayarí Arriba a través de Calabazas; a través de Bayate por la carretera que la enlaza con Guantánamo o desviándose, a partir de ella, en Carrera Larga, hacia Matahambre y de ahí a Santiago de Cuba. La comunicación directa Bayate-Mayarí Arriba por el camino ya señalado es, actualmente, imposible, debido a las precarias condiciones de la vía.

2.3.-Relieve.

Según el Atlas Nacional de Cuba¹, el relieve en casi toda el área se define como "montañas bajas en forma de mesa dentro del grupo de bloques erosivos tectónicos correspondientes a los macizos alpinos medios" denotándose la presencia de bloques denudados, formas carsico-sufosivas, cuevas grandes y carso cónico o de cúpulas. Hacia el extremo NE, según el Atlas, el relieve pasa a ser del tipo "montañas bajas profundamente diseccionadas (cuchillas)". Esto corresponde sólo de modo muy general al aspecto del área y se adapta mejor a la zona oriental.

Los principales accidentes del relieve observados (Ver Anexo 3) son:

a) Alto del Dajao.- Se extiende a lo largo de 5 Kms del Centro-W, continuándose en esa dirección hasta constituir parte de la divisoria entre las cuencas de los ríos Sagua de Tánamo y Mayarí. Su altura máxima, en el área mapeada, es de 629 m s.n.m., alcanzándose una diferencia de altura máxima, entre la cima y el fondo del valle, de 329 m. El flanco meridional es notablemente más suave que el septentrional (típico paisaje de cuesta),

donde las pendientes muchas veces sobrepasan los 70°.

b) Alto de la Mora.- Corre en dirección N-S, al centro miano del área, para derivar luego al E, paralelo a la línea de coordenadas X= 199,00, dirección que mantiene a lo largo de sus 6 Kms enmarcados en nuestra zona de trabajo. Esta divisoria constituye el borde de la Meseta de Limonar a la que circunvala y define. Las alturas máximas alcanzan cerca de 500 m s.n.m. Las pendientes son mucho más suaves con cierto incremento hacia el Norte.

c) Meseta de Limonar.- Limitada por el Alto de La Mora al W y S, al E y NE por las alturas bajas de San Juan y al N por las crestas de Achotal. Ocupa un área de 6.5 Km². Sus bordes son más abruptos hacia el S, SW y NW, suavizándose al N y NE. Su altura se mantiene entre las cotas 460 y 520, con cierta disminución hacia el norte. La atraviesa, por su parte central, una divisoria secundaria, sumamente suave y que apenas se insinúa en el relieve.

Otros fenómenos presentes en el área son algunas colinas perfectamente diferenciables al centro y NW, que no corresponden a ninguna estructura geológica de tipo ómica, ciertas depresiones como la de Limonar y algunas otras, evidentes o supuestas dolinas.

La presencia, en una gran extensión, de las calizas de la Formación Majimiana, conlleva un incremento en la complejidad del panorama geográfico, con la aparición de numerosísimas cuevas (muchas de gran tamaño), macizos cársticos de variados tipos, gargantas en algunos ríos, etc., lo cual se expondrá con mayor detalle en el Capítulo IV.

2.4.-Hidrografía.

Desde el punto de vista hidrográfico, el área Bayate Norte constituye el extremo meridional de la cuenca del río Sagua de Tánamo, que penetra al área por el N, en dirección SE, para desviar bruscamente, a menos de 2 Kms, hacia el NE (Ver Anexo 4).

Durante la época en que fueron realizados los trabajos, el río, seco en la parte superior de su curso, sólo corría a partir de la afluencia a él de las aguas del Bayate que fluye, de sur a norte, al centro del área (Ver Anexo 4).

Otras vías fluviales de importancia en el área son el río Dajao en el SW, con un recorrido de 6 kms en dirección NE, antes de desembocar en el Bayate.

Hacia el oeste la red fluvial es de tipo dendrítica mientras hacia el este, dirección en que se ensareca, es aproximadamente centrífuga. Las principales corrientes en esta parte son el río Guaco en el extremo SE y los arroyos Los Lirios, Cuaira y Guaco.

Respecto a la estructura geológica, los ríos Dajao, Sagua de Tánamo (en el tramo que corre sobre rocas sedimentarias) y los arroyos Cuaira y Guaco, son subsucuentes mientras el río Bayate y el arroyo Los Lirios son consecuentes; en especial, en la parte superior de sus cursos, resacuentes.

Los valles son, como regla, en V, formándose cañones perfectamente desarrollados en las calizas de la Formación Najimiana y suavizándose al discurrir sobre rocas terrígenas, piroclásticas y aluviones. Es típica la ausencia de terrazas dada la juventud de los ríos. Con vistas a diferenciar las características físico-químicas que tipifican las aguas de esta región, se realizaron cuatro análisis químicos cuyos resultados, lamentablemente, llegaron a nuestras manos demasiado tarde para ser incluidos en la presente memoria.

2.5.-Clima, vegetación, cultivos y economía.

2.5.1.- Clima.

En el mapa de regionalización climática del Atlas Nacional de Cuba 1, aparece esta zona como de "Bosques tropicales temporalmente húmedos, mayormente caducifolios y seicalifolios, en parte pantanosos. Precipitaciones anuales de 1500-2000 mm. Coeficiente hidrotérmico: período de lluvia : 2.0-3.0; período

de secas 0.7-2.0; entre los menos cálidos ($E_t < 9000$ °C); con un 50-70% de la precipitación anual dentro del período de lluvias". Los parámetros que, desde el punto de vista climático, caracterizan al área son: temperatura media anual de 21 °C, con máximas y mínimas (como promedio) de 25 °C y 20 °C respectivamente; precipitaciones sumarias anuales de 1500 mm, con valores medios en el período lluvioso (mayo-octubre) de 900-1000 mm y en el período seco (noviembre-abril) de 500 mm. La evaporación media anual es de 1500 mm y el escurrimiento superficial medio anual de 15-20 lt por seg./Km².

Durante el período de trabajo se observó un predominio de los vientos del N y NE, aumentando, generalmente, de moderados a fuertes en las primeras horas de la tarde. Las precipitaciones, sumamente escasas en este período, se produjeron en horas de la tarde, en forma de aguaceros cortos e intensos.

2.5.2.- Vegetación.

"Bosques planifolios polidominantes con vegetación arbórea y arbustiva renovada en los taladros ocasionalmente. Con cambio rápido en los sectores con predominio de especies perennifolias a caducifolias en las montañas bajas y montículos pedregosos" (Mapa de Vegetación, Atlas Nacional de Cuba).

En apoyo de esta definición, que subraya las principales características de la flora presente en el Área Bayate Norte, fueron observados por nosotros, durante el trabajo de campo: cedros, algunas caobas, algarrobos, ayúas, boniatos, guasiailas y zarcas.

2.5.3.- Cultivos y economía.

La economía del área, aparte de algunas pequeñas industrias manufactureras de bienes de consumo, algunos secaderos y plantas de procesamiento primario del café (especialmente la de Limonar), depende, casi exclusivamente, de la agricultura. En éste, la principal fuente de ingresos proviene del cultivo del café, que ocupa grandes extensiones, atendidas por los sectores estatal y

privado. Le siguen en importancia los plátanos, frutos menores, cítricos, maíz y frijoles.

Hagán aparte merced la apicultura, por el rápido incremento experimentado en los últimos años. La ganadería (porcina, vacuna y bovina), no es ni extensiva ni intensiva sino esporádica y casi exclusivamente del sector privado.

CAPITULO II
INVESTIGACIONES GEOLOGICAS PRELIMINARES

Las investigaciones geológicas preliminares a este trabajo, directamente vinculadas con las áreas aledañas, se remontan a 1893, año en que V. Pallitero publica "Apuntes geológicos referentes al itinerario de Sagua de Tánamo a Santa Catalina de Guantánamo, en la Isla de Cuba" 8 , en el boletín de la comisión del Mapa Geológico de España -número IX- de un valor, hoy sólo histórico.

Ya durante la primera intervención norteamericana, C. W. Hayes, T. W. Vaughan y A. C. Spencer, (1901) publican su "Report on a geological reconnaissance of Cuba" 19, lo cual constituye el primer reconocimiento geológico de nuestra isla. En él se plantea la primera división tectónica, tentativa, de la zona oriental del país, atribuyéndosele un carácter anticlinal.

Dando inicio a una serie de trabajos destinados a la búsqueda de nuestros recursos naturales, H. H. Barton publica, en 1926, un estudio de la cuenca de Guantánamo 15 donde describe y propone la formación Maquay, de carácter terrígeno.

Entre 1931 y 1934, S. Taber describe la geología de la Sierra Maestra, definiéndola como el flanco norte de un anticlinal que se continúa, supuestamente, en la Fosa de Bartlett, y propone las formaciones Vinent, Cobre y San Luis.

En los últimos años de la década del 30, el geólogo holandés F. G. Keijzer, recolectó y generalizó todos los materiales sobre la geología de la parte este de la zona oriental del país, lo cual da como resultado la publicación, en el año 1945, del trabajo "Outline of the geology of the eastern part of the province of Oriente, Cuba (E of 76°W)" 25, que constituye el primer trabajo regional sobre la estratigrafía de gran parte de la antigua provincia de Oriente. En él se describen rocas desde el pre-Cretácico hasta el Reciente, se precisan las edades y relaciones estratigráficas de las formaciones, se proponen algunas nuevas unidades y se incluyen, entre los anexos, el mapa geológico esquemático (a escala 1: 250 000). Por otra parte,

se fundamenta paleontológicamente el esquema de Taber, esclareciéndolo fundamentalmente para los sedimentos terciarios. Woodring y Davies⁴⁴, en 1944, proponen la formación Charco Redondo para denominar las calizas que yacen concordantemente sobre la formación El Cobre.

En 1955 se publica el trabajo de E. G. Lewis y J. A. Straczek. "Geology of South-Central Oriente, Cuba"³¹, en el Geological Survey Bulletin; como consecuencia de los trabajos de campo realizados por los autores entre 1944 y 45. En el mismo se describe detalladamente el área de 3 000 Km², que omarea la parte central y sur-central de la antigua provincia de Oriente, se propone la formación Habana (?) y su "Miembro conglomerático Picota", se reportan rocas de las formaciones El Cobre, San Luis, La Cruz y secuencias oligocénicas (ver Tabla I). El magmatismo aparece representado por rocas ígneas de edad Pre-Terciario y Terciario y se abordan también, las características de la tectónica regional. Lamentablemente, este estudio llega, por el NE, sólo hasta las márgenes de los ríos Mayarí y Jaruhueca.

En este mismo año es elaborado el informe "Geological reconnaissance of the Guantanamo Basin Area, Oriente, Cuba"²⁸ de M. T. Kozary, que se extiende, por el sur, hasta algo más al norte de Esperanza, sin alcanzar el límite meridional de nuestra área. En el trabajo se describe una sección estratigráfica desde el Paleoceno al Eoceno superior, de carácter terrígeno-carbonatado y una secuencia oligocénica, de carácter terrígeno, discordante sobre la primera.

Con posterioridad al triunfo de la Revolución, entre los años 1961 y 1962, A. Adamovich y V. Chejovich dirigen los trabajos de levantamiento a escala 1: 50 000, de la zona limítrofe entre los macizos de Sierra de Nipe y Cristal, cuyos resultados aparecen en 1964, resumidos bajo el título "Principales características de la geología y de los minerales útiles de la región NE de la provincia de Oriente" 2. Ellos son los primeros en reser-

cer la yacencia horizontal del macizo de ultrabacitas el que suponen un localito o lente magmático cuyas raíces ubican en la zona meridional y coincidentes con una falla profunda.

Describen permenorizadamente, sobre la base de un criterio cronoestratigráfico, las unidades de rocas y dividen la secuencia en tres pisos estructurales:

- 1.- Piso estructural inferior; que comprende los sub-pisos del Jurásico inferior y del Cretácico inferior.
- 2.- Piso estructural medio; formado por depósitos del Cretácico superior y del Eoceno.
- 3.- Piso estructural superior; constituido por depósitos dislocados del Terciario, localmente subdivididos en tres sub-pisos.

En 1968, O. Kumpera (ver Tabla I) considera dudoso el carácter anticlinal de la estructura Mayarí-Baracoa, definiéndolo como un bloque "hórtico" y señala que la estructura de la Sierra de Nipe es de tipo "germánico", dada por bloques de variadas dimensiones.

Ese mismo año, los trabajos de Knipper y Cabrera demuestran por primera vez el carácter de manto tectónico de las serpentinitas del norte de oriente. Los resultados de estos trabajos aparecen en 1974 ("Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el Mio y Eugeosinclinal y el Cinturón Hiperbasáltico de Cuba").

En 1971, J. Cobiella escribe su trabajo "Geología de Sabanilla, Mayarí Arriba, Oriente" 9 en el cual se resumen los resultados del levantamiento geológico a escala 1: 50 000 efectuado por él en un área de 40 Km². En el mismo se describe una sección estratigráfica desde el Campaniano-Maestrichtiano al Eoceno Medio (ver Tabla I), por otra parte, se reportan pequeños macizos serpentiniticos emplazados sobre el Miembro La Picota y se reconoce la naturaleza autóctona de los mismos como se aprecia, posteriormente, en el mapa geológico adjunto al trabajo "Los

macizos serpentiniticos de Sabanilla, Mayarí Arriba, Oriente"11 bajo cuyo título son publicados, en 1974, los resultados de las investigaciones posteriores del mismo autor. Aquí ya se propone la Formación Sabanilla de edad Paleoceno (?) - Eoceno medio. Como parte del plan de estudios geológicos de la Sierra de Cristal, emprendido por la antigua Escuela de Geología de La Universidad de Oriente, los graduandos J. N. Muñoz y A. Díaz, llevan a cabo, en 1974, su trabajo "Geología de Mayarí Arriba, Oriente, Cuba"16 en el cual mapean una parte del área estudiada por Cobiella, extendiéndose hacia el Este, hasta los 75°30' de longitud W. En ese estudio, el más cercano a nuestra área por el oeste, son descritas rocas de la Formación Tobas (incorrectamente denominada así por Thiadens, 1937), Sabanilla y El Cobre (ver Tabla I); para las cuales mantienen la misma subdivisión estratigráfica establecida por Cobiella en su trabajo. Además de las rocas de origen volcánico correspondientes a las formaciones Tobas y El Cobre, localizan intrusivos de gabros y diabasas al NE del área, así como macizos serpentiniticos empujados tectónicamente y que consideran pertenecientes a las rocas ultrabásicas serpentinizadas del bloque meridional del macizo Mayarí-Baracoa.

Desde el punto de vista tectónico, ellos plantean la existencia de dos pisos estructurales separados por la discordancia originada por la Orogénesis Subherciniana y se comprueba que el área, cuya columna estratigráfica va, sin interrupciones, del Maestrichtiano al Eoceno medio, no sufrió, o sólo muy débilmente la Orogénesis Cubana.

Al año siguiente el graduando M. A. Iturralde Vinent presenta su trabajo "Geología del Cuadrante Calabazas Sur, Mayarí Arriba, Oriente"22n la Filial Minero Metalúrgica de la Universidad de Oriente; estrechamente vinculado a nuestra área por cuanto la limita por el norte, e incluso se solapa con ella en 2 Km². En él son descritos más de 5 000 m de rocas que se extienden desde

el Cretácico hasta el Reciente (ver Tabla I), predominando las rocas vulcanogeno-sedimentarias, carbonatadas y terrígenas. Se describen dos secuencias independientes: una autóctona y paraautóctona y otra alóctona.

Respecto a la tectónica del área, él define tres pisos estructurales, que, en general, coinciden con los señalados por Adamovich y Chejovich. En el piso inferior, de edad Cretácico pre-Coniaciano, aparecen las rocas de composición vulcanógena y vulcanogeno-sedimentaria, que él propone como Formación Santo Domingo, dividiéndola, localmente, en los miembros Guásimas y Perucho (ver Tabla I).

Posterior a la Discordancia Subherciniana, el piso medio, de edad Cretácico Maestrichtiano-Eoceno Medio, comprende las rocas de composición terrígena que Cobiella (1973) denominara Miembro Mísara e Iturralde eleva al grado de formación, asignándole edad Maestrichtiano-Paleoceno Inferior, y las rocas de carácter vulcanógeno-sedimentario y sedimentario que componen el Grupo El Cobre (Iturralde Vincent, 1975): formaciones Gran Tierra, Sabaneta (ambas propuestas por él) y Charco Redondo. Para esta última se obtiene la datación más antigua reportada hasta el presente (parte baja del Eoceno Medio) (ver Tabla I). El piso más joven, de edad Eoceno Superior a Mioceno Inferior está separado del anterior por la Discordancia Cubana. En él se enmarcan las rocas de las formaciones San Luis, Majimiana (Iturralde Vincent, 1975) y Maquey (ver Tabla I); aunque, como se demuestra en nuestro trabajo, las rocas que Iturralde consideró pertenecientes a la formación Maquey, en Calabazas, no pasan de ser una capa intercalada en la parte alta de las calizas de la Formación Majimiana.

Como secuencia alóctona es mapeado el "Miembro Conglomerático Picota" que Iturralde eleva al rango de formación, definiendo nítidamente su emplazamiento tectónico y asignándole edad Paleoceno (?).

El magnetismo, en el área de Calabazas, está representado por rocas derivadas del magma efusivo, formando los complejos del Cretácico pre-Coniaciano y del Paleoceno-Eoceno Inferior; pequeños cuerpos intrusivos hipabisales y dos sillis de andesitas. La parte de estratigrafía correspondiente al trabajo de Calabazas sería publicada, en 1976, en la revista La Minería en Cuba bajo el título "Estratigrafía del área Calabazas-Achotal".²¹ Como apoyo a los trabajos anteriores, en ese mismo año el graduando G. Orozco, defiende su tesis "Estudio mineralógico y petrográfico de las rocas del Paleógeno de la parte sur de la Sierra de Cristal"²² en la Universidad de Oriente. En él son analizadas las muestras colectadas en varios recorridos geológicos en las áreas de Sabanilla y Calabazas. A partir de éstos se corroboran los resultados obtenidos en los trabajos precedentes en dichas áreas y se reporta, por primera vez, la presencia de zeolitas como producto de la alteración del vidrio volcánico en las formaciones El Cobre y Sabaneta.

Bajo el título de "Sierra de Cristal"²³ J. Cobiella resume de modo crítico los trabajos antes mencionados, bajo un criterio propio y a nuestro juicio correcto de la estratigrafía regional (ver Tabla I). Se señala la posible alectonía de la Formación Santo Domingo.

Cabe señalar, por último, el trabajo realizado por O. Vera, A. Rodríguez y el autor, (1976), como estudio preliminar a nuestro trabajo, presentado en el Forum Científico Estudiantil correspondiente, bajo el título "Datos preliminares sobre la estratigrafía y la tectónica del área entre Mayarí Arriba y Bayate"²⁴. El mismo abarca un área de 140 Km², 30 de los cuales se solapan con la muestra. Entre sus resultados más interesantes está el carácter tectónico, hacia el SW, del contacto entre la Formación Majimiana (que, al no tener en cuenta el alto grado de redeposición se confunde con la Formación Charco Redondo) y la secuencia ferrígena subyacente e incluso el hallazgo de dichas

rocas, en contacto discordante con la Formación Santa Dominga. Con esto se exponen, en síntesis, los resultados obtenidos por diferentes autores durante más de medio siglo de trabajo geológico en el centro-norte del área oriental. A ellos debemos agradecer el grado de comprensión de la geología regional que nos permite, hoy, emprender con éxito las labores inherentes a nuestro trabajo.

CAPITULO III
GEOLOGIA REGIONAL

Como consecuencia del triunfo de la Revolución, que permite el análisis conjunto de todos los materiales precedentes, (extraídos en casi su totalidad por geólogos de compañías norteamericanas), aparece el primer esquema tectónico de la Isla de Cuba, formando parte del libro "Geología de Cuba"¹⁸ (Varrazola et.al., 1964), confeccionado por C. M. Judeley (Ver Anexo 5.1).

En este trabajo ellos separan las diferentes unidades tectónicas en estructuras intrageosinclinales e intrageoanticlinales. Entre las primeras, para la porción oriental de Cuba, encontramos la Zona Zaza, que abarca casi toda el área ocupada por las provincias de Tunas, Holguín y parte de Guantánamo. Entre las segundas aparece la Unidad Tectónica de Oriente, que ocupa el extremo oriental, y la Unidad Tectónica del Cauto.

Gracias al rápido incremento de las investigaciones geológicas en el área oriental es posible, en 1967, superar las valoraciones establecidas en el primer esquema cuando Pusharevski, Knipper y Puig elaboran una nueva interpretación en su Esquema Geológico-Tectónico (Ver Anexo 5.2), donde definen el Bloque Oriental (Meyerhoff y Hatten, 1968; Ipatenko, Kopnin y Shijov, 1971), separado del resto de la isla por la Falla de Nipe-Guacanayabo. Toda el área comprendida por el Bloque está ocupada por secuencias del tipo "arco de islas volcánicas" o eugeosinclinal, donde el papel principal es jugado por las vulcanitas andesíticas y sus tobas, con la cobertura sedimentaria.

El Esquema, que es el más aceptado hasta el momento, incluye, dentro del Bloque Oriental, cuatro estructuras fundamentales y dos superpuestas. Las primeras son:

- 1.- Macizo hercínico de la Sierra del Purial.- Aparecen anfibelitas y anfibelitas neásicas, esquistos cloríticos, glaucofánicos, sericito muscovíticos y mármoles, así como ultrabasitas. Algunos años más tarde fue indicada la posible inexistencia del supuesto horst (Knipper y Cabrera, 1964), lo cual se ha demostrado

recientemente (Cobiella et.al., 1977).

2.- Anticlinorio de Mayarí-Baracoa.- Ocupa todo el margen septentrional del Bloque Oriental y se compone de tufitas y tufitas andesíticas y andesitobasálticas del Cretácico, cortadas por cuerpos de dioritas; aleurolitas, areniscas y conglomerados del Cretácico Superior al Paleoceno. A los cuerpos de ultrabasitas, que ocupan grandes áreas de esta unidad, Pusharovski et. al. les supusieron un emplazamiento magmático, habiéndose comprobado posteriormente (Knipper y Cabrera, 1972, 1974) su carácter de mantos tectónicos que enmascaran la estructura del autóctono.

3.- Anticlinorio de la Sierra Maestra.- Ocupa el límite meridional del Bloque y se compone, en esencia, de las rocas de la Formación El Cobre, que se supusieron originalmente, yacentes sobre La Formación Vinent, demostrándose actualmente que sobreyacen a las calizas y areniscas del Cretácico Superior (Khudoleg y Meyerhoff, 1971). Esta secuencia está intruída por cuerpos de dioritas y granodioritas principalmente. En el área emergida sólo aflera el flanco norte de la estructura, cuyo flanco sur se supone yacente en la Fosa de Bartlett.

4.- Sinclinario de Cuba Oriental.- Ocupa una posición intermedia respecto a las tres estructuras anteriores y de hecho las cubre parcialmente, lo que demuestra su mayor juventud. Se compone de conglomerados, areniscas y margas, así como calizas, del Eoceno Medio al Neogeno, debajo de las cuales yacen las secuencias propias de las estructuras más antiguas. Esta estructura está, a su vez, parcialmente cubierta por las estructuras superpuestas oligocénicas de Bahía de Nipe y Guantánamo. En ellas se desarrollan las secuencias poco dislocadas de edad correspondiente.

El esquema tectónico más joven es el elaborado, en el presente año, por J. Cobiella, M. Campos, F. Quintas y R. Hernández (Ver Anexo 5.3), profesores del Instituto Superior Minero-

Metalúrgico de Mea. Ellos, en base a los resultados de los trabajos emprendidos en las sierras de Cristal y Paríal, proponen, para la porción oriental del país, cuatro estructuras fundamentales, de Sur a Norte:

- 1.- Anticlinal de la Sierra Maestra.
- 2.- Sinclinal Oriental.
- 3.- Anticlinal Oriental.
- 4.- Cuenca de Nipe-Baracoa.

