

UNIVERSIDAD DE ORIENTE

Serie: TECNOLOGIA Y CIENCIAS

No. 1

**CONTRIBUCION A LA
GEOLOGIA DE LA
SIERRA DE NIPE**

Otakar Kumpera

ATMOSFERA Y TIERRA

**Santiago de Cuba
1968**

UNIVERSIDAD DE ORIENTE

CIENCIAS Y TECNOLOGÍA

CONTRIBUCION A LA
GEOLOGIA DE LA
SIERRA DE NIPE

Otakar Kumpera

IMPRENTA UNIVERSITARIA

Santiago de Cuba
1966

En el año 1966 la Escuela de Geología de la Universidad de Oriente, de Santiago de Cuba, cumplió varias tareas geológicas en la sierra de Nipe, tanto para los efectos de la enseñanza universitaria como para realizar una investigación geológica de dicha región. El mapa geológico que se hizo es el resultado del trabajo de dos etapas. En la primera etapa colaboraron en el levantamiento geológico los alumnos y profesores de la Escuela de Geología. En la segunda colaboraron en el trabajo en el campo los siguientes alumnos de dicha Escuela: Waldo Hamel Núñez, Orlando Rovira Pérez y Henrique de Carvalho Santos. En la petrografía colaboró el Doc. Dr. Antonín Waleczek. A todos estos compañeros el autor agradece su colaboración.

Otakar Kumpera

INTRODUCCION

La región estudiada está situada en la parte sur de la sierra de Nipe, o sea al sur de la loma de la Mensura. En esta dirección el mapa geológico realizado alcanza las orillas del río Jagua, en la dirección oeste llega hasta las tierras bajas de las cercanías de Miranda, y en la dirección sudeste alcanza el curso superior del río Naranjo.

Desde el punto de vista geográfico, la región incluye la parte sur de la sierra de Nipe y su borde sur formado por tierra cársica de pedernal. Desde el punto de vista geológico, esas dos partes principales son completamente diferentes.

La parte sur de la sierra de Nipe está constituida por una intrusión ultrabásica; la tierra cársica de pedernal está formada por la cubierta cenozoica de la intrusión.

Los estudios geológicos más viejos provienen principalmente de F. G. Keijzer (1945), quien hizo algunas observaciones fundamentales. El mapa geológico general de dicha zona proviene de G. E. Lewis y J. A. Straczek (1955). Los estudios bioestratigráficos provienen principalmente de J. F. Albear, cuyos resultados del análisis de los foraminíferos están incluidos en la obra de los autores anteriormente mencionados. El levantamiento geológico más reciente de nuestra región lo realizaron A. F. Adamovich, V. D. Chejovich, Y. D. Trubino, M. V. Shirokov y A. N. Pavlov (1963); y A. F. Adamovich y V. D. Chejovich (1964).

ESTRATIGRAFIA Y MAGMATISMO

Desde el punto de vista estratigráfico, la parte sur de la sierra de Nipe se divide en tres partes petrográficamente muy diferentes, las cuales están limitadas por discordancias más o menos bien marcadas. La parte inferior está formada por rocas intrusivas predominantemente ultrabásicas de la intrusión de la sierra de Nipe. La parte media está representada por el miembro conglomerático La Picota.

La parte superior de la columna estratigráfica está constituida por los conjuntos sedimentarios predominantemente calcáreos, facialmen-

te complejos de las formaciones Santa Rita, El Cobre y Charco Redondo.

El miembro conglomerático La Picota, la formación Santa Rita y la formación Charco Redondo tienen distinto desarrollo en los diferentes bloques tectónicos debido a los movimientos tectónicos verticales, diferentes en sentido e intensidad, que ocurrieron durante la sedimentación de las capas cenozoicas, así como después de ésta.

CUERPO INTRUSIVO DE LA SIERRA DE NIPE

Las rocas intrusivas forman la parte norte de la región estudiada, o sea la parte central de la sierra de Nipe. Estas rocas tienen una composición ultrabásica, con algunos cuerpos de rocas básicas. Con respecto a la composición petrográfica de las rocas ultrabásicas, observamos una interesante zonalidad. En las partes morfológicamente más altas de la intrusión, predominan peridotitas (harzburgitas y lherzolitas) siempre más o menos serpentinizadas. Bajando el flanco sur de la sierra de Nipe, observamos desde ciertos niveles la disminución gradual de la cantidad de piroxenos hasta que en las partes más bajas predominan dunitas. La altura del límite entre las peridotitas y las dunitas varía en los diferentes bloques tectónicos. En el bloque de Piloto del Medio se encuentra entre los 400 y 500 m. En el bloque tectónico de La Caridad se halla a una altura de aproximadamente 300 m. En el bloque de La Estrella es todavía más bajo. Las rocas duníticas presentan casi siempre concentraciones de granos de cromita o granos dispersos. También las dunitas están casi siempre serpentinizadas.

Las rocas básicas están formadas principalmente por gabros cristalinos finos, y las encontramos principalmente en diques que intruyen las rocas ultrabásicas. Estos diques tienen dos direcciones principales. Mientras en los diques de la dirección NE-SO la potencia alcanza varias decenas de metros, los de la dirección perpendicular a la anterior tienen una potencia de sólo varios metros como máximo. En estos diques el gabro está a veces uralitizado.

Veremos después que los cantos del miembro conglomerático La Picota están constituidos predominantemente por gabros, y que los cantos de peridotitas o dunitas están presentes en muy poca cantidad. Este fenómeno no se puede explicar sólo por la mayor resistencia del gabro con respecto a las peridotitas. El miembro conglomerá-

tico La Picota tiene una extensión muy grande y su potencia alcanza 200 m. La enorme cantidad de gabro necesaria para la formación del conglomerado no puede provenir sólo de los diques de gabro, que son bastante raros. El predominio de los cantos de gabro en este conglomerado indica la presencia de masas de gabro en la parte superior del macizo antes de la sedimentación del conglomerado. Podemos imaginarnos, pues, que el flanco sur de la intrusión de la sierra de Nipe fue originalmente una parte de un cuerpo intrusivo formado por tres lechos de diferente composición petrográfica: en la parte inferior un lecho dunítico, en la parte media uno peridotítico y en la parte superior uno gabroide. Este lecho gabroide, por ser el superior, fue denudado primero, o sea, antes y durante la sedimentación del conglomerado.

La edad precisa del cuerpo intrusivo de sierra de Nipe no se puede determinar exactamente. Las rocas sedimentarias más viejas que cubren la intrusión son las del miembro conglomerático La Picota, cuya edad es, como veremos, Maestrichtiano (?) - Paleoceno. Debido a eso y a la estructura tectónica interna bastante simple de la parte sur de la intrusión, su edad es probablemente Cretácico superior. La actividad intrusiva más joven de las rocas ultrabásicas (la cual se menciona en la literatura) en las rocas cenozoicas en Cuba central, no tuvo lugar en la región estudiada.

MIEMBRO CONGLOMERATICO LA PICOTA

En la mayor parte de la región estudiada, la cubierta sedimentaria sobre el macizo comienza con la unidad estratigráfica predominantemente clástica gruesa que fue nombrada por G. E. Lewis y J. A. Straczek (1955) como miembro conglomerático La Picota.¹ La litología del conglomerado es bastante uniforme en todos los lugares donde aflora. Los cantos son principalmente de gabro. En la mayor parte del conglomerado, los cantos de peridotitas y dunitas se encuentran sólo raramente, pero hacia la parte superior aumenta la cantidad de estos cantos. Los cantos de gabro están la mayoría de

1. Hay que notar que el monte por el que fue nombrada esta unidad se llama La Picota. Por lo tanto el miembro se debe llamar La Picota y no Picote como lo denominan algunos autores.

las veces frescos, ocasionalmente alterados a hematita e incluso limonita. A veces las peridotitas y dunitas están serpentinizadas. El tamaño de los cantos varía desde varios milímetros hasta 40 cm y excepcionalmente más, hasta 1 m. También su elaboración varía mucho, pero predominan los cantos mal elaborados, subredondeados y hasta angulares.