Los dos primeros coinciden, casi exactamente, con las estructuras de los mismos nombres, descritas por Pusharovski et. al (1967), sólo diferenciándose por una mayor extensión hacia el SE, del Sinclinal Oriental, que abarca las rocas del SW de la Sierra del Paríal.

El Anticlinal Oriental (Ver Anexo 5.3) ocupa el área que, en el esquema anterior, ocupaban el Macizo horstico de la Sierra del Paríal y el Anticlinal de Mayarí-Baracoa. Ellos se basan, al definir esta estructura, en la inexistencia del supuesto horst de la Sierra del Paríal, demostrada por las investigaciones recientes, y por la afinidad y unidad estructural de las regiones del Paríal y Nipe-Cristal.

En general, el Anticlinal Oriental consta de dos niveles estructurales notablemente diferenciados. Su núcleo está constituido por rocas intensamente deformadas en la mayoría de los casos, que constituyen una serie de mantos tectónicos. Los flancos están formados por rocas cenozoicas, fundamentalmente del Paleógeno, poco dislocadas y de espesor limitado pues el Anticlinal ha tenido una marcada tendencia al ascenso desde inicios del Paleógeno, manteniéndose aún este carácter (Ver figura 1).

Por Cuenca de Nipe-Baracoa ellos entienden la estructura situada inmediatamente al E del Anticlinal Oriental y formada por rocas cenozoicas e más jóvenes, de las cuales sólo es visible el flanco norte, pues gran parte de la estructura está cubierta por el Océano Atlántico. Ellos admiten, así mismo, el bajo gra-

de de estudio a que ha sido sometida y lo tentativo de su denominación.

Es notable, en el Esquema, la ausencia de la Cuenca de Guantánamo, de edad oligocénica (Fusharovski et. al., 1967). Para ello los autores se basan en el hecho de que han sido reportadas rocas oligocénicas en zonas ajenas a dicha "cuenca" (Louis-Strassak, 1955; Adamovich-Chejovich, 1964; Iturralde Vincent, 1975; Vera et. al., 1976).

El área mapeada por nosotros se ubica, según este esquema, en la zona de articulación (que a nuestro juicio se encuentra más al SW de lo propuesto por los autores), (Ver Anexo 5.3) entre el Anticlinal Oriental y el Sinclinerium Oriental. Es por ello que, a continuación, describiremos con mayor detalle la geología de dicha zona.

En especial, en las Sierras de Nipe y Cristal, la estratigrafía viene dada por la presencia, en la base del corte, de las rocas de carácter vulcanígeno-sedimentario, que posiblemente constituyan el equivalente no metamorfizado de las metavulcanitas de la Sierra del Parí. Adamovich y Chejovich (1963) les asignan una edad Cretácico Inferior a Medio por analogía con rocas similares de Cuba Central (Formaciones Volcánicas Fuente y Tobas Cabaiguán, de la Zona Iasa). El espesor de esta secuencia es de 2000 m, según dichos autores. Posteriormente fueron descritas por Días y Mañas (1974) como pertenecientes a la Formación Tobas (Thiadens, 1937) y finalmente propuestas por Iturralde Vincent (1975) ^{como Formación Santo Domingo} (Ver Tabla V). En el área de Calabazas se les asigna un espesor de 2100 m y se componen de tabas y tafitas andesíticas de grano grueso a muy fino, bien estratificadas a masivas. Estas se separan, localmente, en los miembros Guáimara y Parnache; el primero compuesto por tabas de grano fino y muy fino, en cuyo corte se ubica la Capa El Francés, compuesta por 200 m. de tafitas. El segundo se compone de tabas y tafitas calcáreas con estratificación laminar.

Los únicos que han pedido observar el contacto entre las formaciones Santo Domingo y Mícara (Cobiella, 1975; Iturralde Vinent, 1975) suprayacente (Díaz y Muñoz, 1974) lo describen como un sistema de fallas aunque Cobiella (comunicación personal, 1977) supone que podría tratarse de una ventana tectónica y constituir un elemento, conjuntamente con el alto grado de agrietamiento y el carácter siempre tectónico de los contactos, que sugiera la posible aletencia de la Formación Santo Domingo en la Sierra de Cristal.

La Formación Mícara está constituida por conglomerados, brechas, areniscas y alcarolitas, con intercalaciones de brechas calcáreas. Los conglomerados de la parte baja del corte presentan cantos mal seleccionados de rocas efusivas y dioritas, a menudo con estratificación cruzada. Ella es datada como Maestrichtiano-Paleoceno Inferior y se le asigna un espesor de algunos cientos de metros (650 en Calabazas). Originalmente esta unidad se concibió como un miembro de la Formación Habana? (Lewis-Straczek, 1955) y posteriormente de la Formación Sabanilla (Cobiella, 1974). Su independización como Formación se debe a la determinación del carácter albitano de la Formación La Picota (Iturralde Vinent, 1975) (Ver Tabla I). Concordante sobre la Formación Mícara se encuentra la Formación Gran Tierra (Iturralde Vinent, 1975) con una potencia de 50-200 m. de turbiditas calcáreas ricas, en su base, en clastos de rocas efusivas, gabros y areniscas (varamente de serpentinitas) y, en la parte alta, calizas finas algo margosas con intercalaciones de areniscas y alcarolitas calcáreas con estratificación laminar y rítmica, similares a las de la Formación Mícara. Se le asigna una edad, en su localidad tipo, de Paleoceno (Daniano).

Según Iturralde (1975), tanto la unidad anterior como la Formación Sabaneta y Charco Redondo, que la sobreyacen, constituyen una unidad litoestratigráfica, que denominó Grupo El Cobre y ya es concordantemente sobre la Formación Mícara y discordante

sobre La Formación La Picota (Lewis-Straczek, 1955; Kumpera, 1968; Cobiella, 1973) y las serpentinitas, interdigitándose con la Formación Santa Rita (Kumpera, 1968), hacia el norte.

Iturralde propone la Formación Sabaneta ... "para independizar la secuencia de rocas vulcanógeno-sedimentarias y sedimentarias de edad Paleoceno a Eoceno Inferior" (Iturralde Vinent, 1976 ob. cit. pp.17). Su litología más característica son las tobas, que él divide en dos miembros: Campo Largo (inferior) y El Deseo (superior), con un espesor total de 1100 m. La edad asignada al primer miembro está comprendida entre el Paleoceno (Daniano a Landeniano) y para el Miembro Superior de Paleoceno (Landeniano) a Eoceno Inferior (Ver Tabla I). Para la inclusión de La Formación Charco Redondo (Woodring y Daviess, 1944) (según Iturralde); en el Grupo El Cobre, se apela al criterio de que existe cierto contenido de material piroclástico en sus calizas y se reporta un espesor para ellas, en el área de Calabazas, de 300 m. La edad asignada en esta localidad es la más antigua reportada hasta el momento (Parte baja del Eoceno Medio).

Cobiella (1971), en Sabanilla, divide la Formación El Cobre en los miembros La Vuelta, Puerto Escondido, Basaltos Sabaná y El Pulpito (Ver Tabla I). Más tarde, al señalar las deficiencias de la subdivisión estratigráfica aplicada por Iturralde, plantea la dudosa existencia de las intercalaciones finas de tobas y tufitas que reporta en la Formación Gran Tierra, por cuanto ellas no fueron detectadas ni por Orozco (1975) ni por él.

Dentro de la Formación Charco Redondo (según Iturralde) hay dos secuencias: inferior: tufitas calcáreas, tobas y areniscas tobáceas y superior: Charco Redondo propiamente dicho. La inferior, según Cobiella, puede considerarse parte de la Formación El Cobre y la superior, específicamente, como Charco Redondo.

Con esto sólo queda en el supuesto Grupo la Formación Sabaneta, que no es más que la Formación El Cobre, como tradicionalmente se ha venido reportando desde hace 40 años. Dicha Formación es

perfectamente correlacionable con la Formación El Cobre, según se mapea en Sabanilla, aunque, al parecer, el Miembro Basaltos Sabaná se acuña hacia el este.

Por otra parte, es justo señalar que los datos a escala regional aún son escasos para viabilizar una definición de la magnitud propuesta.

Relaciones estratigráficas similares a las descritas son reportadas por Adamovich y Chejovich, aunque con un criterio cronostratigráfico.

Simultáneamente a la ocurrencia en la zona oriental de Cuba, de los movimientos correspondientes a la Orogenésis Cubana, comenzó la deposición de la Formación San Luis (Taber, 1934) de edad Eoceno Medio-Superior, que posiblemente yace algo discordantemente sobre las calizas del Eoceno Medio. Se compone de margas estratificadas y calizas órgano-detriticas, algunos olistolitos de calizas, conglomerados, areniscas, etc. La estratificación es, en ocasiones, contorsionada. Esta unidad, de extensión considerable, es reportada desde el flanco norte de la Sierra Maestra y ocupa casi todo el centro y centro-sur de la zona Oriental. Tanto su granulometría como su espesor disminuyen notablemente hacia el norte. Esto último desde más de 1000 m. al norte de la Sierra Maestra hasta algunos cientos de metros cerca de nuestra área. Rocas de la misma edad y composición calcárea, que se interdigitan hacia la parte alta con margas con intercalaciones de calizas arrecifales, han sido descritas por Adamovich y Chejovich (1964) en las Sierras de Nipe y Cristal. El período de deposición de rocas sedimentarias (terrígeno-carbonatadas) que se inicia con la Formación San Luis, continúa, hacia la parte alta del corte, con las formaciones Maquey y Majimiana. La primera está compuesta por margas y aleurolitas con intercalaciones de calizas organodetríticas siendo, como regla, buena la estratificación; y la segunda por calizas organodetríticas bien estratificadas en capas finas y calizas

organógenas masivas. El espesor asignado a la Formación Majimiana en su localidad tipo es de 125 m. mientras a la supuesta Formación Maquey, en el área de Calabazas, no es posible calcularle espesor, por haberse descrito sólo en un afloramiento. Desde que Barton (1926) datara la Formación Maquey como Oligoceno e Mioceno, sin precisar los horizontes, numerosos autores (Jackson, 1922; Vaughan, 1922; Meinzer, 1933 y Keijser, 1945) le han asignado diferentes rangos de edades de acuerdo a sus estudios; siéndole, en síntesis, aplicable, en la provincia de Guantánamo, edad Oligoceno Inferior a Superior.

Las rocas que, en el área de Calabazas se describen erróneamente como Formación Maquey, no son más que las pertenecientes al Miembro La Punta propuesto por nosotros (Ver Capítulo V), ubicado en la parte alta de la Formación Majimiana, cuya edad se eleva hasta Mioceno Inferior.

Este hecho y la edad obtenida por nosotros para la Formación Majimiana nos obligan a redefinir el Grupo Achotal (Iturralde Vincent, 1975) (Ver Tabla I), dada la variación sufrida por las relaciones estratigráficas presentes. Según nuestras columnas arenó y litoestratigráficas (Ver Anexo 8 y Tabla I) el Grupo Achotal queda integrado (de abajo hacia arriba) por las formaciones Maquey (redefinida) y Majimiana.

Los depósitos descritos por Iturralde como pertenecientes a la Formación San Luis son de la parte más alta del Eoceno Superior, no alcanzada por esta Formación en otras localidades. Por otra parte, ellos forman una secuencia ininterrumpida, imposible de diferenciar en el campo, que va hasta el Oligoceno, es decir, hasta rocas comúnmente atribuidas a la Formación Maquey. De acuerdo a estos datos hemos considerado necesario proponer la redefinición de la Formación Maquey cuya base, en esta área, desciende hasta la parte alta del Eoceno Superior.

La secuencia alóctona está representada, en la Sierra de Cristal, por la Formación La Piqueta, de edad Campaniano-Maestrichtiano.

que constituye un melange ofiolítico sobre la Formación Mícaro. Está compuesta por brechas de diabasas y serpentinitas, calizas arrecifales, rocas efusivas, gabros, diabasas y piroxenitas.

La matriz es arenosa o alcaurítica. Los clastos están cubiertos por una pátina de serpentinita y existen interrelaciones de turbiditas, areniscas, alcaurilitas y brechas serpentiniticas. Su apariencia general es cástica. Para ella se supone una sedimentogénesis (Cobiella, 1974, 1975) en una cuenca adyacente a un manto serpentinitico en avance que, sinsedimentariamente, lo cubrió. Algunos opinan que su carácter es continental (Lewis Strassck, 1955; Cobiella, 1974) y otros, que es marino (Adamovich y Chejovich, 1964; Kumpara, 1968; Cobiella, 1975).

Los masivos ultrabásicos y las serpentinitas constituyen el rango más sobresaliente de la geología del este de la provincia de Holguín. Adamovich y Chejovich (1964) hacen hincapié en la presencia de harzburgitas serpentinizadas, que se desarrollan en el extremo septentrional, ocupando un área de 180 Kms. de largo por 30 Kms. de ancho (Knipper y Cabrera, 1974).

Estas rocas, de yacencia casi horizontal, corresponden a un enorme escurrimiento sobre las rocas del Cretácico, que constituyen el autóctono. "Este enorme charriaje en su interior es una brecha tectónica gigante, formada por enormes bloques poco serpentinizados (poco brechados) de harzburgitas encerradas en esquistos y milonitas de serpentinitas" (Knipper y Cabrera, 1974, pp. 57).

Además de las harzburgitas predominantes, entre las rocas ultrabásicas serpentinizadas presentes se señalan las dunitas, lherzolitas y piroxenitas, siempre serpentinizadas total o parcialmente, llegando a no reconocerse la naturaleza primaria de la roca.

En el interior del masivo serpentinitico, cuyo espesor varía entre 470 y 725 m. (Knipper y Cabrera, 1974) aparecen bloques de rocas ultrabásicas serpentinizadas de 1-2 m. a 10-15 Kms.,

encerradas en una matriz compuesta por esquistos serpentiniticos. Generalmente la esquistosidad es paralela al contorno de los bloques y aumenta hacia la base del macizo, donde se hace paralela al contacto con el autóctono.

Los bloques aislados de diabasas que aparecen en el seno de las serpentinitas se presentan recubiertos por una fina película de serpentinita.

La yacencia de estas rocas y el carácter de su emplazamiento han suscitado numerosas discusiones. Adamóvich y Chejóvich (1964), aún siendo los primeros en descubrir su yacencia casi horizontal, las consideran un localito o lente magnético cuyas raíces coinciden, en la zona meridional, con una falla profunda. Los estudios posteriores han permitido asegurar el carácter tectónico de su emplazamiento, tomando en cuenta también el alto grado de plasticidad de estas rocas que, aún sometidas a bajos esfuerzos, son capaces de fluir; calculándose los desplazamientos de hasta 60 Kms. (Cobiella, Comunicación personal, 1976). Hacia el Sur, en el área de Sabanilla, Mayarí Arriba y Calabazas, se complica notablemente la situación, dado el emplazamiento de las serpentinitas sobre la Formación La Picota que, a su vez, cabalga a la Formación Mícaro. Si estas serpentinitas constituyen un solo manto fracturado o varios independientes es algo que aún se discute. La edad de emplazamiento asignada a ellas es Maestrichtiano-Paleoceno Inferior (Cobiella, 1974) mientras Knipper y Cabrera (1974) las suponen emplazadas durante la Orogénesis Subherciniana (Coniaciano o Santoniano). Para el área de la Sierra de Cristal ha sido supuesta desde una tectónica de bloques (Judoley, 1964) hasta una tectónica de mantos de cabalgamiento (Knipper y Cabrera, 1974; Cobiella, 1974; Díaz y Muñoz, 1974; Iturralde Vincent, 1975). Al respecto Adamóvich y Chejóvich plantean... "que esta región se presenta como una parte de la elevación marginal cubana, separando la Plataforma de las Bahamas, al norte, y las fosas marinas pro-

fundas, al sur" (1964, pp.17). Ellos concideran que la discordancia principal es la que se evidencia entre el Cretácico Inferior y el Superior (Maestrichtiano), exponiendo que ello corresponde al cambio del régimen de autogesimalinal al régimen estable de la zona de autogesimalinal. Otra discordancia importante, desde su punto de vista, es la del Eoceno Medio, que refleja el comienzo del nuevo período de sedimentación tranquila en cuencas separadas por zonas de elevación. Ellos reportan la existencia de tres pisos estructurales: el inferior, con los sub-pisos Jurásico Inferior y Cretácico Inferior; el medio, del Cretácico Superior al Eoceno y el superior, de edad Terciario. La tectónica de mantos de cabalgamiento predominante en el este de la provincia de Bolguín queda plenamente demostrada por la presencia del enorme manto tectónico señalado anteriormente, emplazado incluso sobre las rocas metamórficas cuyos elastos engloba en la base del manto.

Lo relacionado con la estructura del alóctono y del autóctono ya ha sido señalado al hablar de las serpentinitas, siendo necesario aclarar, no obstante, lo difícil que resulta descifrar la estructura tectónica de este último, dado el bajo grado de estudio a que ha sido sometido.

En general, podemos decir que la tectónica de esta zona se reduce a la presencia de tres pisos estructurales:

1.- Piso estructural inferior.- Donde aparecen las rocas del Cretácico pre-Cenozoico de carácter Volcánico-Sedimentario (Formación Santo Domingo). Equivalente, en el esquema de Iturralde, al piso Cretácico pre-Cenozoico.

2.- Piso estructural medio.- De edad Maestrichtiano-Paloceno Inferior. Incluye las rocas de las Formaciones Mícaro y La Piseta y las serpentinitas. Equivalente, en el esquema de Iturralde, al sub-piso Maestrichtiano-Paloceno basal.

3.- Piso estructural superior.- De edad Paloceno Inferior - Mioceno Inferior. Incluye las rocas de las formaciones Gran

Tierra, El Cobre, Charco Redondo, Maquey y Majimiana. Equivalente, en el esquema de Iturralde, que veremos con más detalle a continuación, al sub-piso Paleoceno Inferior - Eoceno Inferior, más el Piso Eoceno Superior a Mioceno Inferior.

Los dos primeros constituyen el basamento del Anticlinal Oriental y el último la cobertura (Ver figura 1).

Hacia Calabazas se distinguen tres pisos estructurales bien desarrollados (Iturralde Vincent, 1975):

1.- Piso estructural Cretácico pre-Senoniano.- Compuesto por las rocas de la Formación Santo Domingo, que forman un pliegue anticlinal cuyo eje tiene rumbo 360° , buzando en ese mismo sentido.

El anticlinal está cortado al sur por las fallas W-E y SW-NE, que lo ponen en contacto con las calizas de la Formación Majimiana. Aparecen pliegues o flexuras suaves y pliegues concéntricos con ejes paralelos al del anticlinal principal.

2.- Piso estructural Maestrichtiano.- Eoceno Medio.- Separado del anterior por la Orogénesis Subherciniana cuyos efectos se aprecian por la presencia de clastos de rocas ultrabásicas, medias y piroclásticas de la Formación Santo Domingo, en las rocas post-Maestrichtiano. Este piso lo compone una secuencia terrígena continua de gran espesor y se divide en dos Sub-pisos:

a) Sub-piso Maestrichtiano-Paleoceno basal.- Compuesto por la Fm. Mícara que constituye una escama tectónica y se encuentra dislocada en pliegues concéntricos, y por las formaciones Gran Tierra y Sabaneta que constituyen la segunda escama tectónica, deslizada sobre la Formación Mícara.

En general los pliegues son asimétricos, concéntricos, en abanico y tumbados.

b) Sub-Piso Paleoceno Inferior.- Eoceno Medio.- Aquí se presentan las Formaciones Sabaneta y Charco Redondo, levemente dislo-

3.- Piso estructural Eoceno Superior a Mioceno Inferior.- La Orogénesis Cubana, que lo separa del Piso anterior, no tuvo en el área una acción muy intensa, aunque es posible que el contacto entre las rocas del Eoceno Medio y las del Eoceno Superior sea ligeramente discordante y exista un hiatus.

Aquí las rocas del Grupo Achotal sufren una etapa sumamente estable donde los movimientos son únicamente verticales y la sequencia es escasamente dislocada. La yacencia es suave.

Las dislocaciones disyuntivas se dividen en los conjuntos del Eoceno Medio y más antiguas, del Eoceno Medio y del Mioceno a Cuaternario. Las primeras son de tipo normal y conservan su actividad hasta el presente, las segundas constituyen dos conjuntos de fallas conjugadas, de rumbo 320° y 240° aproximadamente; y las terceras se desarrollan, del mismo modo, en las direcciones 50° y 130° , presentándose zonas de neotectonización. Hacia el S. la tectónica se manifiesta por estructuras sinclinales de pequeña escala, formadas durante tres periodos principales de actividad plicativa: durante el Eoceno Medio (Orogénesis Cubana), Eoceno Superior y Oligoceno Inferior. La estructura plicativa fundamental se supone, en base a la zona de mínimos gravimétricos presente, entre Nipe y Guacanayabo. El magnetismo efusivo presente en el área en cuestión, que ya mencionamos al hablar de la Estratigrafía, se resume en dos complejos de edades: Cretácico pre-Cenozoico y Paleoceno-Eoceno Inferior: El complejo inferior es similar a sus isócronos de Cuba Central, incluso en el incremento de la basicidad hacia abajo en el corte, llegando a basaltos teleíticos en Cuba Central (Mayerhoff y Hatten, 1968) mientras en la zona oriental se puede relacionar a la formación espilito-diabásica (Tijerov, 1967).

El magnetismo intrusivo se encuentra representado, en el Anticlinal Oriental por cuerpos (cubanos)...

cortan a las ultrabasitas en forma de diques y pequeñas intrusiones de 8 a 50 Km² de superficie y posiblemente se asocian genéticamente a ellas; siéndoles característica una naturaleza básica y ultrabásica. Hacia el sur se señala la presencia de pequeñas intrusiones gabroides que ocupan la porción central del Sinclinalium Oriental así como pequeñas intrusiones de dioritas cuarcíferas.

Su edad es Eoceno Medio y se relacionan con el magmatismo de la Formación El Cobre. Los intrusivos de carácter básico presentes en Mayarí son gabros y diabasas compuestos por plagioclasas básicas (Bitownita-Labrador), feldespatos potásicos en las diabasas y pocos máficos (olivino y augita en los gabros). La textura es masiva granular y en las diabasas microgranulares; mientras las estructuras son de gabroidea a porfirítica y de hipidiomórfica a allotriomórfica, forman venas y diques (Díaz y Muñoz, 1974).

En especial, en el área de Mayarí, se reportan rocas de carácter medio, representadas por microdioritas, dioritas normales y dioritas cuarcífera de textura masiva y grano fino a medio, muy compactas. Su estructura varía desde hipidiomórfica granular hasta allotriomórfica (Díaz y Muñoz, 1974).

Ellos están asociados, espacial y probablemente también genéticamente a la Formación Santo Domingo. Sus clastos aparecen en las Formaciones Mícara y La Picota, siendo su edad, por tanto, Pre-Maestrichtiano. Posiblemente intruyeron durante la Orogénesis Subherciniana (Coniaciano-Santoniano). Rocas similares a éstas han sido reportadas por Pellitero (1893) y por Vera et.al. (1976) al SW de nuestra área.

Adamóvich y Chejóvich (1964) señalan, hacia el norte, vetas y diques de pegmatitas y cuarzo, que abundan en el área constituida por las rocas metamórficas. La edad asignada para ellas, según datación absoluta (120 000 000 de años) es Cretácico Inferior. En el área de Calabazas el magmatismo intrusivo se

manifiesta muy pobremente, mediante pequeños diques de gabro (Iturralde Vincent, 1975) que cortan las rocas del Cretácico pre-Cenozoico, de estructura ofítica, compuesto de plagioclasas básicas mezcladas y algunas zonadas. Se supone, dada la presencia de clastos de gabro, microdiorita, microgabrodiorita hornblendica, y otros, como clastos de la Formación Mícaro; la existencia de una actividad intrusiva muy variada durante el Cenozoico. Clastos de ultrabasitas aparecen, del mismo modo, en los conglomerados del Maastrichtiano y Paleoceno.

CAPITULO IV
GEOMORFOLOGIA

Según el Mapa de Regionalización Geomorfológica del Atlas Nacional de Cuba, el área se enclava en la zona limítrofe entre las montañas bajas de las sierras de Mico y Moa por el oeste, las montañas bajas de las Cuchillas del Tío y Baracoa por el este, y las llanuras y mesetas de la Cuenca de Guantánamo por el sur. El relieve presente, no obstante ser bastante joven, se complica por la existencia de numerosas fallas, verticales o casi verticales, que se manifiestan en la morfología por la presencia de formas asedadas y tramos de anómala rectitud en los ríos, así como escalones tectónicos claramente evidenciados. Esto nos permite clasificar el relieve, en términos generales, como tectónico-denudativo, controlado por la estructura principal presente el Sinalinal Bayate (Iturraide Vincent, 1975) que a su vez coincide con el Morfesinclinal del mismo nombre, en cuyo núcleo aparecen las calizas de la Formación Majiniana (Ver Anexo 6). Esta morfoestructura va desde el valle del río Bajos, por el SW, hasta el Alto de la Mora, por el NE.

Desde el punto de vista puramente morfológico el relieve es presentadose y se hace más abrupto hacia el W. Al este cabe destacar la presencia de la Meseta de Linomar, que constituye un área peniplanizada, poco disecionada por la red fluvial, cuyo techo baja suavemente hacia el N-NW.

El control litológico-estructural de la morfología es bastante claro (Ver Capítulo I, epígrafe 1.3). Es por ello que, en primer lugar, señalaremos las características del relieve en función de la composición litológica de las rocas madres:

- 1.- Relieve en rocas piroclásticas.
- 2.- Relieve en rocas terrígenas.
- 3.- Relieve en rocas carbonatadas.
- 4.1.- Relieve en rocas piroclásticas.

Las rocas piroclásticas de edad Cretácico, correspondientes a la Formación Santo Domingo, se desarrollan en el extremo NW del área mapeada, ocupando la novena parte de su extensión.

El relieve que, globalmente, es pre-montañeso, se caracteriza en estas rocas por la presencia de colinas suaves cuyas alturas oscilan entre 300 y 400 m (Ver Anexo 6 -Perfil 1 -y foto 1). Las elevaciones se manifiestan ocasionalmente por serranías apenas insinuadas en el relieve, de dirección aproximadamente norte-sur. Las pendientes son generalmente suaves (casi nunca mayores de 20°), excepto hacia el sur donde, cerca del contacto con la Formación Majimiana, dado por una falla vertical, el relieve se hace más abrupto, alcanzando cotas cercanas a 500 m. y las pendientes son casi siempre mayores de 70° (Ver Anexo 6) presentándose, en la base, abundantes depósitos coluviales, compuestos por grava, guijarros y grandes bloques de tobas y calizas.

El carácter tectónico-denudativo del relieve se manifiesta perfectamente por la presencia de formas acodadas en ríos y arroyos, principalmente en el río Sagua de Tánamo que presenta un alto grado de sinuosidad con cambios bruscos (incluso mayores de 90°) y frecuentes en su dirección (Ver Anexo 4).

Los valles de los arroyos Claradisa, Conaegra y Mijial son siempre en V muy cerrada y corren, casi siempre, sobre su propio preluvio. El valle del río Sagua de Tánamo es, del mismo modo, en V, aunque en la localidad de Bombí se amplía hasta una U asimétrica. Discurre siempre sobre sus propios aluviones, que se caracterizan por un bajo grado de selección oscilando, granulométricamente, entre guijarros y gravas, con grandes bloques ocasionales, generalmente angulosos, lo cual se evidencia por el Coeficiente de Redondez que, para la fracción de 20-30 mm es 41.2 (el más bajo obtenido en el área). La composición de los sedimentos es predominantemente tobácea y, en segundo término, andesitas e intrusivos medios. (Ver Anexo 9).

4.2.- Relieve en rocas terrígenas.

Se desarrolla a modo de faja latitudinal en la porción meridional del área, ocupando más del 40% de la misma. Las rocas ma-

dres en este caso son lutitas calcáreas algo margosas con intercalaciones finas de calcarenita y raras calizas arenosas, que componen la Formación Maquey (redefinida) (Ver Capítulo V). Al oeste el relieve es sumamente irregular, en forma de colinas con pendientes entre 30° y 40° , o menos, que aumentan bruscamente, a consecuencia de la actividad tectónica, hacia el SW. Es poco frecuente la presencia de taludes abruptos y el coluvio sumamente escaso. Cuando existe está compuesto por guijarros y grava gruesa de composición calcárea.

Las vías fluviales más importantes (ríos Bayate y Bajao) tienen valles en U, bastante simétrica para el primero y generalmente asimétrica para el segundo (Ver Anexo 6 -perfil 1-) llegando a V en la parte superior de su curso.

Los sedimentos aluviales y prealuviales son notablemente más finos y su grado de selección es mayor que los de las corrientes que discurren sobre rocas piroclásticas. El Coeficiente de Redondez, para la fracción de 20-30 mm, en el río Guaso es 47.5. Hacia el este el relieve se dispone en forma de serranía continua que se extiende hasta los límites del área (Ver Anexo 3) y que hemos denominado Alto de la Mora. El constituye el límite meridional de la Meseta de Limonar y alcanza alturas superiores a los 500 m. Las pendientes son suaves (10° - 20°) y eventualmente se presentan taludes típicos del carácter general del relieve, aunque en estas rocas no se evidencia con nitidez en la morfología.

El grado de selección de los sedimentos aluviales y prealuviales aumenta notablemente hacia el este y la composición de los mismos, para el río Guaso, es eminentemente piroclástica, lo que demuestra la presencia de rocas de esta índole muy cerca del límite meridional del área mapeada (Ver Capítulo V).

Cabe señalar la presencia de depósitos aluviales (Ver Anexo 6) en las localidades de Limonar e Indiana, que forman depósitos de poca espesor, similares a los suelos rojos de La Habana y

Matanzas.

La disección del relieve por la red fluvial responde por completo a las características físico-mecánicas de las rocas madres, no siendo así el factor estructural, cuyas características no se evidencian en la morfología, exceptuando las partes elevadas del flanco sur del Macizo anticlinal Bayate, al centro-sur, con una ligera disminución de las pendientes del Alto de la Mora hacia el N, en correspondencia con el buzamiento de las rocas que es hacia el NW.

4.3.- Relieve en rocas carbonatadas.

Las rocas carbonatadas presentes en el área ocupan la parte central y centro-norte de la misma, llegando hasta el límite septentrional en el este, ocupando casi el 50% de su extensión. Son calizas organodetríticas, brechosas, arenosas y de grano fino, generalmente con estratificación de masiva a gruesa, ocasionalmente fina; pertenecientes a la Formación Majimiana (Ver Capítulo V).

El relieve presente en estas rocas se distingue fácilmente por la presencia de magníficos paisajes de cuesta (Ver foto 2) que se hacen más ostensibles debido al bajo ángulo de buzamiento de las rocas (8° - 10°) y al carácter sinclinal de la estructura. Como se evidencia en la Carta de asimetría de valles y cuestas (Ver Anexo 7) ellos se desarrollan predominantemente en el flanco norte de la estructura, dado que hacia el este y sureste la presencia de la Meseta de Limonar redundó desfavorablemente sobre el buen desarrollo de este tipo de paisaje. Las cotas máximas presentes en el relieve correspondiente a las rocas carbonatadas sobrepasan los 620 m. y constituyen las mayores elevaciones del área (Alto del Dajao) (Ver Anexo 3).

Respecto al carácter de la litología, las pendientes sufren un brusco ascenso, oscilando entre 40° y 60° , y frecuentemente mayores de 70° , sobre todo en los ríos Sagua de Tánamo, Bayate, Dajao y Cuzco, en los cuales es típica la presencia de gargan-

tas, como rasgo de la disecación del relieve por la red fluvial en estas rocas y demostrativo del carácter de los movimientos neotectónicos en el área (Ver foto 11).

Es necesario tener en cuenta que, aunque generalmente el control de las pendientes es litológico, esto es conyugado muchas veces por la actividad tectónica, como en el flanco N del Alto del Dajao, donde el desplazamiento de los bloques a lo largo de una falla vertical pone en contacto las calizas con las rocas pircalásticas de la Formación Santo Domingo, cuya posterior y más rápida meteorización contribuye a la formación del escalón morfotectónico.

Los sedimentos del Cuaternario están caracterizados por la presencia de grandes bloques desplazados y deslizados (Ver foto 11), depósitos prealuviales mal seleccionados, aluvio arenoso muy localizado (Ver Anexo 6) y coluvio abundante, así como depósitos de manantiales y cuevas.

El grado de redondez de los sedimentos es relativamente alto dadas las características físico-mecánicas de los mismos, siendo los coeficientes de redondez para los ríos Bayate y Dajao, respectivamente, 52.1 y 54.5, los mayores obtenidos.

Los valles de los ríos, aún en aquellas zonas donde no hay es-
taciones, son en V bastante cerrada y generalmente simétrica.

Debido al amplio desarrollo de los fenómenos cársticos que tipifican el relieve en estas rocas, trataremos este aspecto con cierto detenimiento en el siguiente epígrafe.

4.4.- CARST.

En el Mapa cárstico del Atlas Nacional de Cuba, la zona ocupada por la Formación Najiziana se representa como constituida por "estratos sedimentarios, predominantemente no carbonatados", al igual que el resto del área (incluyendo la ocupada por la Formación Santo Domingo). Sólo al extremo NE se representa "carso de rocas con cúpulas cársticas y cuevas" cuando, en realidad, (Ver Anexo 6) dicha área está ocupada por rocas terrígenas.

Como se aprecia, las valoraciones hechas por este mapa se alejan notablemente de la realidad.

De acuerdo a sus características es posible separar, en el área ocupada por rocas carbonatadas, dos nacisos cársticos bien diferenciados.

El primer naciso, que ocupa casi toda el área señalada (Ver Anexo 6) es del tipo "Carse de alturas simplemente plegadas y falladas", sub-tipo de "Carse de alturas constituidas por estratos sedimentarios, predominantemente carbonatados" (Núñez Jiménez A, Ponce V. y Stelzel O., 1968); "Carse erosivo-testáico" según H. Radionov (1958, 1960), desde el punto de vista geomorfología-estructural y, según la clasificación hidrodinámica del carse (Licozhin, A., 1968), del tipo "Carse relacionado con zonas de drenaje cercano".

Cada una de estas clasificaciones resume cierto aspecto característico del carse presente.

En nuestro caso el drenaje es, por fuerza, local; dada la extensión del naciso y su total limitación por rocas más o menos impermeables, aunque esto se complica por el alto grado de actividad testáica que facilita vías de drenaje adicionales, aunque, de modo general, el grueso del drenaje se efectúa a través de la red fluvial y subterránea. Esta última tiene un desarrollo considerable que se manifiesta sobre todo en las localidades de El Pantán y San Juan. En ésta última se observa el resalladero del río Cusco (Ver Anexo 6) que fluye, posteriormente a su emergencia, por una garganta bastante estrecha y abrupta, hasta su desembocadura en el río Laguna de Tánamo.

El drenaje sigue, como regla, el buzamiento de las rocas, para desembocar, en el núcleo de la estructura, en el río Laguna de Tánamo o sus afluentes principales. Esto se evidencia claramente en Los Lirios y El Pantán, por la gran abundancia de manantiales, corrientes subterráneas y cavernas.

Entre los fenómenos cársticos más representativos se destaca la

gran abundancia de cuevas, muchas de ellas de dimensiones relativamente grandes, y sus depósitos correspondientes. Son más numerosas hacia la parte central y centro-norte. Fue observada por nosotros incluso la presencia de una dolina comprobada de considerables dimensiones, en el área de Majiniana (Ver Anexo 6) y algunas supuestas. El curso superficial (lapiex) tiene un desarrollo considerable, asociado a las pendientes suaves presentes en los paisajes de cuesta. Desde el punto de vista morfológico lo podemos clasificar en tres sub-tipos:

- a) Curso de formas acanaladas.- Este se observa en aquellas zonas donde las pendientes son mayores de 30° y la superficie irregular, lo que propicia el aumento, en dirección vertical, de la energía cinética del agua que, en tales condiciones, labra surcos acanalados aproximadamente paralelos a la dirección de máxima pendiente (Ver foto 3).
- b) Curso de formas concoides e irregulares.- Se desarrolla en zonas llanas donde las aguas no tienen una dirección predominante de acción y esta es discontinua en el tiempo. En este caso la actividad destructiva de las raíces de las plantas colabora al incremento de la irregularidad de las formas cárnicas.
- c) Curso de formas onduladas.- Se observa en aquellas pendientes entre $10-30^\circ$, libres o muy pobres de cobertura. En este caso, al possibilitarse el libre curso de las aguas, éstas alcanzan energía cinética considerable en el sentido horizontal pero su acción de fondo es pobre, lo que produce sólo ondulaciones y equedades suaves en la superficie.

En síntesis, dadas todas estas características, podemos clasificar este macizo como de "curso con drenaje local, macizo, carbonatado, desnudo", según la clasificación ingeniero-geológica del curso de Skwaletski e Iturralde Vinant (1971).

El segundo macizo cárnico tiene un desarrollo sumamente limitado y se reduce a la zona de El Puerto (Ver foto 4).

tipo "carso con autedrenaje" (Iturralde Vinent, 1976) y en el perfil se evidencia a modo de casquete que corona la cáspide de la loma antes señalada (Ver Anexo 6 -perfil 2-) sobreyaciendo a las rocas terrígenas impermeables del Miembro La Punta (Ver Capítulo V). Su buzamiento es suave hacia el SE y se caracteriza por sus pequeñas dimensiones y aislamiento, encontrándose obligado a drenar, como pudimos observar, mediante numerosos manantiales intermitentes ubicados inmediatamente por encima de las rocas subyacentes.

Dado el pobre desarrollo del carso en las rocas vulcanógeno-sedimentarias, no hemos creído necesario abordar su exposición pues ello queda fuera de los objetivos del presente capítulo.

4.5.- Movimientos Neotectónicos.

En el área mapeada, de relieve muy joven y donde el grueso de la actividad tectónica es posterior al Mioceno, existen claras evidencias del carácter ascendente de los movimientos neotectónicos. Esto se manifiesta por la gran abundancia de coluvio γ , especialmente, de bloques desplazados y deslizados (Ver foto 11), sobre todo en la porción oeste y norte-centro; por la enorme abundancia de gargantas en los ríos y por la presencia de una tectónica de bloques con fallas de ángulos sumamente altos, muy jóvenes.

El hecho de que algunos ríos y arroyos corran sobre sus propios aluviones no debe tomarse como un elemento en contra de lo planteado, por cuanto dichos depósitos son sumamente delgados y se evidencian sólo como productos de las épocas de crecidas e incluso, en el peor de los casos, señalarían sólo movimientos oscilatorios de reducido alcance. No obstante, el predominio de aquellas vías fluviales que discurren sobre roca es indudable (Ver Anexo 6).

Por otra parte, la existencia de un peniplano levantado y poco erosionado, con alturas entre los 400 y 500 m, como es la Meseta de Linonar (Ver Anexo 3) es otro elemento a favor de nuestra

afirmación. Fenómenos similares se muestran en las zonas NE y E de la antigua provincia oriental, perfectamente observable desde el Valle de Guantánamo, con alturas que oscilan entre 500 y 700 m. (ocasionalmente hasta 800 m.).

CAPITULO V
ESTRATIGRAFIA

5.1.- Introducción.

El estudio que emprendemos en el siguiente capítulo revela las características de la estratigrafía del Área Bayate Norte, ubicada entre el flanco Sur de la Sierra de Cristal y el Valle de Guantánamo. En él se describe un espesor mayor de 1000 metros de rocas de edades Cretácico, Paleógeno, Neógeno y Cuaternario. Debe tenerse en cuenta al leer el texto que la parte de Estratigrafía no ha sido concebida como la especial de nuestro trabajo, lo que explica la brevedad con que son tratados algunos aspectos. Mayor información al respecto debe buscarse en la Tesis de la graduando Emelina Domínguez Rosell cuyo objetivo es, precisamente, la Estratigrafía del Área Bayate Norte.

El área en cuestión, de acuerdo con el Esquema Geológico-Tectónico propuesto por Cobiella et. al. (1977) (Ver Anexo 5.3) se sitúa en la zona de articulación entre el Anticlinal Oriental y el Sinclinal Oriental, lo cual confiere a su geología caracteres distintivos de ambas estructuras regionales. A la primera corresponde una estructura bastante compleja (Ver fig. 1) donde el basamento se compone de las rocas de las formaciones Santo Domingo, Mícará, Gran Tierra, La Picota y los mantos serpentiniticos, mientras en la cobertura se distingue parte de la Formación Mícará y las formaciones El Cobre, Charco Redondo, Maquey y Majimiana, en unión de la Formación San Luis, que no aflora en el área aquí estudiada. Las cuatro últimas afloran ampliamente en el Sinclinal Oriental, estructura más joven con predominio de las secuencias terrígeno-carbonatadas y que, según algunos autores, cubre parcialmente las estructuras más antiguas.

Localmente se distingue, sin lugar a dudas, esta dualidad geológica, gracias a la presencia de dos secuencias marcadamente diferenciadas, representantes tipos de ambas estructuras.

En la parte inferior del corte se destaca la presencia de las rocas vulcanógeno-sedimentarias de edad Cretácico, que forman

parte de las más antiguas detectadas en el basamento del Anticlinal Oriental. Todo el sur y sureste del área mapeada está ocupado por la secuencia terrígeno-carbonatada inherente al *Sinclinorium* Oriental o a la parte más alta de la cobertura del Anticlinal Oriental. Unido a las marcadas diferencias entre sus litologías, contribuyen a su distinción rápida en el campo las diferencias estructurales radicales entre ambas secuencias. Entre los resultados más importantes obtenidos están el esclarecimiento de las edades de las formaciones Maquey, y Majimiana, y sus relaciones estratigráficas, lo que trae como consecuencia la redefinición de la primera y del Grupo Achotal (Iturralde Vinent, 1975) para esta área. Todo ello, a nuestro juicio, precisa la estratigrafía de los sedimentos posteriores al Eoceno medio, poco estudiados en el flanco sur de la Sierra de Cristal y ofrece nuevos datos acerca de la relación entre las estructuras regionales presentes.

En las cuestiones relacionadas con la nomenclatura estratigráfica nos hemos guiado por las recomendaciones del "Código de nomenclatura estratigráfica" 13.

No consideramos necesario detallar las clasificaciones litológico-petrográficas empleadas, por cuanto los términos que se emplean a lo largo del capítulo son aquellos que el uso ha generalizado y gozan de mayor aceptación.

La secuencia que describiremos a continuación, de las unidades más antiguas a las más jóvenes, no ofrece en ningún momento elementos que puedan indicar la aloctonía de alguna de ellas, aunque existan criterios contrarios respecto a las rocas más antiguas en áreas aledañas (Cobiella, 1975), lo que no se manifiesta en la mapeada.

5.2.- Formación Santo Domingo.

Esta unidad, propuesta por Iturralde Vinent (1975) para denominar la secuencia vulcanógeno-sedimentaria que, al igual que en otras zonas del país, se asocia a la actividad volcánica del

Cretácico; ocupa 9 Km² del área mapeada, hacia el norte y noroeste. Gran parte de ella está ocupada por los cuerpos intrusivos que se describen en el Capítulo VII, cuya presencia no es reportada en la localidad tipo, lo que constituye la principal diferencia entre el corte de la unidad en nuestra área y el reportado para la misma.

En su localidad tipo se describen los miembros Guásimas y Perucho compuestos, el primero, por tobas vitreoclasticas y vitrocristaloclasticas, de composición andesítica, predominando las de grano fino. En ellas se denota la ausencia de minerales ferromagnesianos alterables. La matriz es de vidrio volcánico muy fino, cloritizado. A menudo las variedades de grano fino a medio presentan estratificación laminar. En menor proporción aparecen tufitas con hasta un 50% de agregados de calcita y el resto de vidrio cloritizado. En este miembro se encuentra la Capa El Francés, compuesta por 200 m. de tufitas cristalolitoclasticas y cristaloclasticas de composición andesítica y grano medio a grueso. Hacia la parte alta del corte aumenta la proporción de tufitas pudiendo llegar a aleurolitas tobáceas.

El Miembro Perucho, superior, se compone de tufitas cristalolitoclasticas de composición probablemente andesítica. Son de grano grueso a medio. La matriz se compone de agregados de calcita dispersos en una masa fina hematitizada. En ellas es corriente la estratificación laminar y en las de grano grueso los estratos alcanzan 1 m., formando paquetes de hasta 20-30 m. de espesor.

Con anterioridad ya habían sido descritas rocas similares por Thiadens (1937) quien las propone incorrectamente como Formación Tobas, y por Keljzer (1945), que las incluye en las "Tuff Series", en las cercanías de Mayarí Arriba, posiblemente las mismas o muy cercanas a las reportadas por Díaz y Muñós 29 años más tarde. Estos autores incluyen las tobas de carácter

medio a básico detectadas en la misma unidad.

Debido al alto grado de agrietamiento tectónico, que enmascara la estratificación y su posición espacial, sólo fue posible en contadísimas ocasiones determinar los elementos de yacencia. Las pocas observaciones realizadas y los estudios verificados en áreas aledañas nos permiten suponer para estas rocas una yacencia bastante compleja (Ver Cap. VI). Todo ello nos impide determinar su espesor, que hemos adoptado como 180 m (mínimo) aunque seguramente es mucho mayor, como se reporta en áreas vecinas, donde se le asignan 2000 m. (Adamovich y Chejovich, 1964) y en su localidad tipo, el Valle de Santo Domingo, unos dos kms al N del límite septentrional del área mapeada por nosotros, 2100 m (Iturralde Vinent, 1975). Los únicos que describen el contacto entre esta unidad y la Formación Mícará, suprayacente, son Díaz y Muñoz (1974), como dado por un sistema de fallas. Cobiella (Comunicación personal, 1977) opina que puede tratarse de una ventana tectónica y constituir, conjuntamente con el carácter siempre tectónico de los contactos y el alto grado de agrietamiento, un elemento que sugiera su posible aloctonía en el flanco sur de la Sierra de Cristal. En nuestra área el contacto entre estas rocas y las que se ubican en posición estratigráfica mucho más alta, viene dado por un sistema de diaclaciones disyuntivas verticales o casi verticales, de direcciones E y NE. No puede hablarse en este caso de aloctonía debido a las características de la tectónica presente y a la gran juventud de estas fallas producidas en momentos en que la historia geológica no favorecía el desarrollo de una tectónica de mantos de cabalgamiento.

5.2.1.- Descripción litológica.

La Formación Santo Domingo, tal como se presenta en el área mapeada por nosotros, se compone de tobas de grano fino a muy fino (de psamíticas a aleurolíticas), de color gris, verdoso e inclusive pardo amarillento. Las que más abundan son vitas -

cristaloclasticas y, en segundo lugar, las cristalovitroclasticas. Son, como regla, bastante densas y bien consolidadas. Su matriz está compuesta por vidrio volcánico, generalmente aloritizado y posiblemente ceniza volcánica para las de grano muy fino.

En las vitrocristaloclasticas aparecen pequenísimos cristales (menores de 0,05 mm) de cuarzo, feldespatos (posiblemente ortosa), plagioclasas bastante frescas y magnetita. El vidrio llega a constituir hasta el 85-90% del contenido total de estas tobas. Es notable en éstas el grado de selección de los fragmentos.

En las tobas cristalovitroclasticas la matriz, compuesta por vidrio volcánico, alcanza sólo el 40-50% del contenido total mientras el resto está formado por cristales de ortosa con macla de Carlsbad, cuarzo, plagioclasa y magnetita, muchas veces estas últimas se encuentran perfectamente orientadas, coincidiendo dicha orientación con la estratificación laminar. Otros minerales accesorios presentes en menor proporción son la calcadona y hornblenda maclada. Aunque los procesos de alteración no tienen amplio desarrollo, son variados y afectan a casi todos los minerales componentes de las tobas. Existe, en primer lugar, aloritización del vidrio volcánico, sericitización y pelitización de los feldespatos tanto calco-sódicos como potásicos.

En las tobas cristalovitroclasticas es mucho más pobre el grado de selección.