Excepcionalmente se encuentran en los conglomerados cantos pequeños de calizas fangosas de color crema (como máximo 1% de los cantos). Su presencia es un testimonio de los restos de una cubierta sedimentaria sobre el macizo anterior a la sedimentación del conglomerado.

La matriz de los conglomerados es variable. En las partes inferiores predomina una matriz arenosa, poco calcárea; pero hacia las partes superiores aumenta la cantidad de matriz calcárea, de modo que en estas partes la matriz del conglomerado consiste prácticamente en arenisca calcárea de grano grueso o incluso de caliza arenosa. En algunos lugares de las partes más altas del conglomerado, podemos observar la matriz tobácea; y en otros lugares, como en Pinar Redondo y en Piloto Arriba, se ven incluso intercalaciones de tobas. En algunos lugares se trata de lechos poco potentes, de un espesor máximo de varios metros; sin embargo, en otros, como en Piloto Arriba, la potencia de los lechos tobáceos alcanza varias decenas de metros.

Estas tobas son arenosas o cineríticas, a veces bien estratificadas, de color violeta, de composición andesítica, o tobas verdes, más ácidas. En Piloto Arriba esos lechos de tobas incluso predominan sobre los del conglomerado con los cuales se alternan en capas de hasta 1 m de potencia. En esta secuencia tobáceo-conglomerática de Piloto Arriba, observamos también interestratificaciones de calizas litológicamente iguales a las sobreyacentes. Dicha secuencia tobáceo-conglomerática es prácticamente una transición gradual del miembro conglomerático La Picota a la formación Santa Rita.

Durante nuestras investigaciones no se encontró fauna útil para la determinación de la edad del conglomerado. G. E. Lewis y J. A. Straczek (1955) consideran la edad de este conglomerado un poco más joven que las capas fosilíferas de la formación Habana (?), o sea un poco más joven que Maestrichtiano, lo que concuerda con nuestras observaciones. Debido a la transición vertical gradual entre el conglomerado y la formación Santa Rita en algunos lugares de la zona estudiada, podemos suponer que la mayor parte del conglomerado pertenece al Paleoceno, porque ya las capas inferiores de la for-

mación Santa Rita contienen fauna del Paleoceno superior-Eoceno inferior.²

El conglomerado de La Picota no está distribuido uniformemente en todas las partes de nuestra región. La distribución más extensa la tiene en el bloque de La Picota, como podemos llamar al gran bloque tectónico que se extiende desde Piloto Arriba hacia el sur hasta La Picota, donde su potencia alcanza 200 m. Pero en el bloque de La Socarrona la potencia no es mayor de 40 m, y en el bloque de La Caridad su espesor alcanza como máximo 100 m. En el bloque de Piloto del Medio su presencia es muy limitada, de manera que la formación sobreyacente se depositó en la mayor parte de este bloque inmediatamente sobre el cuerpo intrusivo. Esta desigual distribución del conglomerado en los diferentes bloques, es resultado de los movimientos oscilatorios de diferente intensidad en los distintos bloques durante su sedimentación, o durante la sedimentación de las rocas paleógenas más jóvenes.

Debido a la superficie muy quebrada durante la transgresión del mar que depositó el conglomerado, la potencia de este miembro es bastante variable también dentro de cada bloque.