La presencia de agregados de calcita es escasa tanto en unas tobas como en otras, pero se aprecia un ligero incremento en las vitrocristaloclasticas donde también es dado observar cierta leve contaminación de la matriz con minerales arcillosos. En las cristalovitroclasticas pudo observarse también, ocasionalmente, la presencia de concreciones silíceas de 1 a 2 mm de diámetro y formas entre ovaladas y circulares.

La estratificación sufre grandes variaciones y pasa desde

media (estratos de 0,5-0,20 m) a fina (estratos de 0,10-0,05m.) en el este y sureste (Ver Anexo Ila-1 y foto 4) hasta laminar con ripples, al NW, coincidiendo con las mayores proporciones de agregados carbonatados en la composición de las tobas.

Hacia el E-SE se detectaron algunas tobas de grano medio intercaladas, en estratos de 0,30-0,40 m., entre las tobas de grano fino y muy fino. Es notable la gran escasez de tufitas y areniscas tobáceas, tan abundantes hacia el NE (Iturralde Vinent, 1975).

En el área Bayate Norte sólo nos fue dado comprobar la presencia, hacia el oeste y centro-norte, de algunos estratos ocasionales de lutitas y areniscas tobáceas.

La secuencia está intruída por cuerpos aparentemente discordantes de composición diorítica, que ocupan un área considerable. Las características de estos cuerpos se describen en el Capítulo correspondiente.

5.2.2.- Edad y correlación.

Para datar esta Formación debemos referirnos a áreas aledañas debido a que su posición en la muestra nos permite sólo afirmar:

1ª- que su edad es posterior al Cenomaniano dado el haber hallado, en una de las muestras estudiadas (Ver Tabla II Muestra By-22b) una cámara segura y varias probables de globigerínidos, rellenas de sílice, cuyo amplio rango de edad, ya que hacen su aparición en el Cretácico Superior, sólo permite precisar esto.

2ª- que su edad es pre-Oligocénica por encontrarse clastos de tobas de composición similar a las que en ella se presentan, en las calizas brechosas de la Formación Majimiana.

En el barrio Cintra del Cuadrante Calabazas Sur (Iturralde Vinent, 1975) se localizó un bloque exótico con metamorfismo moderado y micropliegues kink-band, lo cual indica que estas rocas sufrieron los efectos de la Orogénesis Subherciniana, reafirmado por su yacencia discordante por debajo de la Formación

Micara, lo que permite suponer su edad como Cretácico pre-Coniaciano. Esto coincide con las edades asignadas a secuencias similares en otras localidades.

Aunque no hemos creído procedente dividir en miembros la Formación en nuestra área, debido a la carencia de datos acerca de la posición estructural de las rocas consideramos que, de acuerdo a su composición litológica, son correlacionables con la parte inferior del Miembro Guásimas, manteniéndose la ausencia de minerales ferromagnesianos alterables. Es notable la ausencia de tufitas, lo cual no es raro a causa de los cambios faciales propios de estas secuencias.

Aunque parece que la denominación original de la Formación Tobas fue acordada por los cuatro geólogos holandeses que a la sazón trabajaban en la región central y publicada por Hutten (1936) como "Tuff Series", denominación adoptada también por Vermont, (1937), Mac. Gillarry (1937), Palmer (1945), Keijzer (1945), etc., es Thiadens el primero en denominarla como Formación, nombre por el que más frecuentemente se le conoce en la actualidad. Bajo éste se describen rocas volcánicas porfiríticas, diabase-porfiríticas y diabase-espiliticas, tobas vitreo, cristaloclasticas y brechosas; con calizas intercaladas, según cuya fauna pudo ser datada como Cenomaniano-Turoniano. Es frecuente en estas rocas la presencia de radiolarios.

Posteriormente, para sustituir esta nominación un tanto ambigua y, desde el punto de vista stratigráfico moderno, incorrecta, fueron propuestas, en Cuba Central, las formaciones Volcánicas Fomento (Hatten et. al., 1958) y Tobas Cabaiguán (Hatten et. al., 1958). La primera está compuesta por basaltos amigdalares, que presentan a menudo pillow lavas con intercalaciones de andesitas. Su edad se estima pre-Albiano. Las Tobas Cabaiguán yacen sobre los Volcánicos Fomento y es posible que lateralmente, la parte superior de éstas transi-

eionan a las primeras. Son rocas bien estratificadas, con estratificación laminar y gradacional, de composición media a ácida. Existen restos mal preservados de radiolarios. En su parte superior hay intercalaciones de aleurolita tobáceas, calcáreas y caliza detríticas.

En la zona oriental del país son detectadas rocas similares por Keijzer (1945). Lewis y Straczek (1955), Adamovich y Chejovich (1964), Díaz y Muñoz (1974) e Iturralde Vinent (1975).

Las tobas descritas por Lewis y Straczek son asignadas por ellos a la Formación Habana (?) lo cual parece ser un error, debido a que clástos similares aparecen en la composición de esa misma unidad. Adamovich y Chejovich (1964) describen una secuencia compuesta, en su parte inferior, por tobas de porfiritas basálticas, con intercalaciones de rocas efusivas de la misma composición; sobreyacidas por porfiritas basálticas, a menude anigdaloides, diabasa y más raramente espilita. En la parte superior del corte estudiado por ellos aparecen rocas de índole variada. Se alternan porfiritas, tobas-lavas, tobas y rocas tobáceo-sedimentarias, con raros lentes de caliza.

Díaz y Muñoz (1974) reportan, cerca de Mayarí Arriba, tobas, toba-aglomerados, tobas carbonatadas, tufitas y lavas tobáceas de color gris oscuro, crema y rojizo, estratificadas. Quizás estas rocas pertenezcan a la misma secuencia reportada por Keijzer (1945). Ambos autores coinciden en incluirlos en la Formación Tobas y sólo encuentran radiolarios ocasionales en las rocas mapeadas.

Todas estas rocas son correlacionables con la de la Formación Santo Domingo y son el producto del período de actividad volcánica desarrollado durante el Cretácico Superior en casi toda la isla.

5.2.3.- Sedimento ámnia.

Aunque las observaciones realizadas no permiten un análisis completo de las condiciones en que estas rocas fueron deposi-

tadas cabe, al menos, hacer una reconstrucción esquemática de éstas. Existen varios elementos que indican como profunda la cuenca marina donde fueron depositadas estas rocas. Estas son:

- 1^a- La presencia de cámaras de Globigerínidos unido a la existencia, en áreas aledañas, de radiolarias como únicos restos fósiles.

- 2^a- La granulometría pelítico-aleurolítica de los sedimentos.

- 3^a- La estratificación laminar frecuente.

- 4^a- La ausencia de estructuras típicas de ambientes someros.

Estamos de acuerdo con el criterio de Iturralde (1975) acerca de que la ausencia de calizas y la pobreza del material carbonatado en general sugieren un ambiente rico en CO₂ y de PH ácido, lo cual puede ser propiciado, al menos parcialmente, por la actividad volcánica submarina. No es posible decir si el vulcanismo fue submarino o sub-aéreo aunque es probable que, de acuerdo con su extensión en tiempo y espacio, haya tenido un carácter dual pues por una parte se nota la ausencia de texturas típicas del vulcanismo submarino y por otra la pobreza del material calcáreo y el alto grado de selección de los sedimentos. Este último hecho nos hace pensar en la lejanía de la actividad volcánica respecto a esta porción de la cuenca de deposición. Debido a no haber sido descifrada la estructura de la unidad y a la poca extensión del área, no es posible emitir criterios sobre la posición de la actividad volcánica. Según Iturralde (1975) ella se desarrollaba al Sur y Oeste, dirección hacia donde se denota el incremento de la granulometría.

La ausencia casi total de restos fósiles puede explicarse por dos vías que, a nuestro juicio, debieron complementarse:

- 1^a- La barrera ecológica establecida por la actividad volcánica de magnitud considerable.

- 2^a- La posterior destrucción y alteración de los pocos restos depositados, a causa de los procesos post-sedimentarios.

Aunque es evidente que, entre ellas, la más importante es la segunda, por cuanto es insuperablemente menor el período de erupción y continuación del medio que el de calma y condiciones favorables a la vida, que se extiende entre las épocas de actividad volcánica.

GRUPO ACHOTAL

Es propuesto por Iturralde Vincent (1975) para unificar bajo una denominación la serie de Formaciones de carácter terrígeno-carbonatado que constituyen, de por sí, un ciclo sedimentario con características propias. Este Grupo, según su definición original, estaba formado, de abajo hacia arriba, por las Formaciones San Luis, Najiniana y Maquey. En el área mapeada por nosotros ha sido detectado:

- 1.- que la edad de la Formación Najiniana no es Oligoceno Inferior y Medio, como fue datada en el área de Galabazas sino Oligoceno (posiblemente parte alta)-Mioceno inferior.
- 2.- que esas rocas yacen sobre una secuencia terrígena indiferenciable, que va desde el Eoceno Superior (parte alta) hasta el Oligoceno,; correspondiente a la Formación Maquey que, en esta zona y posiblemente en áreas aledañas, tiene un límite estratigráfico inferior algo más alto que el comúnmente asignado para esta unidad en el Este de la antigua provincia de Oriente.
- 3.- que las rocas consideradas por Iturralde como pertenecientes a la Formación Maquey no son más que las correspondientes al Miembro La Punta de la Formación Najiniana, lo que deja sin sentido el criterio estratigráfico empleado por él para limitar la Formación Najiniana a la parte baja y media del Oligoceno.
- 4.- que, de acuerdo a la taxonomía presente lo que Iturralde denominó Formación San Luis en Galabazas es perfectamente correlacionable con lo que, en nuestro trabajo, se señala con

na Formación Maquey, debido a que, según sus datos, ella llega hasta la parte alta del Eoceno Superior (no alcanzada por esta unidad en otras localidades) y su composición petrográfica idéa a la observada por nosotros en la Formación Maquey.

Todo ello nos obliga a redefinir el Grupo Achotal que, conforme al esclarecimiento de las relaciones estratigráficas presentes, queda compuesto, de abajo hacia arriba, por las siguientes unidades:

Fornación Maquey (Eoceno superior (parte alta)-Oligoceno).

Fornación Najimiana (Oligoceno (posiblemente parte alta)-
Mioceno Inferior).

que a continuación pasamos a describir más detalladamente.

5.3.- Fornación Maquey. X

Barton (1926) propone esta unidad para identificar la secuencia de carácter terrígeno-carbonatado y edad Oligoceno o Mioceno, presentes en la Sierra de Maquey, cerca de Guantánamo. Ellas ocupan más del 40% del área mapeada por nosotros, constituyendo una franja de dirección latitudinal que abarca todo el extremo meridional de la misma.

En su localidad tipo está constituida por series sucesivas de areniscas, calizas y margas que descansan directamente sobre las lutitas subyacentes. En general, el carácter de la secuencia es siempre terrígeno pudiendo variar ampliamente tanto la composición de los sedimentos como su granulometría.

Desde su proposición esta unidad ha sido estudiada por ~~muchos~~ autores, entre los cuales se encuentran Meisner (1933), Keijzer (1955), Kosary (1955) y, más recientemente, H. Cardobés, H. Rodríguez y J. Sosa (1976), los cuales, de un modo u otro, han enriquecido la definición original.

En nuestra área la Formación, que constituye el flanco sur del Sinclinal Bayate (el norte fue levantado y erosionado a consecuencia del sistema de fallas que pone en contacto las rocas Cretácicas con las más jóvenes), alcanza un espesor in-

completo, de 450 m, por cuanto el piso de la unidad debe hallarse bastante al sur del límite meridional del área mapeada. Kozary reporta, al sur, un espesor de 3000 m (Kozary, 1955) para estas rocas, lo que parece sumamente exagerado.

El contacto con las rocas sobreyacentes, que fue el único observado, es concordante siempre (Ver Anexo 11-a-5) en especial hacia el oeste y centro donde se detecta, incluso, cierta transición hacia las calizas de la Formación Majimiana. En áreas cercanas se describe el contacto como concordante o ligeramente discordante (según los casos) con las rocas subyacentes de la Formación San Luis.

5.3.1.- Descripción litológica. *

Toda la secuencia está compuesta por lutitas calcáreas y margas finamente estratificadas con intercalaciones de calizas arenosas, organodetríticas y ocasionalmente, brechosas.

Las lutitas calcáreas son de color crema a blancuzco, llegando a pardo e incluso amarillento en ocasiones, muy dolomizables y de grano muy fino. En ocasiones están contaminadas con óxidos de Hierro que sustituyen algunos restos fósiles. Es frecuente la presencia en ellas de Globoretalias, Globigerinas, Caricigerinillas, Ostrácedos y algunos foraminíferos bentónicos pequeños. La parte calcárea se distingue como agregados criptocristalinos diseminados, pero siempre presentes, en la masa arcillosa. Ellas están casi siempre finamente estratificadas, en capas de 1-2 cms y, en la base del corte, forman alternancias con las margas (Ver foto 6). Estas son, de grano muy fino y color blanco a crema pálido, muy dolomizables e igualmente con estratificación fina.

Es notable la mayor abundancia de las margas hacia la base del corte. Ellas, como se observa en la columna Litoestratigráfica (Ver Anexo 8) decrecen progresivamente hasta desaparecer en la mitad superior reapareciendo sólo muy cerca del contacto con la Fm. Majimiana.

Las calizas arenosas presentes como intercalaciones son de color blanco con tonalidades crema muy pálidas, bien consolidadas, de grano fino a medio, bastante recrystalizadas. El cemento está compuesto por granos de Galcita de mayor granulometría que la observada en las calizas organo-detriticas. En ella se observan numerosos fragmentos de calizas, compuestas por cristales alotrimórficos, angulosos a sub-redondeados y granos de cuarzo, también como parte del material detritico. Como mineral accesorio aparece magnetita en pocas cantidades. La fauna presente está compuesta por restos de foraminíferos bentónicos, algas y miliólidos, muchas veces fracturados, sin orientación aparente y poco recrystalizados. Generalmente se encuentran bien estratificadas en capas de 10-20 cms, intercaladas con paquetes de lutitas calcáreas finamente estratificadas (Ver Anexo 11-a-1).

Las calizas organo-detriticas son de color crema y en ocasiones con estratificación gradacional que, hacia la parte alta pasa a ser lamiar con presencia de ripple simétricas, aunque ésto se observa con dificultad y en pocas ocasiones. Lo común es que aparezcan bien estratificadas, en capas de 10-15 cms y a veces menos, intercaladas en la secuencia lutítica. (Ver Foto 5). Ellas se encuentran casi siempre muy recrystalizadas, con abundantes restos de Lepidociclinas, Globigerinas, Globigerinoides, miliólidos, fragmentos de algas y moluscos, cementados por material carbonatado muy fino (hasta pelitomórfico), raramente contaminado de material arcilloso. Los restos fósiles casi siempre están orientados y su tamaño varía desde muy pequeños hasta 2 cms. Como minerales accesorios ha sido detectada la presencia de hematita, magnetita y cuarzo. Se observan escasos fragmentos de rocas carbonatadas, incluso calizas organógenas de grano fino, con cristales alotrimórficos y notablemente mayores que los del cemento calcáreo que rodea dichos fragmentos. Además de su parcial recrystalización, el

borde de los fósiles se encuentra, en ocasiones, hematitizado. Las calizas brechosas que, muy localizadamente, aparecen como intercalaciones en la secuencia terrígena (Ver Anexo 11-a-4), son de color blanco amarilloso a crema. Los clastos varían entre 0,3 mm y 10 cm, aunque, como promedio, están entre 0,5-1 cm, de angulosos a sub-redondeados. Tanto el material silíceo presente como el carbonatado están teñidos de rojo siendo éste último el que, en general, aparece sub-redondeado. En la composición de los clastos predominan las tobas, calizas, andesitas y dioritas. En las tobas existe cierto bandeamiento, posiblemente estratificación laminar y el vidrio volcánico está cloritizado. Abundan los restos orgánicos, entre los cuales predominan los foraminíferos orbitoidales y los restos de algas, generalmente fragmentados y parcialmente recristalizados al igual que el cemento. Como minerales accesorios aparecen pequeños granos de glauconita, cuarzo, plagioclasa y menas metálicas (hematita y magnetita), en pequeñas cantidades. Estas rocas, además de formar intercalaciones aisladas en el paquete de lutitas calcáreas, forman una capa de más de 10 m. de espesor, mapeable al sur del valle del Dajao por espacio de 5-6 km y que, hacia el Este, posiblemente se agude. También, cerca del contacto con la Formación Majinalana que, en Majinalana es transicional, se presentan en forma de lentes y estratos muy contorcidos por pliegues de desalijamiento (Ver Anexo 11b-2).

Hacia el Norte se nota un aumento gradual del material elástico en las calizas y lo mismo ocurre hacia la parte baja del corte. En tanto hacia arriba la secuencia sufre un incremento considerable en la frecuencia de las intercalaciones de calizas organo-detriticas.

5.3.2.- Edad y correlación. ✕

Originalmente la edad de estas rocas fue considerada como Oligoceno o Mioceno sin precisar los horizontes (Darton, 1926),

mencionando en su trabajo sólo algunos crinoides marinos preceden-
tes de El Ficht de la Argalla, cuya asociación fue estudiada
por Jackson (1922) y más tarde discutidos por Vaughan (1922)
quien le asigna edad Oligoceno Superior o Mioceno Inferior.
En síntesis, la edad de la Formación Maquay en el este de la
antigua provincia de Oriente es Oligoceno Inferior, Medio y Su-
perior.

En nuestra área, específicamente, existe, abundante fauna de
Foraminíferos bentónicos, planctónicos, ostrácodos, etc. (Ver
Tabla III). El grado de redeposición es alto lo cual amplía,
en muchas ocasiones los rangos de edades de algunas muestras.
Aquellas cuya datación es más segura, precisa y completa (Ver
Tabla III By-7 y By-29) arrojan una edad de Mioceno Superior
(parte alta)-Oligoceno Inferior.

No obstante, debido al hecho de que en la parte superior del
corte existen muestras de edad Oligoceno (Ver Tabla III By-
174, By-30 y By-31), creemos que no debe precisarse tanto el
límite superior sino considerarlo como Oligoceno en general,
aunque siempre llamando la atención sobre el hecho de que posi-
blemente se trate de la parte inferior del mismo.

Debido a que en el área mapeada la secuencia terrígena-carbona-
tada se extiende sin interrupciones desde el Mioceno Superior
(parte alta) hasta el Oligoceno (posiblemente parte inferior)
y dado que una unidad litostratigráfica debe ser no sólo dis-
cernible cronostratigráficamente sino también litológicamente
distinguible en el campo, hemos considerado conveniente, como
se deduce de la edad asignada a la secuencia, considerar todas
las rocas presentes por debajo de la Formación Najiniana como
pertenecientes a la Formación Maquay, cuyo límite estratigráfi-
co, entonces, baja hasta el Mioceno Superior (parte alta) tanto
en el Área Bayate Norte como en Achetal. Quizás esto pueda
extenderse a áreas aledañas, siempre y cuando no sean distin-
guibles en la secuencia terrígena post-Mioceno Superior elemen-

tes que permitan su separación en varias unidades litoestratigráficas. En el centro y este de la antigua provincia oriental han sido mapeadas rocas similares por Meisner (1933), Keijzer (1945), Lewis y Straszek (1955), Kenary (1955), Iturralde Vinent (1975), E. Rodríguez, R. Gordóñez y J. Sosa (1976) y Martínez (1976), en diferentes localidades. 050

Después de Barton (1926), quién propone la unidad, el primero en asignar rocas mapeadas por él a la Formación Maquey es Meisner (1933) (Romáñez, 1963) quien describió calizas y conglomeradas procedentes de las cercanías de la Base Naval de Guantánamo (Loma Los Melones) y calizas, margas y lutitas de la misma formación que encontró en el camino a Guayabal, todas las cuales fueron incluidas en la Formación Maquey. En 1945 Keijzer realiza un estudio minucioso de las rocas que componen esta unidad en el este de la antigua provincia de Oriente, reuniendo todos los materiales reunidos hasta el momento sobre la misma y enriqueciéndolos con sus propias observaciones. Propone, así mismo, la "Oligoceno Mipe Series" (sic.), describiéndolas como calizas amarillas con intercalaciones de margas amarillas y blancas. Estas rocas son perfectamente equivalentes a la Formación Maquey.

Algunos años más tarde (1955) Lewis y Straszek estudian los sedimentos oligo-miocénicos de la parte central de Cuba Oriental, las cuales señala como margas amarillo-carnalitosas, turbinitas calcáreas y yeso, con foraminíferos, polioípodos y gasterópodos, con lentes, a unos 50 m sobre la base de la Formación, de calizas organógenas. En Cayo del Rey estas lentes de calizas están intercaladas con margas y crestas del oligoceno.

Ese mismo año Kenary, al Sur del área mapeada por nosotros, reporta la existencia de calizas detríticas ricas en *Lipydoriciina*s y *Sanna* con aspecto parcialmente arrecifal, similares a las detectadas por nosotros como intercalaciones en la secuencia de rangos, de edad Oligoceno.

Las rocas que Iturralde (1975) describe como compuestas por "paquetes de margas de color arena a carnalita, masivas e en estratos de 10 cm, con potencia de 5, y 15 m, que se intercalan con estratos de 10 a 20 cms de espesor de calizas organo-detriticas" (sic.) *; y reporta como pertenecientes a la Formación San Luis, de edad Eoceno Superior (alto), son idénticas, como se aprecia en la descripción litológica a las mapeadas por nosotros como pertenecientes a la Formación Maquey, por lo cual consideramos que se trata, en ciertos casos, de la misma unidad, debido a que:

a) Las rocas mapeadas pertenecientes, en Calabazas, a la Fm. San Luis son datadas como de la parte alta del Eoceno Superior, no alcanzada por esta unidad en otras localidades.

b) Su identidad litológica con las rocas mapeadas por nosotros como Fm. Maquey es evidente.

c) Su posición estratigráfica es similar, subyaciendo a las rocas de la Formación Majiniana, que comienzan en el Oligoceno.

Un año después, en 1976, B. Rodríguez, R. Cardóes y J. Sosa estudian, en Arsenal de Yateras, Conglomerados de pirroclitas cementados por material arenoso de igual composición e intercalaciones pequeñas de margas con estratificación fina que ellos consideran como pertenecientes a la Fm. Maquey, asignándoles edad Oligoceno-Mioceno?. Ellos sobreyacen, transicionalmente, a la Fm. San Luis y subyacen a lo que probablemente sea la Formación Cabeza de Vaca. (Martínez, 1976), propuesta en Paríales de Canjerí.

Como se observa, la unidad está bastante extendida en todo el Este de la zona oriental de Cuba y, aunque sufre variaciones faciales considerables, se mantiene su carácter terrígeno-carbonatado en todas las áreas donde es localizada.

*. Iturralde Vincent. Estratigrafía del Área Calabazas-Achotal. (La Minería en Cuba, Año 2, No. 4), 1976 /pp. 21.

5.3.3.- Sedimentación.

Las particularidades litoestratigráficas de esta secuencia, permiten emitir algunos criterios acerca de su sedimentogénesis. En primer lugar, la composición predominantemente arcillosa de los sedimentos, su granulometría muy fina, la presencia de estratificación laminar con sólo algunos ripples asimétricos ocasionales en la parte baja y la ausencia de texturas típicas de medios poco profundos, permiten afirmar que la profundidad de la cuenca donde se depositó la parte baja y media del corte, fue considerable. Esto queda reafirmado por la taratocenoisis presente donde es considerable el predominio de los Globigerinoides. Por otra parte, durante el estudio de los ostrácedos detectados en las muestras de esta unidad en el Área de Salabanas, J. Sánchez Arango comunicó a Iturralde, que el medio de deposición en cuestión "se trata de una facies de tipo marina profunda, en aguas con alto contenido de calcio y salinidad entre 30 y 35 por mil". (sic.)*

Todo esto y la frecuente presencia de intercalaciones carbonatadas nos hace pensar en un medio batial-pelágico en aguas alcalinas con bajo contenido de CO₂.