FORMACION SANTA RITA

Después de la sedimentación del miembro conglomerático La Picota, se depositaron rocas predominantemente calcáreas, las cuales fueron incluidas por G. E. Lewis y J. A. Straczek (1955) en la formación El Cobre. Sin embargo, el contenido litológico que presentan estas capas en la parte sur de la sierra de Nipe no encaja dentro del concepto de la formación El Cobre, la cual está definida como una formación predominantemente volcánica. Por eso, y por su indivi-

2. En este punto hay que hacer una nota sobre la terminología estratigráfica usada. G. E. Lewis y J. A. Straczek (op. cit.) han definido esta unidad estratigráfica como una parte de la formación Habana (?). Se debe acen-
tuar la necesidad de revisar el concepto de esta formación, la cual se con-
sidera por algunos autores como edad Maestrichtiano, mientras por otros
se amplía la edad hasta Eoceno inferior. El segundo concepto es, sin duda,
muy amplio e incluye probablemente varias formaciones. Probablemente
los futuros trabajos estratigráficos subdividirán estas series más detalla-
damente y delimitarán la definición de la formación Habana a las capas
más altas del Cretácico superior. En este caso podría individualizarse el
miembro conglomerático La Picota como una formación independiente.
Sus particularidades litológicas lo corroboran.

dualidad litológica y paleontológica, hay que separarlas como una unidad estratigráfica independiente. Para denominar estas capas se propone el nombre de formación Santa Rita, según la población Santa Rita en la parte sur de la sierra de Nipe, cerca de la cual afloran bien las rocas de la formación.

Como formación Santa Rita se puede designar la secuencia de calizas más o menos arenosas o areniscas calcáreas que constituye la facies lateral norte de la parte superior de la formación El Cobre. Esta formación se encuentra bien expuesta en el corte profundo del río Piloto entre Santa Rita y Piloto del Medio. El corte típico consiste en calizas detríticas u orbitoidales arenosas, hasta areniscas calcáreas de grano medio, de color crema, en la parte inferior bien estratificadas, en la parte superior en capas gruesas y hasta masivas. En algunos lugares, en las capas de caliza arenosa hay uno o dos lechos de calizas orbitoidales puras más o menos bien estratificadas. La potencia de cada una de estas intercalaciones varía desde varios metros hasta 20 m. En algunos lugares se pueden observar en las rocas de la formación cantos diseminados de las rocas ultrabásicas y de gabro. El tamaño de los cantos es variable y alcanza hasta 20-30 cm. Casi siempre está presente también en las calizas material tobáceo diseminado en muy poca cantidad.

Hacia el S y SO abundan también en la formación Santa Rita las intercalaciones de tobas. En la parte norte de la región estudiada las intercalaciones de tobas no están presentes, pero en el farallón del río Piloto, al sur de Piloto del Medio, se ven algunas de estas intercalaciones cuya potencia es de hasta casi 1 m. En las cercanías de Pinar Redondo la potencia de las tobas alcanza 30 m, y en la parte extrema sur de la zona estudiada las tobas ya predominan, de modo que la formación Santa Rita pasa facialmente a manera de dedos a la formación El Cobre.

Hacia el SO la formación Santa Rita cambia un poco su contenido litológico. Las calizas arenosas de grano medio que predominan en la mayor parte de la región estudiada, disminuyen su grano de manera que en la parte extrema SO, en La Estrella y en el bloque de La Socarrona, la formación está constituida principalmente por calizas cristalinas finas de color crema o gris, con material arenoso y tobáceo diseminado. También en esta facies de caliza cristalina fina se encuentran lechos con cantos diseminados que provienen del cuerpo intrusivo de la sierra de Nipe. Sin embargo, la cantidad de estos lechos y su potencia es mucho menor que en la parte central de la zona estudiada.

En la parte central de la región estudiada, en el bloque de Piloto del Medio, donde la formación Santa Rita descansa inmediatamente sobre las rocas intrusivas, la parte basal de ésta consiste en calizas cristalinas finas de color crema o rosado, litológicamente iguales a las de la facies SO. En este caso la parte basal de la formación es conglomerática y tiene en guijarros el material del cuerpo intrusivo, así como calizas fangosas blancas o de color crema.

El límite inferior de la formación Santa Rita se puede poner en las primeras capas calcáreas arenosas que comienzan bien sobre el conglomerado de La Picota, bien sobre el cuerpo intrusivo. El límite es discordante en el bloque de Piloto del Medio, donde la formación está depositada tanto sobre los restos del miembro conglomerático La Picota como sobre la intrusión. En otros bloques el límite inferior es concordante, y se puede observar la transición gradual entre el miembro conglomerático La Picota y la formación Santa Rita. En estos casos se puede ver que las capas más altas del conglomerado están formadas por conglomerado más fino, y que las primeras capas de la formación Santa Rita consisten en un conglomerado fino de cantos con matriz calcárea arenosa.

El límite superior de la formación Santa Rita se puede poner convencionalmente en la capa más alta que contiene todavía material arenoso. En algunas partes de la región estudiada la formación sobreyacente (la formación Charco Redondo) comienza con una secuencia de calizas masivas fangosas de color crema o blanco, con morfología cársica muy marcada. En estos casos, el límite superior de la formación Santa Rita está muy marcado también morfológicamente.

Localidad tipo: La localidad tipo está situada en un farallón en la pendiente sur del valle del río Piloto al sur de la población Santa Rita, en el municipio de San Luis, provincia de Oriente, desde la curva de nivel 380 m hasta la curva de nivel 480 m.

Contenido paleontológico y edad. La fauna de la formación Santa Rita consiste principalmente en foraminíferos bentónicos. En la parte inferior se encuentran *Paleonummulites bermudezi* (Palmer), *Discocyclusa mestieri* Vaughan, *Miscellanea antillea* (Hanzawa), *Athecocyclusa cookei* (Vaughan), *Borelloides cubensis* Cole y Bermúdez, *Dictyoconus* sp., *Proporocyclusa* sp. Según esa fauna se puede considerar que la parte inferior de la formación Santa Rita es edad Paleoceno superior y Eoceno inferior. En la parte superior de la formación se encuentra *Discocyclusa barkeri* Vaughan y Cole, *Cymbalopora cubensis* Keijzer, *Dictyoconus cookei* (Moberg), *Helicostegina* sp., *Operculinoides* sp., *Proporocyclusa* sp. Por la escasez

de los elementos paleocenos, la parte superior de la formación pertenece al Eoceno inferior.

Relaciones con las formaciones vecinas. La formación Santa Rita se distingue fácilmente del miembro subyacente La Picota por el predominio del material calcáreo en ella, y por el dominio total de las rocas elásticas de grano grueso en el conglomerado. La formación Santa Rita difiere de la formación sobreyacente Charco Redondo por la ausencia total de material elástico y tobáceo en la formación Charco Redondo. De la formación heterópica El Cobre se puede distinguir la formación descrita por la menor cantidad del material volcánico.

Convencionalmente, las capas del Paleoceno-Eoceno inferior con predominio de los lechos volcánicos se deben incluir en la formación El Cobre. La secuencia donde las calizas arenosas o cristalinas finas un poco arenosas predominan sobre las capas tobáceas pertenece a la formación Santa Rita.

La potencia de esta formación es mucho menor que la de la formación El Cobre. En la parte norte de la región estudiada alcanza 140 m; en la parte oeste, 200 m.

FORMACION EL COBRE

Hacia el sur y el sudoeste aumentan la frecuencia y la potencia de las intercalaciones de tobas en la formación Santa Rita. Ya en la parte extrema sudoeste de la región estudiada las tobas predominan y forman una secuencia potente que pertenece a la formación El Cobre. Se ve que la formación Santa Rita se cambia facial, lateral y bruscamente a manera de dedos a la formación El Cobre.

Esta formación aflora al norte del río Jagua y está formada por una secuencia de tobas lapilíticas y, en menor escala, tobas arenosas de color verde-gris o violeta, en capas gruesas o masivas. Su potencia incompleta es más de 80 m. Las tobas yacen directamente sobre el miembro conglomerático La Picota. Las rocas sobreyacentes no se conocen.