La presencia, en las arenitas, de una cuenca de bajas profundidades, en ausencia, se desprende de la abundancia de foraminíferos bentónicos, típico de bajas profundidades, redepositados, en las calizas organo-detriticas intercaladas en la secuencia lutita; así como de la presencia, en todos los casos, de material carbonatado fino, relativamente abundante, en los sedimentos arcillosos y su predominio en las intercalaciones de margas (abundantes, sobre todo, a la base del corte).

Ya a principios del Oligoceno la cuenca sufrió un proceso de eufecase que se refleja en la presencia de algunos pliegues

* Iturralde Vincent. Geología del Cuadrante Salabanas Sur.

sin sedimentarias típicas de los depósitos de talud. Por otra parte, la estratificación se hace menos tranquila y se incrementa la frecuencia de las intercalaciones organo-detriticas. Muy cerca del contacto con la Formación Majimiana, transicional hacia el centro y centro-este, son relativamente abundantes los lentos y capas, de hasta 1 m. de espesor, de calizas brechosas y un incremento notable en la granulometría del material. Esto contribuye a sustentar nuestro criterio acerca del paulatino ascenso de la cuenca hasta las condiciones neríticas en las cuales se deposita la Fa. Majimiana.

La presencia de intercalaciones aisladas en calizas brechosas con clastos de índole vulcanígeno-sedimentaria e ígneas constituyen índices directos de los movimientos ascendentes que tuvieron lugar en la zona de suministro.

5.4.- Formación Majimiana.

Es propuesta por Iturralde Vincent (1975) para denominar las calizas a las que él asignó edad Oligoceno Inferior a Medio en su localidad tipo. En realidad, más que los criterios paleontológicos predominaron al hacer esta datación las observaciones realizadas por él acerca de la posición estratigráfica de la secuencia, cuyo esclarecimiento en este trabajo conduce a variaciones radicales en la datación de la unidad, como se detalla en el epígrafe 5.4.2.

Las rocas de esta unidad ocupan más del 50% de nuestra área, a modo de franja irregular de dirección SW-NE que abarca el centro y noreste de la misma.

En su localidad tipo, el talud de Majimiana, la secuencia es descrita como "... calizas organo-detriticas en estratos de 10 cm. con una potencia de 80 m., cubierta por unos 40 m de calizas masivas organógenas... Predominan las calizas organo-detriticas de grano grueso fino, constituida por 80-90 % de fragmentos de testas de foraminíferos orbitales, algas, moluscos, testas completas de foraminíferos planctónicos y, ocasionalmente,

granos arcillosos con foraminíferos planetónicos de Eoceno"
(Slo.)

Rocas correlacionables han sido estudiadas por Keijzer (1945) quien las incluye en la parte alta de su "Serie de Nipe". Tanto Lewis y Strearsek (1955) como Kozary (1955) describen rocas carbonatadas en posición estratigráfica similar, aunque sus observaciones son muy preliminares.

Adamovich y Chejovich, al norte del área mapeada por nosotros describen rocas de composición carbonatada e igual edad.

Las rocas de la Formación Najimiana ocupan el núcleo del Sinclinal Bayate habiéndosele calculado una potencia de 500 m, contrastando con la asignada por Iturralde en su localidad tipo (no mayor de 160 m) aunque debemos tener en cuenta que éste lo calculó en el flanco norte de la estructura donde aparenta menor espesor.

El contacto inferior, el único observado, es siempre concordante e incluso en la parte occidental del área, transicional, como se indica en el epígrafe 5.3.

5.4.1.- Descripción litológica.

Las rocas que componen esta unidad son, en casi su totalidad, de índole carbonatada.

En la base del corte se observa una alternancia de calizas brechosas, detríticas y organo-detríticas (Ver Anexo Ila-6 y foto 9), de unos 100 m. de espesor. En estas calizas predomina el material clástico cuya densidad disminuye hacia arriba.

Las calizas brechosas (Ver foto 7) presentan estratificación gruesa a masiva, oscilando la potencia de los estratos entre 1-1.5 m. Aunque a veces se intercalan en los paquetes de calizas detríticas en forma de estratos finos (de 5-10 cms). La matriz es de grano medio a fino y de composición eminentemente calcárea. Predominan los clastos de tobas vitreo, cristalocelás-

* Iturralde Vincent "Estratigrafía Calabazas Achotal". La Minería en Cuba. Año 2 No 4/1974. pp. 22

ticas con proporción parrítica, de composición media a ácida. En ellas existe magnetita en abundancia, muy diseminada y grandes granos aislados de hematita. Estos alóctos son de angulosos a sub-redondeados y alcanzan diámetros de 2-3 cms aunque frecuentemente son menores. Las algas en abundancia los fragmentos de dioritas, andesitas y calizas organógenas, organodetríticas y detríticas. El cemento presenta abundancia de foraminíferos planorbícos sumamente fracturados. El grado de recristalización es bajo y predomina el material carbonatado sobre el tobáceo.

Las calizas detríticas y organodetríticas que integran la secuencia son de color blanco a crema, bien estratificadas en capas de 5-10 cm siendo su grado de consolidación variable. Las primeras están integradas por fragmentos de andesitas, basaltos y caliza de diversos tipos, en ellas los fragmentos de rocas efusivas de composición básica están cloritizados mientras los fragmentos calcáreos y el cemento se presentan casi totalmente recristalizados. Aparecen algunos foraminíferos orbitales y algas parcialmente fracturadas y muy recristalizadas. Como accesorios en ellas aparecen cristales de plagioclasas, cuarzo, magnetita y hematita. Las calizas organodetríticas tienen estructura organodetrítica a poligonómica. Se presentan en ellas abundantes fragmentos de calizas con cristales alioctomórficos, de angulosos a sub-redondeados. Abundan los restos de foraminíferos bentónicos, algas y miliólidas con recristalización variable. La granulometría del cemento va desde criptocristalina a poligonómica. Como minerales accesorios se distinguen algunos cristales de glauconita, cuarzo, plagioclasas, magnetita y hematita.

Ocasionalmente se localizan algunos estratos gruesos de calizas organógenas de color blanco brillante, con estructura organógena y textura masiva. Los restos están mal conservados y parcialmente recristalizados. El cemento, en ocasiones es poli-

tembórfico y recristalizado.

Hacia arriba, hasta la base del Miembro La Punta, que interrumpe la secuencia, ésta sufre un paulatino incremento de las calizas orgánicas en el corte, escasean las calizas brechosas y, cuando aparecen, están bien estratificadas en capas de 10-20 cm de espesor e intercaladas en la secuencia de calizas orgánicas y organodetríticas. Las calizas orgánicas de la parte alta del corte son de color blanco a crema y están compactas por restos de Lepydocielinas, fragmentos de algas, espinas de equinodermos, miliolidos, Amphisteginas, Mammalites y restos de corales. Ellos están algo curvados, llegan a alcanzar 1 cm de largo y están parcialmente recristalizados. El cemento es basal y ocasionalmente de poro. Hacia la parte media se presenta algo contaminado de minerales arcillosos. Son raros los fragmentos de calizas con cristales allotriomórficos y los grumos arcillosos de forma más o menos lenticular. Como accesorios se observan pequeñísimos cristallitos allotriomórficos de cuarzo. En el techo de la Formación algunos fósiles están sustituidos por calcadona y se reportan grandes fragmentos de calizas coralinas.

El aspecto general de la secuencia (Ver Anexo 11a-6) que está suavemente plegada (Ver foto B) viene dado por la aparición de gruesos estratos de calizas brechosas sucedidos por paquetes de calizas detríticas y organo detríticas, ocasionalmente alternadas con estratos finos de calizas brechosas y capas gruesas, aisladas, en esos paquetes, de calizas organo-detríticas y brechosas. La homogeneidad de la secuencia se mantiene a lo largo de toda la base del corte.

A 350 m. sobre la base de la Formación e interrumpiendo la secuencia que acabamos de describir, se presenta el Miembro La Punta, cuyas características señalaremos a continuación:

Miembro La Punta.

Esta unidad se propone para sistematizar la secuencia de la-

titas calcáreas con intercalaciones de calizas brechosas y orgánicas que interrumpe la Formación a 350 m. por encima de la base del corte.

El primero en describir estas rocas es Iturralde Vincent (1975), quien las consideró pertenecientes a la Fa. Maquay. A esto contribuyó el hecho que la taratocenosis observada, debido al alto grado de redeposición presente, así permite suponerlo.

Se ha tomado como localidad tipo para esta unidad la localidad de La Punta, donde aflora, frente al internado del mismo nombre. Las coordenadas de este punto son: $x = 656,95$ $y = 191,95$ y $n = 400$. La potencia de este Miembro es de 100 m. Aunque ella no se alcanza en su localidad tipo, hemos tomado ésta como tal por ser donde mejor se exponen las rocas.

En su localidad tipo el Miembro está compuesto por lutitas calcáreas de color crema, muy deleznable, con intercalaciones de calizas detríticas y orgánicas. Las primeras tienen lentes arcillosas, teñidas de rojo por los productos ferrosos presentes, y están bien estratificados en capas de 10 cms. Las segundas sólo se presentan raramente, están sumamente recristalizadas y el cemento es microgranular y allotriomórfico, con restos de *Heterostegina Antillica*, *Amphistegina*, *Globigerina*, *Globigerinoides* y fragmentos de algas. Como accesorios se observan pequeños granos de ortosa, clorita, hematita, magnetita, Plagioclasa, calcedonia rellenando cavidades en los fósiles, y cuarzo. Alrededor de algunos granos de hematita se nota cierta aureola de dispersión que alcanza una longitud total igual a la mitad del radio de los granos.

Hacia el oeste la granulometría de las intercalaciones sufre un incremento llegando a estratos mayores de 1 m de calizas brechosas y menos potentes de calizas detríticas y orgánicas detríticas.

Los contactos de las rocas del Miembro La Punta con las sub y sobrayacentes no pudo ser observados en el campo pero el pri-

mero pudiera ser ligeramente discordante debido a las variaciones detectadas en los elementos de yacencia. Estas rocas no han podido ser mapeadas en todo el área sino sólo discontinuamente, debido a:

a) Su carácter terrígeno que favorece la rápida meteorización permitiendo sólo la observación aislada de las intercalaciones de mayor resistencia físico-químicas.

b) La gran intensidad de la actividad tectónica joven que ha dislocado y desplazado la secuencia estratigráfica.

No obstante esto consideramos pertinente la proposición del Miembro debido, en primer lugar, a la marcada diferencia entre esta secuencia y la composición global de la unidad donde se encuentra, en segundo a la evidenciación en el campo de su posición intermedia respecto a las calizas, y en tercero, al hecho de que esta posición en el corte sea siempre la misma en ^{las} todas/localidades donde ha sido mapeada.

Además de las áreas donde se señala su presencia (Ver Anexo 8) fue localizada en el Valle del Dajao pero por no haberse detectado con precisión sus contactos hemos optado por no situarla en el mapa geológico.

5.4.2.- Edad y Correlación.

En su localidad tipo Iturralde data estas rocas como Oligoceno inferior y medio, lo cual, según hemos podido comprobar, es incorrecto. Tal error en la datación de esta unidad se debe a lo siguiente:

1ª- No tomar en cuenta el alto grado de redeposición lo cual invalida y en otros casos nos obliga a tratar con sumo cuidado los resultados de los análisis paleontológicos.

2ª- Confundir las rocas pertenecientes al Miembro La Punta con la Formación Maquey, dándole éste pie para datar como Oligoceno Medio el límite superior de la Formación.

Superadas estas limitaciones podemos datar la unidad, de acuerdo a la fauna presente (Ver Tabla III) como Oligoceno (posible-

mente la parte más alta)-Mioceno Inferior. No creemos pertinente precisar la edad del límite inferior de la Formación por cuanto las muestras de la base del corte tienen edad Oligoceno sin distinguir de qué parte se trata. Hacia la parte media y alta existen dataciones más precisas que limitan la edad de esa parte del corte.

Rocas correlacionables han sido mapeadas por Keijzer (1945), Lewis y Straszek (1955) Kozary (1955), Adamovich y Chajovich (1964) y posiblemente Martínez (1976).

Keijzer distingue rocas cronológicas y facialmente correlacionables a las cuales denomina "Serie de Nipo". Ellas son arcillas margosas con capas intercaladas de calizas margosas de blancas y amarillentas y algunas cavernosas, arenizas y conglomeradas de fajas poco profundas.

Lewis y Straszek (1955) describe muy concisamente, en la colina Cayo del Rey, lentes de calizas orgánicas en una secuencia de margas y arcillas posiblemente correlacionables con la unidad en cuestión. Kozary, ese mismo año, reporta la Formación Rapazan con pocas calcarenitas con cortado heterogéneo de *Bis. ovalis* y *Lepidocyclina* redepositadas, y las calizas arrecifales gruesas de color amarillo de la Formación Interas, con fauna Oligo-Miocénica indeterminada.

Durante el trabajo realizado por Adamovich y Chajovich (1964) ellos, sobre las base de un criterio cronostratigráfico, reportan en la parte más alta del Oligoceno "...margas con intercalaciones secundarias de calizas y de calizas de laminación con intercalaciones de calizas masivas orgánicas y de conglomerados" (sic.) * que hacia el Mioceno Inferior pasan a "...arcillas y limolitas frecuentemente calcáreas..." (sic.)*

* Adamovich y Chajovich. "Principales Características de la Geología y de los minerales útiles de la Región Nordeste de la Provincia de Oriente". Revista Tecnológica. Volúmen 2, No 1/1964, pp 14.

muy similares a las descritas por Keijzer. La taratocenosis presente en ellas es muy similar a la estudiada por nosotros. Es posible que también sean correlacionables con la Formación Majiniana, las calizas organógenas y organo-detriticas de la Formación Cabeza de Vaca (Martínez 1976).

5.4.3.- Sedimentogénesis.

La abundancia de foraminíferos bentónicos de diversos tipos, algas, fragmentos de corales y en general la taratocenosis detectada permite colegir que el medio de deposición fue de tipo nerítico con profundidades posiblemente menores de 50-100 m, en aguas pobres en CO₂ y ricas en oxígeno.

Las particularidades litoestratigráficas confirman este criterio. Hacia la parte alta de la formación el contenido fosilífero sufre un incremento considerable, lo que indica un proceso de neritización de la cuenca, desde el Oligoceno (posiblemente inferior) pasando desde facies con predominio del material elástico, donde el aporte de cuencas aledañas en ascenso alcanza casi el mismo nivel que el del material carbonatado procedente del o los bancos carbonatados, hasta facies carbonatadas casi puras.

Con el continuo ascenso de la Cuenca disminuye notablemente la presencia de material arcilloso contaminando el cemento de las calizas, aumenta el contenido fosilífero se hace más variado y aumenta su grado de preservación. Pudo haber ocurrido también que el crecimiento de los bancos calcáreos sobrepasara en rapidez a la subsidencia de la cuenca y que, progresivamente, los bancos fueron migrando hacia el sur.

La presencia en las calizas organógenas, en la parte alta del corte, de grandes fragmentos de calizas coralinas nos permiten suponer este carácter a la fuente de suministro. Siendo, en este caso, las mapeadas, depósitos de talud arrecifal lo cual explica la densidad del material organo-detritico retransportado.

La interrupción de estas condiciones durante la sedimentación del miembro La Punta debió ocurrir a principios del Mioceno y seguramente se explica por la elevación de áreas adyacentes con el consiguiente aporte de material terrígeno sin desaparecer por ello la fuente arcéscifal, que se manifiesta por la presencia aunque pobre de calizas orgánicas y organo-estrócticas.

5.5.- Depósitos del Cuaternario.

Ellos constituyen una cobertura generalmente delgada casi continua y de tipo continental que cubre casi todo el área. Su distribución se señala en el Mapa Geológico y de Sedimentos del Cuaternario (Ver Anexo 6).

No ha sido posible dividir las secuencias debido a la ausencia de terrazas u otros fenómenos que así lo permitan.

Los depósitos aluviales son de escaso espesor y sólo tienen alguna importancia al este del área mapeada, donde son suelos rojos con algunas localidades arcenas bastante arcillosos y muy finos, producto de la meteorización de las lutitas calcáreas con cierto contenido de hierro, de La Formación Maquey; ellos forman terrenos duros y de bordes cortantes y bastante impermeables. Suelos parecidos se observan al noroeste como producto de la meteorización de las tobas.

Sobre las calizas se forman suelos de dos tipos: pardos y negros. Los primeros son poco arcillosos sin CaCO_3 libre y algo permeables. Su granulometría es sumamente fina siendo el diámetro promedio de las partículas 0,1-0,01 mm, es decir, arcáricas. Los segundos son altamente permeables y poco arcillosos, a veces muy desmenuzables y con considerable cantidad de CaCO_3 libre, aún en pequeñas fragmentos, muchas veces redondeados. Están considerablemente enriquecidos de materia orgánica.

Los sedimentos aluviales abundan al pie de las frecuentes elevaciones cuyas pendientes son mayores de 70°, son siempre angulosos y de compactación variable. Sus tamaños oscilan entre centímetros y algunos metros (Ver Foto 11).

Debido al mismo carácter casi siempre intermitente de las Vías fluviales, son abundantes los depósitos preluviales mal seleccionados. Se ha observado la presencia, incluso, de bloques de hasta 5 m. de diámetro. La composición de los minerales es sumamente variable, en dependencia del área donde ellos se localizan.

Los sedimentos aluviales, que forman algunos depósitos de cierta convergadura son de tipo arenoso y composición variada con predominio de las tobas, dioritas y andesitas en el río Laguna de Tánamo, calizas de diferentes tipos en el río Bajos y Bayate y rocas vulcanógenas-sedimentarias en el Casco, éste último indica la existencia, hacia el SE de rocas posiblemente pertenecientes a la Formación Santo Domingo (Ver Anexo 9). Estos datos provienen del análisis petrográfico de los sedimentos del Cuaternario (fracción 90-100 mm) realizado por nosotros, macroscópicamente para las tres muestras tomadas. El grado de selección de los sedimentos es pobre y su granulometría variable. La magnitud del transporte a que han sido sometidas estas arenas, se manifiesta mediante el coeficiente de Redondez. Tal coeficiente es ligeramente mayor para los sedimentos de los ríos Bajos (54.2) y Bayate (52.1) lo cual corresponde a la forma más abierta de los valles. Para los ríos como el Laguna de Tánamo y Casco donde el valle es en V bastante cerrada son menores (41.2 y 47.5) respectivamente (Ver Anexo 10). El cálculo de estos coeficientes ha sido realizado según el método visual de Jabokov, separando primero en clases los clastos de cada fracción de acuerdo con su grado de redondez y determinando posteriormente el coeficiente de redondez por cada muestra mediante la expresión:

$$V = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{e_i \cdot X_i}{n}}{n} \times 100$$

donde e = número de muestras por cada clase.

v = número de cada clase.

n = número total de muestras.

En algunas áreas aparecen travertinas de color crema a blanco-
rojo finamente estratificadas, con cierta abundancia de restos
fósiles del sustrato. Los estratos se encuentran comunmente
diseñados por pliegues sin-sedimentarios, rasgo típico de los
depósitos de esta índole. Es sólo ocasional y escasa su pre-
sencia en el área estudiada y casi siempre unida a conglomerados
mal consolidados del Cuaternario (Ver Anexo 11b-1).

CAPITULO VI
TECTONICA

Con el objetivo de reconstruir la estructura geológica del área mapeada, fueron realizadas, durante los trabajos de levantamiento, más de 80 mediciones de los elementos de yacencia y 358 mediciones de grietas, de las cuales 100 corresponden a la Formación Santo Domingo, 174 a la Formación Maquey y 70 a la Formación Najimiana. Con estos datos, los obtenidos en el campo a consecuencia de la observación directa de las dislocaciones disyuntivas y plicativas y los derivados de la observación de las fotos aéreas a escala 1:37000, se han confeccionado los diagramas de roseta para cada formación y el Esquema Tectónico.

Aunque el área de estudio no ha sido abarcada por los trabajos precedentes, existen magníficas fuentes de información sobre las áreas aledañas (Keijser, 1945; Lewis-Straczek, 1955; Koszy, 1955; Adamovich y Chejevich, 1964; Cobiella, 1973, 1974, 1975; Díaz y Muñoz, 1974; Knipper y Cabrera, 1974; Iturralde Vincent, 1975), cuya extrapolación, aún con las limitaciones que impone la diversidad de criterios, posibilita la obtención de una idea preliminar; muchas veces confirmada por los resultados concretos.

6.1.- Situación estructural del Área Bayate Norte. El área abarcada por los trabajos de levantamiento geológico se encuentra ubicada dentro de la fase eugeosinclinal (arco de islas volcánico) del orthogeosinclinal antillano (Arco de las Antillas Mayores) y casi en el centro del Bloque Oriental (Pushcharevski, et.al., 1967; Meyerhoff y Matten, 1968; Ipatenko, Kopnia y Shijov, 1971).

Su ubicación, según el esquema geologo-tectónico de Cobiella et.al. (1977), es en la zona de articulación entre el Anticlinorio Oriental y el Sinclinerium Oriental (Ver Anexo 5.3).

Acercas del Anticlinorio Mayarí-Baracoa (Pushcharevski et. al., 1967) se han emitido diversas opiniones. Thayer y Guild (1947) plantean que se compone de estructuras dómicas, separadas por pliegues sinclinales. Adamovich y Chejevich consideran que se trata de un anticlinorio limitado por fallas profundas. Push-

charovski, Knipper y Puig (1967) mantienen el carácter de anticlinorio para esta estructura mientras Kumpera (1968) lo cuestiona y señala que la estructura de la Sierra de Nipe es de tipo "germánico", caracterizada por bloques de diversas dimensiones que forman a su vez el Bloque de Oriente Norte, limitado del Bloque de Oriente Sur por una falla. Aunque otros autores (Cobiella, 1974; Díaz y Muñoz, 1974; Iturralde Vincent, 1975) no reportan esa "falla limítrofe" e incluso plantean su inexistencia y el carácter simple de la estructura, donde las secuencias típicas del Sinclinerium Oriental tienden a acuñarse sobre las rocas más antiguas, pertenecientes al Anticlinal Oriental (Knipper y Cabrera, 1974; Iturralde Vincent, 1975); es preciso señalar que, en el área mapeada por nosotros, el contacto entre las dos secuencias viene dado por fallas de gran ángulo, sin que esto constituya un argumento fuerte a favor de lo planteado por Kumpera, dada la extrema localización de las observaciones y el hecho de que no descartamos la posibilidad de que en áreas aledañas no suceda así.

Se ha demostrado recientemente la inexistencia del supuesto horst de la Sierra del Purial y la unidad estructural entre el Macizo "horstico" de la Sierra del Purial y el Anticlinorium Mayarí-Baracoa (Pushcharovski, et. al., 1967). Esto permite sintetizar ambas estructuras en una sola, el Anticlinal Oriental (Cobiella, et. al., 1977). Según esto, el basamento de la estructura está formado por las rocas vulcanógeno-sedimentarias de la Formación Santo Domingo, sobre las cuales descansan, discordantemente, las formaciones Micara y La Picota (albétona) y el manto ultrabásico con su melange ofiolítico asociado. Las rocas del Paleógeno al Mioceno que constituyen la cobertura descansan discordantemente en los flancos de la estructura y son, de abajo hacia arriba, las formaciones Gran Tierra, El Cobre, Charco Redondo, Maquey y Majimiana; aunque por debajo de Gran Tierra y concordante con ella, aparece una parte de la

Formación Micára. (Ver figura 1) Posiblemente estas rocas constituyan la interfase entre la estructura septentrional y el Sinclinerium Oriental.

El Sinclinerium Oriental se define como un área de estructura sencilla y suave donde, a pesar de distinguirse pequeñas estructuras plicativas con buzamientos suaves de sus flancos (Keijser, 1945; Lewis y Straszek, 1955; Kozary, 1955; Pushcharovski et. al., 1967). La regularidad se mantiene a lo largo de enormes extensiones. En ella aparecen rocas del Paleoceno al Neógeno. Aunque se reportan algunas disconformidades en la base del Eoceno Superior, muchos autores afirman la inexistencia de movimientos importantes durante el Eoceno Medio en ésta estructura. Por otra parte, es evidente la tendencia a la subsidencia en casi toda el área del sinclinerium Oriental, entre el Paleoceno y el Eoceno Medio.

Los períodos de considerable actividad tectónica, reconocidos en el área comprendida entre las dos estructuras señaladas son de edades Cretácico Superior (Senoniano), Maestrichtiano-Paleoceno Inferior y Mioceno, resultando, respectivamente, de los movimientos subhercínicos, cubanos y neógeno-cuaternarios, que afectaron a casi toda Cuba. (Farrasola, et. al., 1964). Es por ello que, con ligeras variaciones, casi todos los autores concuerdan al considerar, para la porción oriental del país, cuatro pisos estructurales:

- I.- Piso estructural Cretácico pre-Senoniano.
- II.- Piso estructural Cretácico (Maestrichtiano)-Paleoceno Inferior.
- III.- Piso estructural Paleoceno Inferior al Mioceno Inferior.
- IV.- Piso estructural Mioceno Medio-Cuaternario.

Las características estructurales más importantes del área Bayate Norte son: la presencia de los pisos estructurales Cretá-

cico pre-Senoniano y Eoceno Superior (alto) al Mioceno. Ellos coinciden, aunque incompletos, con los pisos estructurales primero y penúltimo de los antes señalados.

Dentro del piso superior, entre las estructuras plicativas, se encuentra el Sinclinal Bayate (Iturralde Vinant, 1975), de flancos sumamente suaves, cuyo eje se hunde en dirección SW y, entre las dislocaciones disyuntivas, la existencia de dos sistemas de edad post-Mioceno: Sistema de 10° - 30° y Sistema de 280° - 310° . A continuación expondremos con mayor detalle estas características.

6.2.- Piso estructural Cretácico pre-Senoniano.

Está compuesto por las rocas vulcanógeno-sedimentarias de la Formación Santo Domingo, que ocupan más del 15% del área mapeada. A pesar de no haberse detectado contacto discordante con las formaciones posteriores, por venir éste dado por una falla muy joven y de ángulo elevado, se propone éste piso estructural por similitud con áreas aledañas (Díaz y Muñoz, 1974; Iturralde Vinant, 1975), reafirmado éste por las marcadas diferencias estructurales entre las rocas aquí presentes y las que ocupan el resto del área.

Aunque en Calabazas (Iturralde Vinant, 1975) se pudo detectar que estas rocas forman un pliegue anticlinal de rumbo 360° , baza en este mismo sentido, nosotros no podemos exponer nada al respecto debido a que nos fue casi imposible realizar mediciones de yacencia en las rocas de esta formación, dado el alto grado de agrietamiento tectónico a que se hayan sometidas, lo cual enmascara la existencia y posición de los estratos, y al hecho de hallarse parcialmente cubiertas. No obstante, tanto las observaciones realizadas como la extrapolación de los resultados obtenidos en el área de Calabazas, permiten suponer un panorama estructural bastante complejo, con la presencia de numerosos y pequeños pliegues, cuyos flancos buzan abruptamente; cortados por numerosas fallas de pequeño deslizamiento (Ver Anexo 12 A-1)

o intensamente agrietado. La única medición de yacencia que nos fue dado efectuar era de 60° hacia el E-SE y, en otros puntos, donde se observaba aún de modo difuso, siempre los ángulos de basamiento eran fuertes y las direcciones variables.

Las principales dislocaciones disyuntivas detectadas son las pertenecientes al sistema de fallas que pone en contacto las formaciones Santo Domingo y Najiniama. De acuerdo al trazado, evidentemente rectilíneo, de las mismas, suponemos para ellas un ángulo de basamiento elevado. Sus direcciones son 25° y 65° (Ver Anexo 12) y su edad similar a la del resto de las dislocaciones disyuntivas observadas durante los trabajos, es decir, post-Mioceno Inferior, debido a que cortan a las rocas de esa edad.

El resto de las fallas presentes han sido supuestas por criterios aerofotográficos; su trazado es recto, lo que permite suponer elevados ángulos de basamiento y su dirección oscila entre 35° y 40° , es decir, similar a las del primer sistema detectado en las rocas más jóvenes. Esto, el hecho de que dichas direcciones no coincidan con ninguna de las direcciones predominantes del agrietamiento tectónico (Ver Anexo 13) y su expresión manifiesta en el relieve, nos hace suponer que estas dislocaciones son también de edad post-Mioceno y pertenecientes al sistema mencionado (Ver Anexo 12).

La presencia de un intenso agrietamiento tectónico es típica de las rocas de esta unidad, oscilando su intensidad entre 30 y 50 grietas/m. Son cerradas, largas, estrechas y rectas, ocasionalmente abiertas y rellenas con sedimentos del Cuaternario. Algunas veces aparecen pequeñas pliegues de arrastre y espejos de fricción. Los sistemas se distinguen claramente. (Ver foto 12). Las direcciones predominantes son 65° y 165° con direcciones subordinadas 105° y 125° (Ver Anexo 13). Estas pueden ser direcciones accesorias a la principal (NW-SE) a lo largo de la cual se desarrolló el grueso de los esfuerzos tectónicos.

6.3.- Piso Estructural Eoceno Superior (alto).- Mioceno Inferior.

Está compuesto por las rocas de las formaciones Maquey (redefinida) (Ver Cap. IV) y Majimiana. Aunque la edad más antigua obtenida para las rocas pertenecientes a este piso estructural es Eoceno Superior (alto), hemos podido observar como la secuencia se extiende, sin interrupciones visibles, hacia el Sur, pudiendo descender, de este modo, hasta la base del Eoceno Superior e incluso hasta principios del Paleoceno, coincidiendo en ese caso perfectamente con lo que la mayoría de los autores considera como Piso estructural Paleoceno Inferior a Mioceno Inferior, para esta área.

Las estructuras plicativas presentes se encuentran subordinadas a la principal: el Sinclinal Bayate, cuyo eje, de dirección 60° , se hunde hacia el SW. Hacia el norte la estructura está truncada por las fallas que la ponen en contacto con las rocas de la Formación Santo Domingo, lo cual impide la observación del flanco norte, compuesto por las secuencias terrígeno-carbonatadas de la Formación Maquey. El núcleo de la estructura está compuesto por las calizas de la Formación Majimiana. El sinclinal es suave, con ángulos que oscilan entre 8° - 12° , aunque, ocasionalmente llega a límites de 1° y 20° .

Debido a sus propias características, es frecuente en las rocas terrígenas la presencia de flexuras, pequeños pliegues sinsedimentarios bastante abiertos (Ver foto 13), pliegues de arrastre que acompañan a las numerosas fallas existentes (Ver foto 14) y, en algunos lugares donde se observa cierta gradación entre la secuencia terrígeno-carbonatada y las calizas más jóvenes, algunos pliegues de deslizamientos, donde los estratos intercalados de calizas brechosas han sido fracturados y acuñados (Ver Anexo 12 b-2).

Las calizas se observan casi siempre suavemente plegadas (Ver foto 15) y frecuentemente fracturadas. Las dislocaciones disyuntivas, muchas de las cuales han sido supuestas por criterios

aerofotográficas, se manifiestan perfectamente en el relieve y dado el hecho de que cortan a las rocas de ambas formaciones, hemos asumido para ellas edad post-Mioceno Inferior. La inmensa mayoría son fallas casi verticales cuya linealidad en el plano se aprecia perfectamente en el Esquema Tectónico (Ver Anexo 12).

Aunque en las rocas terrígenas-carbonatadas la dirección de las dislocaciones disyuntivas es algo anárquica, se distinguen dos sistemas:

a) Sistema de 10° - 30° .- Son dislocaciones muy rectas en el plano, largas y verticales, que predominan hacia el centro del área mapeada. En ocasiones se observan en la superficie como fallas de bajo ángulo (Ver Anexo 12a-3) pero su linealidad en el plano demuestra tal apariencia. Sus desplazamientos verticales raramente sobrepasan los 50 m. y producen notables perturbaciones en la yacencia normal de las rocas (Ver Anexo 12). A nuestro juicio, éste es el sistema principal, lo cual queda confirmado por los Diagramas de Roseta. (Ver Anexo 13), en los cuales se evidencian las direcciones principales de la actividad tectónica, siendo la dirección de 10° - 20° la más destacada. Esto se observa claramente en el Diagrama correspondiente a la Formación Majiniana, donde se definen con mayor nitidez las direcciones predominantes; no así en el correspondiente a la Formación Maquey donde, debido a sus propiedades físico-mecánicas, el cuadro es más complejo.

b) Sistema de 280° - 310° .- Las dislocaciones pertenecientes a este grupo se encuentran bastante dispersas, son casi siempre más cortas y su manifestación en el plano es menos evidente. Son, como las anteriores, casi verticales, aunque aquí existe cierto predominio de las fallas normales (Ver Anexo 12b-2) que también, en superficie, aparentan ángulos más bajos que los reales.

(Ver Foto 14) Su desplazamiento en la vertical es más pequeño. Los Diagramas de Roseta (Ver Anexo 13) corroboran esta direc-

ción de actividad tectónica, evidenciándose éste, del mismo modo, con mayor nitidez, en el Diagrama de la Formación Majimiana, donde incluso se pueden observar los dos sistemas de grietas de plumaje que acompañan a la dirección principal.

En muchas ocasiones, en los planos de falla de las dislocaciones de uno u otro sistema, se observan pequeñas zonas de milonitización, zonas de mineralización silícea de pequeña espesor y espejos de fricción.

El análisis comparativo, aún somero, de las características del agrietamiento tectónico, en las dos unidades, revela ciertas diferencias sustanciales.

En la Formación Maquey, las principales direcciones del agrietamiento tectónico son: 70° - 80° y 160° - 170° , con direcciones subordinadas a 100° - 110° y 120° - 130° . Su densidad oscila entre 8-12 grietas/m. Aunque muchas son largas y rectas, abundan las sinuosas, de longitud variable, abiertas y rellenas con sedimentos del Cuaternario (en ningún caso se observó mineralización en los planos de grietas).

En la Formación Majimiana las principales direcciones son 10° - 20° y 100° - 110° , con direcciones subordinadas a 80° - 90° y 150° - 160° . Su densidad oscila entre 5 y 12 grietas/m., aunque cabe señalar que la variabilidad de este parámetro es sumamente alta, desde áreas sin agrietamiento hasta densidades mayores de 20 grietas/m. Siempre son largas, rectas, a veces gruesas y ocasionalmente rellenas por sedimentos del Cuaternario.

Las diferencias apreciadas entre el agrietamiento tectónico presente en ambas unidades, no implica diversidad de las fuerzas tectónicas que les dieron origen, pues éstas son, para toda el área, las resultantes de los movimientos Mesozoico-Cuaternarios que afectaran toda la Isla (Furrasola et.al./1964); sus causas debemos buscarlas en las diferencias litológicas y físico-mecánicas que redundan en diferentes efectos, en rocas sometidas a similares esfuerzos.

CAPITULO VII
ACTIVIDAD MAGMATICA

7.1.- Introducción.

El magnetismo presente en el área Bayate Norte está representado por derivados del magma efusivo y cuerpos hipabisales de composición diorítica, todo esto asociado a la actividad volcánica que dió origen a las rocas de la Formación Santo Domingo. Los derivados del magma efusivo son tobas de composición media a ácida y granulometría desde muy finas hasta medias, que ya estudiamos con mayor detalle en el Capítulo V (Epígrafes 5.2.1, 5.2.2 y 5.2.3). Estas rocas constituyen un complejo de edad Cretácico pre-Cenozoico al cual se asocia el magnetismo intrusivo.

En las rocas de este complejo se ha reportado, en otras localidades (Iturralde Vincent, 1975) cierto leve metamorfismo, lo cual no se aprecia en el área mapeada por nosotros donde las tobas se conservan bastante frescas y las alteraciones presentes son producto del intemperismo.

En cuanto a su composición, se identifican con las tobas intrusivas en la Fa. Sto. Domingo en su localidad tipo y es notable la similitud con sus isócoros de Cuba Central (formaciones Volcánicas Fomento y Tobas Cabeigüña) en las cuales la secuencia muestra su basicidad hacia la base del corte, llegando a talcíticas (Meyerhoff y Hatten, 1968). Aunque esto no se observa directamente en el área, otros autores (Adamovich y Chejovich, 1964) lo han descrito al norte de la provincia Holguín y se reportan ciertos de efusivos básicos en algunas rocas del Maestrichtiano y Paleoceno (Iturralde Vincent, 1975). En ese caso, si la regularidad se cumple, estas rocas se pueden asociar a la Formación espilito-diabásica (Tijmírov, 1967). Otros aspectos, tales como su sedimentogénesis submarina, se exponen con mayor extensión en el capítulo citado.

Los intrusivos asociados a este ciclo de actividad volcánica, que ocupan una extensión considerable del área donde fueron mapeadas las rocas cretácicas, se describen con detalle en el

siguiente epígrafe.

En las rocas más jóvenes, pertenecientes a las formaciones Maquey y Majiniana, no ha sido detectada actividad magnética de ninguna índole, lo cual es característico para las rocas de esta edad en el Sinclinorium Oriental.

Lamentablemente, los resultados de los análisis químicos efectuados, que habrían esclarecido y precisado notablemente lo aquí planteado, no han llegado a nuestro poder con tiempo suficiente para su procesamiento e inclusión en la presente memoria.

7.2.- Magnetismo intrusivo.

Está representado por un stock de dioritas angítico-biotíticas que ocupa un área aproximada de 12 Km² (según nuestras observaciones, complementadas por las marchas de reconocimiento efectuadas por G. Vera, A. Rodríguez y el autor en 1976) y algunos diques (hasta 5) de diorita perfidica y diorita hornblendica (normal). Con espesores máximos de 200 m.

Las dioritas angítico-biotíticas se presentan en el campo apenas reconocibles, de color crema a caramelo claro, con evidente predominio de los minerales felsicos, muy delaminables y con textura masiva. Microscópicamente tienen estructura holocristalina, equigranular e hipidiomórfica y están compuestas por plagioclasas (oligoclase-andesina) en ferrocristales de 1.5-2 mm., en algunos casos zonados y generalmente subhedrales y con alteración incipiente a sericita, ellas alcanzan más del 50% de la composición total; piroxenos monoclinos (diopsida y augita) y rúbicos (hiperstena), ambos en cristales pequeños, subhedrales, siendo su contenido de un 20% y hasta 15% de Biotita notablemente alterada a Clerita. Como minerales accesorios aparecen, en pequeñas cantidades: apatito, esfena, ortosa y hornblenda y magnetita; todas ellas alcanzan un 5%. Los minerales de alteración, con un contenido de 10%, son: sericita, bastita, Clerita y actinolita-tremolita, como productos respec-

serva también limonita en pequeñas cantidades.

Estas rocas, especialmente, tienen una posición bastante compleja respecto a las tobas, que se agudiza aún más debido al bajo grado de información que poseemos acerca de la yacencia de estas últimas. Debido a la discontinuidad vertical de su aparición y al hecho de que, en el plano, ocupan áreas notables a un mismo nivel topográfico, nos hicieron pensar, en primera instancia, en cuerpos concordantes pero, teniendo en cuenta lo abrupto y complejo de la yacencia de las tobas en nuestra área, ello hubiera supuesto menor regularidad en la aparición de estas rocas en el plano horizontal. Es por ello que hemos terminado por suponer para ellas yacencia discordante en forma de stock, en cuyo techo, considerablemente sinuoso, aparecen numerosos salientes y equedades donde subsisten las tobas; todo esto puede dar la impresión a primera vista, de cuerpos estratiformes superpuestos, lo que coincide con lo observado por nosotros.

El contacto original de estas rocas con las encajantes no pudo ser observado, debido al alto grado de alteración presente en ellas que lo enmascara en la superficie, bajo los productos del intemperismo. Sólo pudo detectarse que ese contacto es brusco de acuerdo con la rápida sucesión de las litologías y necesariamente magnético. En el único punto del área (Afloramiento By-28) donde se observa el contacto entre esta litología y las tobas encajantes, este viene dado por una pequeña falla de ángulo considerable lo cual no resulta representativo de la situación presente.

La imposibilidad de observar directamente las relaciones entre las dioritas augítico biotíticas y las rocas encajantes reporta considerables limitaciones a la hora de datar este cuerpo intrusivo.

Los cuerpos de diorita (porfídica y hornblendica) se suceden espaciadamente en el área napeada y hacia el oeste de la misma,

como cuerpos aislados, generalmente de pequeñas dimensiones (10-12 m) (Ver foto 16) aunque, en ocasiones, alcanzan hasta 200 m de ancho.

Macrosópicamente son de color gris oscuro, casi negro, con cristales bastante bien desarrollados de plagioclasa; piroxenos y otros máficos, bastante pesados y muy dura. Textura masiva. Microscópicamente pueden separarse en dioritas de diversos tipos.

Las dioritas porfídicas presentan estructura porfidoblastica, holocristalina e hipidionárfica, con matriz criptocristalina constituida esencialmente por minerales máficos (piroxinas). Las plagioclasas (Oligoclasa-Andesina), en forma de ferrocristales, ocupan cerca del 70%. Los máficos son piroxenos rombicos (hiperstena), monoclinicos (angita) y biotita, siendo su contenido de 15%. Como accesorio aparece astosa, en cristales de hasta 0,8 mm con contenido de 6-8% y menos de 3% de cuarzo y apatito. Las menas son magnetita y quizás pirita alterándose a limonita, con 1% del contenido total. Como procesos de alteración se observa la sericitización, Cloritización y bastitización, aunque en pequesísimas proporciones. Algunas plagioclasas están zonadas, lo que arroja cierta luz sobre los cambios ocurridos en el magma original.

Las dioritas hornblendicas o normales presentan hasta 60-70% de plagioclasas y 20% de Piroxeno monoclinico parcialmente alterado a clorita. Hornblenda y, como mena, hasta 5% de magnetita e ilmenita. Su estructura es holocristalina e hipidionárfica.

En el campo es imposible diferenciar las dioritas de los diversos tipos ya que, tanto su apariencia externa y textura, como sus posiciones respecto a las rocas encajantes, son idénticas.

Los contactos de estos cuerpos con las rocas encajantes son, evidentemente magnéticos (Ver Anexo 11b-9) como se pudo obser-

var en diversos puntos. Siempre este contacto es vertical o casi vertical, abrupto y en el plano de contacto casi siempre aparece mineralización silícea formando venas de 4-5 mm de espesor. En la zona del contacto las tobas están considerablemente alteradas lo que va decreciendo gradualmente en sentido opuesto a dicho contacto, es decir, hacia el interior del macizo encajante. En ningún punto fue localizado el techo de las intrusiones, lo que habría esclarecido definitivamente el carácter post o sincinematario de estos cuerpos.

Aunque no pudo observarse ningún corte que permitiera la observación exhaustiva de estos cuerpos, pudo distinguirse su forma alargada y simétrica con el eje más largo en posición vertical o casi vertical (Ver Anexo lib-9). No es posible tampoco observar el contacto cortante respecto a las tobas, cuya estratificación se encuentra fuertemente emmascarada por el agrietamiento, de acuerdo a su posición espacial y remitiéndonos a áreas aledañas (Díaz y Muñoz, 1974) donde aparecen diques de dioritas algo más ácidas, podemos suponer que se trata de cuerpos discordantes (diques) aunque, especialmente las dioritas porfídicas, por la gran similitud entre su composición y la de las dioritas angítico-biotíticas, podrían formar un apéndice del stock mencionado.

Refiriéndonos a áreas aledañas (Díaz y Muñoz, 1974) se los considera a estos intrusivos de carácter básico, sincinematarios a la actividad volcánica que dió origen a las tobas de la Fa. Tobas. Las rocas más antiguas no cortadas por estos intrusivos son, en las áreas donde han sido mapeadas, las correspondientes a la Fa. Micara de edad Maestrichtiano-Paleoceno. En ésta aparecen, a su vez, cantos de composición muy similar a la de las dioritas angítico-biotíticas que componen nuestro stock, de ahí que su edad deba ser pre-Maestrichtiano. Si tenemos en cuenta el criterio, ya emitido, sobre la posibilidad de que las dioritas porfídicas constituyan un apéndice del

stock, ambas rocas tendrían la misma edad siendo las rocas más jóvenes cortadas por ellas las de la Fm. Sto. Domingo. Esto no quiere decir que, obligatoriamente deban ser post-Coniaciano pues, el carácter del agrietamiento en las dioritas porfídicas y normales, muy semejante al que presentan las tobas, sugiere el carácter pre-orogénico de la intrusión de estas rocas, respecto a la Orogenesis Subherciniana, lo cual confirma nuestra opinión acerca de la sincronidad entre estas rocas y las de la Fm. Sto. Domingo. Por todo ello asignamos a estas rocas una edad Cretácico pre-Coniaciano.

Tres kilómetros al Oeste de nuestra área, en la localidad de Pan de Azúcar, fue reportada (O. Vera et. al., 1976) la presencia de grandes bloques de granodiorita hornblédica, compuestas por 40% de Plagioclasa (algunas de ellas zonadas), 10% de piroxeno monoclinico, 20% de Anfíbol (hornblenda), 10-15% de Ortoclasa y 15% de cuarzo. Como minerales secundarios aparece biotita alterada a clorita y se manifiesta también el proceso de sericitización de las plagioclasas. Su estructura es hipidiomórfica mientras, tanto su textura como su apariencia macroscópica es idéntica a la de los diques observados por nosotros.

Esto podría indicar, hacia el oeste, un leve incremento en la acidez de la actividad magmática presente, lo cual coincidiría con el carácter medio a ácido de los intrusivos dioríticos localizados por Díaz y Muñoz (1974) en Mayarí Arriba.

Dioritas muy similares a las estudiadas por nosotros y tobas de la Fm. Sto. Domingo aparecen como clásteres en las calizas brechosas que ocupan la base de la Fm. Majimiana.

Intrusiones de carácter medio, semejantes, han sido reportadas por Díaz y Muñoz (1974) en el área de Mayarí, asociadas a las rocas vulcanógeno-sedimentarias de lo que ellos denominaron como Fm. Tobas, correlacionable con la Fm. Sto. Domingo.

Ellas fueron descritas como dioritas normales y cuarcíferas

asignándoseles edad Cretácico Inferior con dudas.

Los análisis petrográficos macroscópicos (según el método de Jabakov) de los sedimentos del cuaternario -fracción de 90-100 mm. (Ver Anexo 9) revelan la presencia de tobas, basaltos y andesitas hacia el E-NW del área mapeada y Andesitas, tobas y microdioritas hacia el SE., de acuerdo a la composición de los depósitos Cuaternarios de los ríos Sagua de Tánamo y Cusco, respectivamente. Esto permite extrapolar, al menos preliminarmente, los resultados obtenidos y vaticinar aquellas áreas aledañas con desarrollo de la actividad magmática.

CAPITULO VIII
YACIMIENTOS MINERALES

El análisis de los yacimientos minerales es sólo un aspecto secundario entre los objetivos del presente trabajo, por lo cual sólo se hace mención de los recursos minerales cuya evidencia es insoslayable indicando, para el resto, la simple posibilidad de su existencia. En este último caso se sugieren los métodos de investigación adecuados, a nuestro juicio, para su posterior detección y evaluación.

Debido a lo reducido del área mapeada hemos creído conveniente añadir, en este capítulo, algunas datos obtenidos por el autor, en colaboración con G. Vera y A. Rodríguez, durante las marchas de reconocimiento efectuadas en 1976, en las áreas aledañas a Bayata, que permanecen inéditas.

Con vistas a lograr mayor calidad y concisión expositiva hemos dividido este capítulo en tres epígrafos correspondientes a los principales tipos de yacimientos detectados o posibles.

8.1.- Minerales no metálicos.

Los minerales no metálicos de posible uso industrial presentes en el área mapeada son: Arcilla, Arena y Caliza.

Las Arcillas son las lutitas calcáreas de la Formación Maquey, que alcanzan un espesor de 450 m. aunque se encuentran en cantidades suficientes para su posible explotación; ésto se ve afectado por la existencia de numerosas intercalaciones de calizas órgano detriticas y la frecuente alteración a margas, todo lo cual reduce la pureza y por ello el valor industrial de las rocas.

Debido a la juventud de los ríos, son poco frecuentes los depósitos de arena. Cuando se encuentran aparecen en depósitos de pequeñas dimensiones. Su granulometría es de gruesa a media, mal seleccionadas y se encuentran, generalmente, en zonas de difícil acceso; ésto hace más o menos que imposible su utilización a gran escala.

Dentro del grupo de los no metálicos, las rocas con mejores condiciones para su explotación son las calizas orgánicas.

órgano-detriticas, de grano fino, arenosas y brechosas de la Formación Majimiana. Muchas veces tienen estratificación masiva. (Ver foto 17), bajo grado de agrietamiento y alto grado de pureza; es decir, con magníficas condiciones para la fabricación de cemento u otras necesidades de la construcción. Son casi siempre de alta dureza y, por constituir el núcleo del Sinclinal Bayate, se ubican especialmente en situación óptima para su explotación por cualquier método a cielo abierto. Ocupan un área de unos 30 Km², alcanzando un espesor de 500 m. Un cálculo conservador permite asegurar reservas mínimas de 9000 000-000 m³. La accesibilidad al lugar, que hoy es relativamente difícil, se facilitará enormemente cuando se termine la carretera de Sagua de Tánamo a Guantánamo (en construcción).

8.2.- Minerales metálicos.

Aunque en el área Bayate Norte no han sido detectados minerales metálicos, sino como accesorios en las rocas ígneas, sedimentarias y piroclásticas; existen varios índices (detectados en áreas aledañas) que permiten inferir la posible existencia de mineralización ciega.

En la zona de Pan de Azúcar, algunos kilómetros al oeste del límite occidental del área mapeada, fue detectada, durante las marchas realizadas en 1976, cerca de los intrusivos de la Formación Santo Domingo, la presencia de algunas zonas, con intensa mineralización cuarcífera, de cierta extensión. Esto puede constituir un índice indirecto de posible actividad hidrotermal en profundidad pues el proceso de cuarcificación se asocia a yacimientos hidrotermales de Cobre, Molibdeno, Plomo-Zinc y Oro. Existen otros elementos, como la ubicación de estas zonas de cuarcificación en áreas de intensa actividad magnética y tectónica, que apoyan nuestra suposición. Por otra parte, a menos de un kilómetro de las zonas en cuestión, se nos reportó la presencia de una mina abandonada (hoy bloqueada) cuyo dueño (un campesino de las cercanías) estaba efectuando, al triunfo de

la Revolución, los trámites para su venta a alguna compañía norteamericana. Nadie supo decirnos el tipo de mineral que se pensaba explotar.

Fuera de ésto, las manifestaciones de mineralización en el área mapeada son muy escasas y localizadas, reduciéndose a algunos procesos de hematitización a pequeña escala en rocas piroclásticas y sedimentarias.

Recomendamos el estudio más detallado del área Pan de Azúcar, lo que debe incluir el levantamiento geológico a mayor escala, la aplicación de métodos geoquímicos de búsqueda y el uso de magnetometría y métodos geofísicos apropiados.

8.3.- Hidrocarburos.

Dante Kozary (1955) como otros autores que han trabajado en el Sinclinal Oriental, coinciden en afirmar la existencia de estructuras favorables para la acumulación del petróleo. Las rocas terrígenas-carbonatadas pre-orogénicas pueden constituirse en magníficos calcetores de petróleo mientras las abundantes fallas presentes podrían coadyuvar al entrapamiento del mismo. Dos kilómetros al noreste de Tiguabos (al sur del límite meridional del área estudiada) se reporta la presencia de un pozo cuyas aguas se contaminan, en tiempos de seca, con una sustancia oleaginosas, hasta tal punto que no es posible su utilización ni siquiera para el uso de los animales. Esto se puede deber a la formación de algún depósito petrolífero en cierta estructura antiforme donde, al bajar el nivel freático, el petróleo alcanza el nivel de alimentación del pozo, contaminando las aguas. Contribuye a incrementar el grado de verosimilitud de esta posible explicación, la existencia de asfaltita en los alrededores, cuyas muestras nos fueron enseñadas.

Otra explicación, pero más improbable, para este fenómeno, podría ser la presencia de sulfuros cuya lixiviación traiga como consecuencia la contaminación de las aguas.

Recomendamos la observación directa de este fenómeno, con vis-

tas a su explicación satisfactoria y al análisis de las posibles consecuencias económicas que de él se derivan.

CAPITULO IX
EVOLUCION GEOLOGICA

9.1.- Introducción.

La exposición de la historia geológica del Área Bayate Norte es producto de la sintetización de los resultados obtenidos en los capítulos precedentes, donde muchas veces se detallan con mayor minuciosidad los caracteres geológicos que permiten reconstruir los procesos que han condicionado la evolución geológica del área en cuestión.

El período cuya historia se expone va desde el Cretácico (no precisándose la parte del mismo aludida debido a la carencia de datos que lo permitan) hasta el Reciente. La extensión de nuestras observaciones hacia épocas precedentes conllevaría la discusión del carácter de la corteza, punto sobre el cual diferentes autores exponen opiniones contradictorias. Esto, por otra parte, no entraría dentro de los objetivos del presente trabajo ni sería fruto de los resultados obtenidos durante el mismo.

Para simplificar la exposición hemos considerado oportuna la división del capítulo en epígrafes donde se enmarcan los diferentes períodos del desarrollo geológico. Entre éstos debe destacarse la pobreza de datos directamente obtenidos por nosotros acerca del período Cretácico Maastrichtiano-Eoceno Tardío (parte alta) debido al no afloramiento, en el Área mapeada, de las rocas formadas durante este período.

9.2.- Cretácico pre-Maastrichtiano.

Durante este período predomina la tendencia, en casi toda la isla, a la fuerte subsidencia del fondo de los mares, acompañado por el desarrollo del magmatismo submarino de la Formación espilito-diabásica. Durante el Turoniano el impetuoso desarrollo de la Orogénesis Subhercíniana provoca el ascenso de la casi totalidad del territorio nacional. Posteriormente, durante el Senoniano, las secuencias son fuertemente plegadas y ocurre su metamorfización, siendo intrudidas por magmas básicos, medios y ácidos (Furrazola et. al., 1964; Khudalay y Meyerhoff,

durante el Cretácico pre-Santoniano, el vulcanismo de carácter medio a ácido (en Calabazas se plantea como medio a básico aunque, debido a la magnitud de la actividad volcánica, es posible la veracidad y coexistencia de ambos resultados), aceptando la opinión de Iturralde Vinent (1975) acerca de que el vulcanismo se desarrollaba al Sur y Oeste, a distancia considerable, lo cual queda demostrado por la variación en la granulometría de las rocas piroclásticas en esa dirección. La profundidad de la cuenca era batial-abisal y en áreas aledañas, se reporta el paulatino ascenso de la misma.

Las condiciones ambientales estaban determinadas, entre otros, por la presencia de abundante CO₂, que explica la inexistencia de material carbonatado.

Antes del Comaciense ocurrió la intrusión de los cuerpos dioríticos reportados, sin que pueda precisarse más la edad de los mismos. En este mismo período, en Calabazas, son señaladas fuertes dislocaciones de la corteza que provocaron la emersión de la cuenca. Los índices indicadores de este proceso no ha sido posible detectarlos en la zona de trabajo, donde el techo de la Formación Santo Domingo ha sido barrido.

9.3.- Cretácico Maestrichtiano-Eoceno Tardío (parte alta).

Como se plantea en la Introducción, en el área Bayate Norte no afloran las rocas correspondientes a este período, bien sea porque hayan sido depositadas y posteriormente barridas, porque no se haya depositado debido a encontrarse el área emergida o, por la combinación de ambas situaciones alternadamente, lo que consideramos más probable, de acuerdo a las observaciones del desarrollo geológico de áreas aledañas durante la etapa.

No obstante, expondremos brevemente la historia geológica del país, en general, y de áreas cercanas, en particular, para evitar la pérdida de la coherencia de nuestra exposición y a su vez ubicar los criterios vertidos en el marco de la evolución

regional. A nivel nacional, durante este período, ocurre el éxodo de la actividad efusiva hacia el este, alcanzando su máximo desarrollo en las provincias orientales. El período comienza con la transgresión del mar en el Campaniano y se caracteriza por la evolución diferencial del territorio.

Durante el Maestrichtiano tiene lugar, los movimientos de la Orogénesis Iaramiílica que alcanzan considerable intensidad al SE de la zona oriental, produciéndose la serpentinización de los macizos ultrabásicos que yacían en profundidad y su migración, una vez serpentinizados, hacia zonas más elevadas de la costera. Al llegar a la superficie ellos se derraman en forma de un enorme manto testónico. Junto a ellas es emplazada tectónicamente la Formación La Piqueta y, según Ghiella (1975) posiblemente la Fm. Sto. Domingo. El caso de estos movimientos se produce a inicios del Paleoceno, comenzando poco después un período de extensa actividad efusiva submarina al Sur de la provincia de Stgo. de Cuba, dando lugar a la deposición de la Formación El Cobre.

El clímax de la intensidad de estos movimientos orogénicos tiene lugar durante el Eoceno Medio, conociéndose como Orogénesis Cubana. Durante su desarrollo ocurren fuertes plegamientos, llegando a isoclinales, de las rocas del Eugeosinclinial y se reparte la presencia de raras montes testónicos. A escala nacional se produce el cabalgamiento de las rocas del Eugeosinclinial sobre las del Miogeosinclinial.

Aunque estos movimientos culminan, en casi toda la isla, durante el Eoceno Medio, en el Este del país ellos se prolongan hasta el Oligoceno.

El período de deposición vulcanígena-sedimentaria es seguido, hacia el Eoceno medio, en la zona oriental, por el desarrollo de facies con predominio del material carbonatado y de variable profundidad que va aumentando hacia el Eoceno Tardío, mientras cambia el carácter de la sedimentación, que pasa a ser

predominantemente terrígeno.

9.4.- Eoceno Tardío (final)-Mioceno Temprano (inicial).

A gran escala podemos decir que, para Cuba, se trata de un período de relativa calma en la actividad tectónico-magnética, caracterizado por el cese de la actividad volcánica, la migración de los mares sobre el relieve recién emergido y el predominio de la sedimentación terrígeno-carbonatada.

En el área mapeada, específicamente se continúa la deposición de rocas terrígeno-carbonatadas en cuencas profundas. Esta sedimentación es compensada o sobrecompensada lo que provoca la paulatina somerización por relleno de la cuenca hasta que, durante la parte media o tardía del Oligoceno son alcanzadas profundidades marítimas donde tiene lugar el desarrollo extensivo de bancos carbonatados en aguas pobres en CO₂ y altamente oxigenadas. El espesor presente indica un régimen de subsidencia lenta, compensada, en la cuenca de deposición. A la vez se produce el ascenso lento y tal vez discontinuo en el tiempo, de las rocas emergidas más al Norte.

A nivel nacional el tránsito entre el Paleógeno y el Neógeno se caracteriza por el desarrollo de una tectónica de bloques con movimientos importantes en el sentido vertical, que trajeron como consecuencia la ocupación de nuevas áreas por el mar y el aumento considerable de la fracturación de las rocas, aunque la tendencia general fue hacia la regresión de los mares. Bayate Norte no es una excepción en este sentido pues, como se expresa claramente en el Esquema tectónico (Ver Anexo 12) se desarrolla ampliamente la tectónica de este tipo, alcanzándose desplazamientos considerables a lo largo del plano de falla, en dirección vertical, que logra poner en contacto las rocas cretácicas con las más jóvenes de edad Mioceno Inferior.

9.5.- Mioceno Temprano-Guaternario.

Durante este período comienza el desarrollo sub-área definitiva del área mapeada, sin poder precisarse en que momento con-

En foto.

Para el resto del país tiene lugar el mismo proceso pues es claramente esta etapa que tiene lugar la emersión total de la isla, comenzando la configuración de su relieve actual. Son, por tanto, raras los depósitos de esta edad, muy localizados y de poca extensión.

Con la emersión de la zona mapeada comienza la configuración del paisaje por parte de los agentes atmosféricos y la disecación del mismo por las aguas superficiales. Ocurren los procesos de carsificación de las rocas de la Fm. Majiniana y son labradas en ellas las numerosas cuevas reportadas.

De los numerosos índices existentes (Ver Cap. IV), podemos inferir que el carácter de los movimientos tectónicos es ascendente, dando continuidad al proceso de emersión total de la Isla iniciado a principios de esta etapa.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

A continuación, a modo de conclusiones, se enumeran los principales resultados obtenidos a partir del levantamiento geológico, a escala 1:50000, del área Bayate Norte, localizada entre las coordenadas (X: 648 a 660) e (Y: 188 a 193), de la hoja Calabazas 5177 - III, del mapa topográfico del ICGC.

1.- El área mapeada se ubica, desde el punto de vista geológico-estructural regional, en la zona de articulación entre el Anticlinal Oriental y el Sinclorium Oriental; presentando, en consecuencia, estructuras y litologías propias de ambas unidades regionales.

2.- Desde el punto de vista geomorfológico se distinguen relieves característicos, controlados litológica y estructuralmente, en tres tipos de litología diferentes: i) Relieve premontañoso en rocas piroclásticas, ii) Relieve calinoso en rocas terrígenas y iii) Relieve del tipo "meseta cársica diseccionada" en rocas carbonatadas. En estas últimas se distinguen dos macizos cársicos: i) Carseo con drenaje local, macizo, carbonatado, desnudo y ii) Carseo con autodrenaje. Se evidencia también el régimen ascendente de los movimientos neotectónicos.

3.- El corte estratigráfico estudiado comprende más de 1000 metros de rocas del Cretácico, Paleógeno, Neógeno y Cuaternario. Ellas se agrupan en tres unidades litoestratigráficas principales, a saber:

a) Formación Santo Domingo.-

Tobas de composición media a ácida, de proporción psamítica o aleurolítica, generalmente vitreocristaloclasticas o cristalo-vitreoclasticas; intruidas por cuerpos dioríticos. Edad: Cretácico pre-Ceniáciano.

b) Formación Maquey.-

Lutitas calcáreas y margas finamente estratificadas, con intercalaciones de calizas organo-detriticas, cuya frecuencia aumenta hacia la parte alta del corte, donde aparecen intercalaciones aisladas de calizas detriticas de grano medio y lentes

de calizas brechosas con elastos de tobas, dioritas y calizas. Un paquete de esa misma composición y 10 m. de espesor, se distingue hacia la parte media del corte. Edad: Eoceno Superior (parte alta)-Oligoceno.

c) Formación Majimiana.-

Gruesos estratos de caliza brechosa en la base, intercalados en la secuencia bien estratificada de calizas detríticas y organo-detríticas, con raras intercalaciones de calizas brechosas. Hacia arriba aumenta la percepción organógena a una secuencia casi continua de calizas organógenas y, en ocasiones, organo-detríticas, con raras intercalaciones de calizas brechosas. Interrumpiéndola aparece el Miembro La Punta, a 350 m. sobre la base del corte, constituido por 100 m. de lutitas calcáreas con gruesos estratos intercalados de caliza brechosa que, hacia el este, transicionan a organo-detríticas. Edad: Oligoceno-Mioceno Inferior.

4.- Debido a que la secuencia terrígena presente se extiende, sin interrupciones desde la parte alta del Eoceno superior hasta el Oligoceno, se propone bajar el límite stratigráfico inferior de la Formación Maquey. Esto, unido a la datación de la Formación Majimiana como Oligoceno-Mioceno Inferior esclarece las relaciones stratigráficas entre ambas unidades en el flanco sur de la Sierra de Cristal y nos obliga a redefinir el Grupo Achotal que queda constituido, ahora, por la Formación Maquey y Majimiana, extendiéndose desde la parte alta del Eoceno Superior, hasta el Mioceno Inferior.

5.- El magnetismo efusivo está representado por las tobas del Cretácico, mientras el intrusivo, que se asocia a ese mismo período de actividad volcánica, lo está por un stock de unos 12 Km² de diorita augítica-biotítica y varios diques de composición también diorítica, de edad posiblemente, Cretácico Superior pre-Cenozoico. Rocas similares aparecen como elastos en las calizas brechosas situadas en la base de la Formación Majimiana

y son reveladas por el análisis petrográfico de los sedimentos del cuaternario (según el método de Jabakov)-fracción de 90-100 mm- al NW y SE del área mapeada.

6.- Tectónicamente, la secuencia se divide en dos pisos estructurales: i) Piso estructural Cretácico pre-seneniano que incluye las rocas de la Formación Santo Domingo, fuertemente agrietadas y presumiblemente con alto grado de plegamiento. ii) Piso estructural Eoceno Superior (alto) a Mioceno Inferior, donde aparece la secuencia terrígeno-carbonatada compuesta por las rocas de las Formaciones Maquey y Majiniana, suavemente plegadas en forma de Sinclinal (Bayate) con el eje en dirección NE-SW, hundándose en este sentido, algunos pliegues de arrastre y de deslizamiento en la base de la Fa. Majiniana; y dos sistemas de dislocaciones disyuntivas de direcciones NE y NW y edad post-Mioceno. Entre ambos pisos, el contacto entre cuyas rocas viene dado por un sistema de fallas; se encuentra un hiatus considerable que abarca la parte alta del Cretácico superior, el Paleoceno y casi todo el Eoceno.

7.- Los recursos minerales del área se reducen a materiales de construcción: calizas, arenas y arcillas; los cuales, excepto las primeras, que alcanzan reservas mínimas de 9000 000 000 m³, son de escaso valor industrial. Existen también algunos índices de mineralización metálica ciega y se indica la posibilidad de la existencia, hacia el sureste, de hidrocarburos.

Los resultados obtenidos y las conclusiones elaboradas a partir de los mismos nos permiten, con vistas al esclarecimiento de aquellos puntos cuya solución no ha sido posible, definitiva o sólo parcial y en aras de completar y enriquecer los resultados de nuestro trabajo; recomendar:

1º- La realización de estudios más exhaustivos en la zona de articulación entre el Anticlinal Oriental y el Sinclinal Oriental, con vistas a precisar sus particularidades.

2º- A las instituciones interesadas, la realización de investigaciones especiales sobre los nacimientos cárnicos presentes.

3º- El mapeo de la Formación Santo Domingo en áreas aledañas (al NW y SE) para determinar sus particularidades estructurales y, especialmente, la posible presencia de restos fósiles que permitan precisar su edad.

4º.- Detallar, a la luz de los resultados de los análisis químicos, las características del magnetismo detectado por nosotros y esclarecer, en el campo, sus relaciones espaciales con las rocas encajantes.

5º-La evaluación más detallada de las reservas y posible utilización de las calizas de la Formación Majimiana y el uso, en el área de Pan de Azúcar del levantamiento geológico a mayor escala y métodos geoquímicos de búsqueda, magnetometría y métodos geofísicos apropiados, para precisar la posible existencia de mineralización ciega.

6º- La observación directa de la posible contaminación eléctrica de las aguas, al NW de Tiguabas, con vistas a su explicación satisfactoria y el análisis de las posibles consecuencias económicas que de ella pudieran derivarse.

TABLAS

TABLA II DESCRIPCIONES PETROGRAFICAS

MUESTRA BY-2419

Coordenadas: X - 650.65 y- 189.40 z- 360

Localidad: Dajao

Formación: Maquey

a) Descripción macroscópica.-

Caliza brechosa con fragmentos de tobas, calizas, cuarzo y diorita. La matriz es de composición calcárea. Los clastos que predominan son los de composición tobácea y calcárea, generalmente de ángulo- a subangulosos. El tamaño de los clastos varía entre 0.3 mm y 10 cms; aunque como promedio están entre 0.5-1 cm. En ocasiones los clastos aparecen subredondeados. El material tobáceo se encuentra bien conservado y tanto el material silíceo como una parte del material calcáreo aparece teñido de rojo, siendo los que, en general aparecen subredondeados. En ocasiones los fragmentos tobáceos presentan cierta orientación.

b) Descripción microscópica.

Caliza organo-detritica con estructura organo-detritica. Está formada por fragmentos de tobas, calizas y andesitas, generalmente de angulosos a sub-angulosos. En los fragmentos de tobas se aprecia, en ocasiones, alineación casi perfecta de los cristales, encontrándose cleritizado el vidrio volcánico. Abundan los restos de foraminíferos orbitoidales y algas, generalmente fracturados y, en ocasiones, parcialmente recristalizados. El cemento es de composición calcárea, algo recristalizado y de tipo basal. Como accesorios aparecen pequeños cristales de glauconita, cuarzo, plagioclasa y menas metálicas representadas por hematita y magnetita.

Coordenadas: x- 653.00 y- 188.20 z- 280

Localidad: Bayate Abajo

Formación: Maquey

a) Descripción macroscópica.-

Calcarenita de color crema, con estratificación gradacional. Se distinguen testas de foraminíferos bentónicos, al parecer con cierta orientación. En ocasiones se aprecia, aunque no muy claramente, hacia la parte alta, estratificación laminar y ripple marks. Existen índices, como la orientación de los restos fósiles, para suponer que éstos, al menos en parte, han sido redepositados.

b) Descripción microscópica.-

Caliza organo-detritica muy recristalizada, donde se observan abundantes restos de lepydociclinas, globigerinas, globigerinoides, miliolidos y fragmentos de algas y moluscos, cementados por una matriz de composición calcárea muy fina (criptocristalina o pelitomorfa) posiblemente contaminada de material arcilloso. Microscópicamente no se aprecia orientación de los restos fósiles pero ellos aparecen fragmentados en extremo. Bastante hematita como mineral accesorio, plagioclasa y fragmentos de rocas. Estas últimas son de composición carbonatada y se distinguen claramente por ser calizas de grano fino, con cristales alio-triédricos cuyas dimensiones son notablemente mayores que las de los granos que componen la matriz. Los fósiles están parcialmente recristalizados y a veces su borde se presenta hematitizado. Algunos fragmentos de roca son de calizas organógenas lo que conlleva redeposición de la fauna que contienen. Como minerales accesorios aparecen magnetita y cuarzo en peque-

MUESTRA Ry-74-50

Coordenadas: x- 652.70 y- 188.55 z- 270

Localidad: Bayate Abajo

Formación: Maquey

a) Descripción macroscópica.-

Lutita calcárea bastante deleznable de color crema a pardusco. Alto grado de humedad. Estratificación fina. Presenta numerosas laminillas o lentes finos orientados, de color rojizo a carmelita, posiblemente restos fósiles de foraminíferos bentónicos teñidos por soluciones ferrosas y bastante alterados.

b) Descripción microscópica.-

Aleurolita calcárea con estructura aleurolítica. Un por ciento sumamente elevado de la composición global está representado por minerales arcillosos muy hematitizados observándose, como mineral acompañante, calcita en granos diseminados. Existen pequeños lentes o laminillas de minerales ferrosos (hematita o limonita) perfectamente orientados. Esto posiblemente, sea producto de la sustitución de algunos fósiles.

Coordenadas: x- 652.600 y- 189.55 z- 275

Localidad: Bayate

Formación: Maquey

a) Descripción macroscópica.-

Calcarenitas intercaladas en la secuencia lutítica en forma de estratos de hasta 25 cms de espesor y estratificación gradacional. Color blanco a crema, bien consolidadas, con restos de foraminíferos bentónicos, paleoípodos y braquiópodos. Parcialmente recristalizadas.

b) Descripción microscópica.-

Caliza organógena. La estructura es organógena. La forman abundantísimos restos de lepidocyclinas, algas coralinas, moluscos y espinas de equinodermos; algunos, bien conservados, otros fracturados, destacándose el predominio de las algas sobre el resto de la fauna presente. Se observa recristalización casi total del material cementante, de composición calcárea, la recristalización de los restos fósiles es, en algunos, total y, en otros, parcial. Los bordes de algunos organismos aparecen hematitizados.

Coordenadas: x- 652.650 y- 190.00 z- 280

Localidad: Majiniana

Formación: Majiniana

a) Descripción macroscópica.-

Caliza arenosa de grano medio, color crema a blanco, poco recristalizada. Estratificación masiva. Están bastante consolidadas y parcialmente agrietadas. Aparece un espesor bastante alto de estas rocas.

b) Descripción microscópica.-

Caliza organo-detritica de estructura pelitomórfica. Está constituida por abundantes restos de globigerinas y foraminíferos bentónicos y fragmentos de roca. Estos últimos son siempre calcáreos y de forma generalmente angulosa. Se observa silicificación de algunos restos, donde la sílice está representada por cuarzo criptocristalino. Otras veces se produce hematización. Aparece cierta cantidad de clorita, presumiblemente como producto de alteración. Los restos de organismos se presentan recristalizados. El cemento es, por su granulometría, pelitomórfico. Se aprecian algunos cristales muy pequeños de glauconita, cuarzo, plagioclasa y menas metálicas (hematita y magnetita).

MUESTRA Br-11a.

Coordenadas: x- 652.50 y- 190.50 z- 270

Localidad: Majimiana

Formación: Majimiana

a) Descripción macroscópica.-

Caliza de grano fino y color blanco a rosáceo con lustre sacaroideo, alteradas son de color gris. Muy trabajadas por la actividad cársica. Textura masiva.

b) Descripción microscópica.-

Caliza organo-detrítica con esa misma estructura. Está compuesta por abundantes restos de organismos bastante bien orientados. Se distinguen algas y foraminíferos orbitoidales. Algunos restos están fracturados y otros bien conservados, total o parcialmente recristalizados.

Los fragmentos de roca están representados por calizas. Como accesorios aparecen pequeños cristales de cuarzo, plagioclasa y menas metálicas (hematita y magnetita). Se observa también clorita como probable producto de alteración.

El cemento es calcáreo y de apariencia fangosa, es decir, posiblemente, contaminado de material arcilloso.

Es considerable el grado de recristalización.

MUESTRA AT-119

Coordenadas: x- 652.50 y- 190.50 z- 270

Localidad: Majiniana

Formación: Majiniana

a) Descripción macroscópica.-

Caliza organógena de color blanco con algunas tonalidades rosáceas; presentan restos de algas y foraminíferos bentónicos. Muy recristalizadas. Textura masiva.

b) Descripción microscópica.-

Caliza organo-pelito-mórfica, con estructura del mismo nombre. La roca está formada, predominantemente, por abundantes restos de foraminíferos orbitales, lepidocyclinas, amphisteginas, globigerinas, fragmentos de algas, miliólidos y fragmentos de moluscos. Ellos se presentan a menudo recristalizados y bien conservados. El cemento que une los fragmentos es de composición calcárea y pelito-mórfica. Aparecen pequeños clastos de calizas recristalizadas. Algunos restos de organismos se presentan bastante hematitizados. La sílice presente en la sección es de la variedad calcedonia y en pequeñas cantidades.

Coordenadas: x- 653.80 y- 193.25 z- 230

Localidad: El Pantón

Fernación: Majiniana

a) Descripción macroscópica.-

Caliza organógena algo recristalizada con gran cantidad de foraminíferos bentónicos, que ocasionalmente alcanzan 2 cms. de longitud; parcialmente orientados y bien conservados. El color de estas calizas cuando están frescas es blanco y, alteradas, adquieren un color de gris a verdoso.

b) Descripción microscópica.-

Caliza organo-pelitomórfica, con cemento totalmente calcáreo, pelitomórfico y muy recristalizado. Aparecen restos fósiles incluso mayores de 5 mm, principalmente Lepydociclinas, Nummulites, Amphisteginas, algas, moluscos, miliólidos y espinas de equinodermos. No se observan, como minerales accesorios, más que algunos pequesísimos fragmentos de cuarzo. Muchos restos fósiles, en los cuales no se aprecia alineación alguna, se encuentran frecuentemente doblados y fracturados, lo cual puede ser un índice de la redeposición sufrida por los mismos. Aunque no se observan en abundancia, existen fragmentos angulosos y pequeños de rocas calcáreas. Algunos fósiles están parcialmente sustituidos por calcedonia.

Coordenadas: x- 651.55 y- 191.50 z- 260

Localidad: Bombí

Formación: Majimiana (Miembro La Punta).

a) Descripción macroscópica.-

Caliza brechosa con fragmentos de hasta 2 cms. de calizas y tobas, cementados por una matriz calcárea. Los clastos son de angulosos a sub-angulosos, aunque los de material calcáreo presentan una tendencia mayor hacia el redondeamiento, llegando a sub-redondeados. Están manchadas de óxidos de hierro y se aprecian algunos restos, mal conservados, de foraminíferos bentónicos. Están bastante alteradas y su estratificación es masiva.

b) Descripción microscópica.-

Caliza detrítica con estructura clástica. Está formada por fragmentos de cuarcita secundaria, donde los pequeños cristales de cuarzo están cementados por sericita; fragmentos de rocas efusivas de composición media, generalmente cloritizadas, de calizas recrystalizadas y algunos fragmentos de basalto bastante hematitizados. Se observan escasos restos de organismos, entre los que se distinguen algunas algas. Ellos en ocasiones están totalmente recrystalizados. El cemento es de composición calcárea y está parcialmente recrystalizado. Diseminados aparecen algunos cristales de calcedonia, plagioclasa y mena (hematita y magnetita).

MUESTRA By-22b

Coordenadas: x- 650.35 y- 192.50 z- 250

Localidad: Bonbí

Fernación: Santo Domingo

a) Descripción macroscópica.-

Toba de grano fino y color verde a gris oscuro frescas. Parcialmente alterada. Bien consolidada y parcialmente zeolitizada en algunos puntos.

b) Descripción microscópica.-

Toba vitreo-cristalo-clásticas. Aparece una masa de vidrio volcánico microgranular y en ella pequeños cristales (menores de 0.05 mm) de magnetita, feldespatos, cuarzo y hematita. Las plagioclasas están bastante frescas. El vidrio ocupa el 85-90% de la composición total, mientras los cristales sólo alcanzan el 10-15%. Se observan algunas formas esferoidales de las cuales una es seguramente una cámara de un globigerínido y otras posiblemente lo sean, aunque no se observa con claridad. Estas cámaras están rellenas de sílice y podrían, por su forma, ser de edad Terciaria.

Coordenadas: X- 649.00 Y- 192.95 Z- 280

Localidad: Claradiosa

Formación: Santo Domingo

a) Descripción macroscópica.-

Diorita apenas reconocible de color carmelita claro, con grandes granos de color crema, aproximadamente redondeados. Muy desmenuzable, textura masiva. Pudiera tratarse de una andesita.

b) Descripción microscópica.-

Diorita augítico-biotítica con estructura holocristalina, equigranular e hipidimórfica. Los minerales principales son la plagioclasa (oligoclasa-andesina) con fenocristales de 1.5-2 mm., en algunos casos zonadas y generalmente subhedrales y con alteración incipiente a sericita. Ocupan el 50% de la composición total. Los piroxenos monoclinicos (hiperstena) y rómnicos (diopside, augita) aparecen en cristales pequeños y subhedrales, con contenido de aproximadamente 15%. La biotita alcanzan hasta 15% con numerosos granos de clorita en su interior, como producto de su alteración. La ortosa, en fenocristales de 1-2 mm., ocupa el 6%. Los minerales accesorios: apatito, esfena y hornblenda totalizan 3%, mientras las menas: limonita y magnetita sólo llegan al 1%. Los minerales de alteración son la sericita, bastita, actinolita-tremolita y clorita, como productos, respectivamente, de la alteración de las Plagioclasas y la ortosa, los piroxenos rómnicos, las monoclinicas y la biotita. Estos minerales totalizan el 10% de la composición global lo que demuestra el intenso grado de alteración presente en estas rocas.

Coordenadas: x- 653,25 y- 189,40 z- 320

Localidad: La Mora

Formación: Majimiana

a) Descripción macroscópica.-

Caliza brechosa de color gris oscuro alteradas. Frascas son de color crema. Presentan alto grado de humedad y elástos de hasta 2 cms. de tobas, dioritas, calizas y fragmentos de cuarzo; de formas angulosas y sub-angulosas para las rocas magnéticas y redondeadas a sub-redondeadas para el resto. El cemento es calcáreo. La estratificación es buena.

b) Descripción microscópica.-

Caliza organo-detritica, con estructura de ese mismo nombre. Formada por fragmentos de andesitas, basaltos y calizas. Los fragmentos de rocas efusivas de composición básica se muestran bastante cloritizados. Los fragmentos de calizas están totalmente recrystalizados al igual que el cemento calcáreo, que los une. Se distinguen algunos foraminíferos orbitoidales y algas muy fracturadas, otros bien conservados y totalmente recrystalizados. Aparecen, diseminados, algunos cristales de plagioclasa y cuarzo y, como masa, magnetita y hematita.

MUESTRA Ar-121 a

Coordenadas: x- 649,00 y- 191,3 z- 320

Localidad: Bombí

Formación: Santo Domingo

a) Descripción macroscópica.-

Tobas de grano fino y color carnalita. Muy fracturadas. Bien consolidadas y bastante pesadas.

b) Descripción microscópica.-

Toba aleuroclítica de composición media a ácida. La estructura es vitrocristalocelástica. La matriz es aleuroclítica y compuesta por vidrio volcánico. En ella se encuentran pequesísimos cristales de magnetita, cuarzo, feldespato y algunos fragmentos de carbonatos, posiblemente como mineral de alteración. Es perfecta la orientación de los cristales y magnífica la selección de los fragmentos. El vidrio volcánico se presenta parcialmente cioritizado.

Coordenadas: x- 649,00 y- 191,3 z- 320

Localidad: Bombí

Formación: Santo Domingo

a) Descripción macroscópica.-

Microdiorita u diorita de color oscuro, casi negro, con cristales bastante grandes de feldespatos; piroxenos y máficos, al parecer hornblenda. Bastante pesada y muy dura. Textura masiva. Yace en contacto lateral con tobas de grano fino. El contacto es sinuoso.

b) Descripción microscópica.-

Diorita porfídica.-

Estructura porfídoblástica, holocristalina e hipidiomórfica, con matrix microcristalina, fundamentalmente constituida por minerales máficos (piroxenos). Los minerales principales son las plagioclasas que son de tipo oligoclasa-andesina, y aparecen como fenocristales; el piroxeno rómbico (hiperstena) y monoclínico. (augita).

Como minerales accesorios aparecen Ortosa, en pequeños cristales de hasta 0,8 mm, cuarzo, apatite y biotita. Las menas son magnetita, en pequeños cristales ahedrales y quizás pirita alterándose a limonita. Como productos de alteración se observan sericita, clorita y bastita.

Las plagioclasas tienen un contenido de 70% y algunas de ellas se encuentran menadas, los máficos de 20%, los accesorios 6%, las menas 3% y los minerales de alteración 3%.

Coordenadas: x- 648,3 y- 192,45 z- 300

Localidad: Bombí

Formación: Santo Domingo

a) Descripción macroscópica.-

Arenisca tobácea de color gris a verdoso con estratificación laminar y rippleas asimétricas no muy abundante. Bastante pesada y agrietada. Fosa alterada. Superficie muy pálida y algo retorcida por la acción de las aguas. Bien consolidada. Se aprecian algunos granos aislados de color claro y formas circulares u ovaladas, posiblemente pequeñas concreciones silíceas. El grano es muy fino.

b) Descripción microscópica.-

Toba cristalovitrocristalina de proporción psamítica y composición media a ácida. La matriz, compuesta por vidrio y posiblemente, en parte, por ceniza volcánica, se encuentra bastante cloritizada. Son abundantes los cristales cuya selección no es muy buena. En la composición de los mismos aparecen feldespatos, tanto potásicos como calcio-sódicos, parcialmente pelitizados y posiblemente algo sericitizados, cuarzo, magnetita en pequeños granos con orientación perfecta y paralela a la estratificación. Entre los feldespatos aparece Ortosa con núcleo de Garshak. Pequeñas cantidades de calcocenia, Anfíboles nacidos y calcita en pequeñas cantidades y muy discontinua. Los granos son de angulosos a sub-angulosos.

Los cristales ocupan entre 50 y 60% mientras el vidrio alcanza 40-50%.

Coordenadas: X- 656,95 Y- 191,95 Z- 400

Localidad: La Punta

Formación: Najizana (Miembro La Punta).

a) Descripción macroscópica.-

Caliza organógena de color blanco pardusco a gris, con algunos tintes rojinos. Bien consolidada, grano medio a fino. Restos fósiles muy abundantes, no identificables. Aparece en un estrato bien desarrollado, de 1 cm. de espesor. La matriz es calcárea y de grano fino.

b) Descripción microscópica.-

Caliza organógena muy recristalizada, de estructura organógena con cemento generalmente basal aunque algunas veces pasa a ser de poro por la enorme abundancia de restos fósiles y granos de calcita. La matriz es microgranular y allotriomórfica. Está compuesta por granos de calcita, minerales accesorios y abundantes fósiles, entre los cuales aparecen Heterostegina Antillea, Amphisteginas, Globigerinas, Globigerinoides y fragmentos de algas. Como minerales accesorios aparecen, en pequeños granitos englobados por la matriz calcárea: Ortosa, clorita, hematita, magnetita, plagioclasa (no es posible determinar de qué tipo), calcedonia y cuarzo. Alrededor de algunos granos de hematita se nota cierta aureola de dispersión que alcanza una longitud igual a la mitad de su radio. En ocasiones hay cristales de calcita dentro de algunos granos de ortosa. La clorita aparece sólo muy ocasionalmente. La calcedonia se presenta rellorando cavidades en los fósiles y algunos de ellos están total o parcialmente silicificados. Aparecen algunos fragmentos de rocas carbonatadas, en especial calizas organógenas, lo que demuestra la redeposición.

Coordenadas: x- 656,55 y- 190,5 z- 470

Localidad: Quijada

Formación: Majimiana

a) Descripción macroscópica.-

Caliza conglomerática de color blanco, con tintes pardo rojizos y clastos de caliza de hasta 1 cm de longitud, cementados por una matriz calcárea rica en foraminíferos orbitoidales bien orientados. Textura masiva.

b) Descripción microscópica.-

Caliza organo-detritica con estructura del mismo nombre. Está formada por abundantes restos de organismos, distinguiéndose los foraminíferos orbitoidales y las algas mal conservadas. Algunos parcial y otros totalmente recristalizados.

Sólo se presentan fragmentos grandes de calizas donde la calcita está totalmente recristalizada. El cemento es pelitenórfico y recristalizado en algunos lugares. Se aprecian cristales de cuarzo en pequeña cantidad.

MUESTRA 123

Coordenadas: x- 656,75 y- 189,8 z- 450

Localidad: Limonar

Formación: Majimiana

a) Descripción macroscópica.-

Caliza organógena de color blanco fresca y gris oscuro alterada, con abundantes restos de foraminíferos orbitoidales bien conservados, de hasta 3 cms. de longitud, bastante bien orientados. La textura es masiva.

b) Descripción microscópica.

La roca está formada, casi en su totalidad, por fragmentos de organismos mal conservados y parcialmente reorganizadas. El cemento en ocasiones es palitomorfo y a veces reorganizadas.

MUESTRA M-227

Coordenadas: X- 658,15 Y- 192,05 Z- 380

Localidad: La Punta

Formación: Najimiana

a) Descripción macroscópica.-

Caliza organógena con abundantes restos de foraminíferos bentónicos dispuestos indistintamente en todas direcciones, muchos curvados y doblados. Los restos llegan a alcanzar 1 cm. de largo. Aparecen algunos fragmentos de corales e inclusiones de arcilla. El color es blanco brillante con algunas vetas oscuras y amarillentas, en algunos casos llegan a crema. Muy duras. Textura masiva.

b) Descripción microscópica.

Caliza organo-detritica con matriz criptocristalina, contenida de minerales arcillosos. El cemento es basal y, ocasionalmente, de poro, compuesto, en casi su totalidad, por calcita. Aparecen numerosos restos, con orientación ocasional y frecuentemente recristalizados, de lepidocyalinas, fragmentos de algas, miliólidos, espinas de equinodermos y amphiostegias. Aparecen algunos fragmentos de calizas de grano fino, con cristales alotriomórficos. Sumamente escasos y diseminados se localizan pequeños cristales alotriomórficos de cuarzo.

Coordenadas: x- 658,4 y- 190,40 z- 400

Localidad: Limonar

Formación Majimiana

a) Descripción macroscópica.-

Caliza elástica con fragmentos cuyos tamaños oscilan entre uno y 3-4 mm. Matriz calcárea de grano medio a grueso. Bastante recristalizada. Aparecen algunos restos de foraminíferos bentónicos y otros fósiles. Color blanco brillante con algunas tonalidades marrón. No se observa estratificación, por lo que ésta puede ser masiva.

b) Descripción microscópica.-

Caliza organo-detritica muy recristalizada. La estructura es organo-detritica. Se observan numerosos fragmentos de calizas, compuestos por cristales allotriomórficos, angulosos a sub-redondeados, con bastantes restos de foraminíferos bentónicos, miliólidos y restos de algas, muchas veces fracturados y sin orientación aparente. Es rara la recristalización de los fósiles. Aparte de algunos pequeños cristales de magnetita, es nula la existencia de minerales accesorios. La matriz, a pesar de ser criptocristalina como en otras muestras, es de grano más grueso que las observadas en las calizas organo-detriticas.

BIBLIOGRAFIA

- 1.- Academias de Ciencias de Cuba y la URSS. Atlas Nacional de Cuba. Editora No. 2 de la URSS/ 1970.
- 2.- Adamovich y Chejovich. Principales Características de la geología y de los minerales útiles de la región nordeste de la provincia de Oriente. Revista Tecnológica. Vol. 2 No. 1. pp.14/1964.
- 3.- Badgley Peter C. Structural methods for the exploration geologist. Harper's geoscience series. Harper & Brother Publishers. New York. USA/1969.
- 4.- Belousov B. Structural Geology. Mir Publishers. Moscow/ 1968.
- 5.- Bennett H.H. and Allison R.V. Los suelos de Cuba y Algunos nuevos suelos de Cuba. Ediciones Revolucionarias. La Habana/1966.
- 6.- Bermúdez, P. Las formaciones geológicas de Cuba. Ministerio de Industrias. ICRM. La Habana/1963.
- 7.- Brunas Randonr. Petrografía. Ediciones Revolucionarias. La Habana/1968.
- 8.- Calvache A. Bosquejo histórico del conocimiento de la Geología de Cuba. Academia de Ciencias. Dpto. de Geología. La Habana/1965.
- 9.- Cobiella, J. Estratigrafía de Sabanilla. Universidad de Oriente./1973. (Inédito).
- 10.- Cobiella, J, Campos, M, Quintas, F, y Fernández M. Geología de la parte central y sureste de la provincia de Guantánamo. Instituto Superior Minero Metalúrgico. Moa/1977 (Inédito).
- 11.- Cobiella J. Los macizos serpentiniticos de Sabanilla, Mayarí Arriba, Oriente. Revista Tecnológica. Vol.12. No. 4. pp. 41-50/1974.
- 12.- Cobiella, J. Sierra de Cristal. Universidad de Oriente. /1975 (Inédito).
- 13.- Comisión Americana de Nomenclatura Estratigráfica. Código de Nomenclatura Estratigráfica. México D. F. /1970.
- 14.- Dana Hurlbut. Manual de Mineralogía. Segunda Edición. Editorial Reverté, S. A. Barcelona/ 1960.
- 15.- Darton, N. H. Geology of the Guantanan Basin. Washington Acad. Sc. Jour. V. 16. No. 12. pp. 324-333./ 1926.
- 16.- Díaz, A. y Muñoz N. Geología de Mayarí Arriba, Oriente, Cuba. Univ. de Oto. Tesis de Grado./1974. (Inédito).
- 17.- Dunbar, C. y Rodgers, J. Principles of Stratigraphy. John Wiley & sons INC. New York, London. 356/ p. XII, 123 figs. y 19 tablas./1957.
- 18.- Furrazola, G., Bermúdez, P. y otros. Geología de Cuba. Ministerio de Industrias. ICRM. 239 pp. y folio. La Habana /1964.
- 19.- Hayes, C. W., Vaughan, T.W. and Spencer, A. C. Report on a

- 20.- Heinrich, E. W. M. Petrografía microscópica. Ediciones Omega S. A. Segunda Edición. Barcelona/1972.
- 21.- Iturralde Vinent, M. Estratigrafía del Área Calabazas Achotal. La Minería en Cuba. Año 2. No. 4. pp. 9-23/1976.
- 22.- Iturralde Vinent, M. Geología del Cuadrante Calabazas Sur, Mayarí Arriba, Oriente. Tesis de Grado. Universidad de Oriente. Filial Minero Metalúrgica/1975 (inédito).
- 23.- Iturralde Vinent, M. Problemas en la aplicación de dos hipótesis tectónicas modernas a Cuba y la región del Caribe. Revista Tecnológica. Vol. 13 No. 1 pp. 46-63/1975.
- 24.- Iturralde Vinent, M. Reconocimiento preliminar del Macizo Cársico Bayate, Mayarí Arriba, provincia de Oriente, Cuba. Boletín del Grupo Espeleológico Martel de Cuba. No. 2/1976.
- 25.- Keijzer, F. G. Outline of the geology of the eastern part of the province of Oriente, Cuba. (E of 76 WL). With notes of the geology of other parts of the island. Holland/1945.
- 26.- Kerr, P.F. Mineralogía óptica. Ediciones del Castillo, S. A. Madrid/1972.
- 27.- Knipper, A. y Cabrera, R. Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio y eugeosinclinal y del cinturón hiperbasáltico de Cuba. Academia de Ciencias. Instituto de Geología. Contribución a la geología de Cuba. pp.15-78/1975.
- 28.- Kozary M.T. Geological reconnaissance of the Guantanamo Basin area (informe)/1955.
- 29.- Kuenen, Ph. H. Marine geology. John Wiley and sons. inc. New York. London/1963.
- 30.- Lahoe, F.H. Geología práctica. Ediciones Omega S.A. Barcelona, España/1962.
- 31.- Lewis-Straczek. Geology of south-central Oriente, Cuba. Geol. Survey Bull. 1975. D/1975.
- 32.- Núñez Jiménez, A, Panos, V. y Stelei, O. Cársicos de Cuba. Serie espeleológica y carsológica. No. 21. Academia de Ciencias de Cuba. 47 pp. 1968.
- 33.- Orozco Melgar, G. Estudio mineralógico y petrográfico de las rocas del Paleógeno de la parte sur de la Sierra de Cristal. Universidad de Oriente. Tesis de grado/1975 (inédito).
- 34.- Pérez Pacareu, L. Geología de Cuba. Para ingenieros geofísicos. Departamento de Geología. Escuela de Ingeniería Geofísica. Universidad de La Habana/1975.
- 35.- Pettijohn, F.J. Sedimentary rocks. Primera Edición. Harper and Row. New York. 526 pp./1949.
- 36.- Pirsson, L. V. Rocks and Rock Minerals. John Wiley & Sons Inc. New York. London/1961.

- 37.- Segura Soto, R. Introducción a la Petrografía. Ediciones ESMO. Bilbao. España. 208 pp./1973.
- 38.- Simons, F.S. and Straszek, J.A. Geology of the manganese deposits of Cuba. Geol. Surv. Bull. 1057/1958.
- 39.- Sitter de, L.U. Geología Estructural. Ediciones Omega S. A. Barcelona, España/1962.
- 40.- Skwaletski, E.M. • Iturraide Vinent, M. Estudio ingeniero-geológico del carso cubano. Serie espeleológica y carsológica. No. 31. Academia de Ciencias. La Habana/1971.
- 41.- Thornbury, W.D. Principles of geomorphology. John Wiley & Sons Inc. New York-London/1962.
- 42.- Tijomirov, I. Formaciones magmáticas de Cuba y algunas particularidades de su metalogenia. Revista Tecnológica. Vol. 5. No. 4. pp. 13-22/1967.
- 43.- Vera Sardiñas, O., Rodríguez Vega, A. y García Méndez, L.M. Datos preliminares sobre la estratigrafía y la tectónica del área entre Mayarí Arriba y Bayate. Universidad de Oriente. Filial Minero Metalúrgica. Trabajo de Investigación. Forum Científico/1976 (inédito).
- 44.- Woodring, W. P. and Daviess, S.N. Geology and manganese deposits of Guisa-Los Negros Area, Oriente province, Cuba. U.S. Geol. Surv. Bull. 935-G, 935-H. pp.357-386/1944.