FORMACION CHARCO REDONDO

En la parte superior de la columna estratigráfica, en la región

estudiada se encuentran capas calcáreas puras que son prácticamente iguales, desde el punto de vista litológico, a la formación Charco Redondo, en el concepto de W. P. Woodring y S. N. Daviess (1944).³ En la región estudiada se puede dividir, desde el punto de vista litológico, en dos partes que deben ser individualizadas en dos miembros: miembro río Naranjo y miembro La Caridad.

MIEMBRO CALCAREO FANGOSO RIO NARANJO

Este miembro de la formación Charco Redondo está formado principalmente por calizas fangosas de color crema o blanco, duras, en capas gruesas o masivas. En la superficie se manifiesta por su morfología muy marcada en forma de farallones bruscos o incluso mogotes con fenómenos superficiales cársicos, como son "dientes de perro", etc. En algunos lugares de la región estudiada, la parte superior contiene un lecho potente de brechas calcáreas que consiste en fragmentos mal elaborados o angulares de caliza fangosa de hasta más de 20 cm de diámetro con matriz del mismo contenido, pero un poco margosa. La brecha está bien expuesta en los mogotes al este de La Caridad y tiene una potencia de hasta 60 m; pero en otros lugares se acuña, y en la mayor parte de la región falta completamente.

El miembro completo no está presente en toda la región estudiada. Falta completamente en el bloque de Piloto del Medio, que fue objeto de un levantamiento de larga duración. Por eso predominaba en él la sedimentación de poca profundidad, y el miembro calcáreo fangoso, que es un depósito de un mar de mayor profundidad, no podía depositarse en éste. En la región del bloque de Piloto del Medio este miembro está representado facialmente por la parte inferior del otro miembro de la formación Charco Redondo la cual, por lo tanto, en este bloque no se puede dividir en miembros.

El límite inferior del miembro comienza en la primera capa de caliza fangosa sobre la formación Santa Rita y es bastante brusco. Muchas veces este límite se ve morfológicamente.

El límite superior del miembro se puede situar en la última capa de caliza fangosa de la secuencia, donde éstas predominan sobre las

3. Se señala a veces en la literatura que la formación Charco Redondo es enteramente equivalente a la caliza Guaso definida por N. H. Darton (1926). Si los trabajos estratigráficos futuros comprobaran la igualdad litológica y bioestratigráfica de ambas unidades, se debe usar el nombre Guaso (probablemente formación Guaso) porque tiene prioridad.

capas de calizas orbitoidales del miembro La Caridad. El límite es gradual, y las calizas fangosas y orbitoidales se alternan cerca de él.

La localidad tipo del miembro se encuentra en el farallón del mogote a 1 km al este de La Caridad, 1 km al sur del río Naranjo en el camino de La Caridad y Zaguira.

El contenido paleontológico del miembro consiste principalmente en foraminíferos planetónicos. Los foraminíferos orbitoidales son pocos y no determinables. El miembro varía mucho en potencia. Falta completamente en el bloque de Piloto del Medio, y alcanza una potencia de 20-180 m en el bloque de La Caridad. En otras partes de la región estudiada se ve solamente su potencia incompleta, que alcanza 100 m al SO de Piloto Arriba. En el bloque de La Socarrona no aparece, pero no se sabe si esto se debe a que no hubo sedimentación original o si es el resultado de la denudación más tardía.

MIEMBRO CALCAREO FORAMINIFERO LA CARIDAD

La mayor parte de la secuencia estratigráfica de la formación Chareo Redondo en la región estudiada, está formada principalmente por calizas foraminíferas orbitoidales de color crema o blanco, a veces rosado pálido, en capas gruesas o masivas. La mayoría de estas calizas consiste en testas de foraminíferas orbitoidales y de algas. Las testas foraminíferas alcanzan desde 1 mm hasta 1 cm y excepcionalmente hasta 3 cm de diámetro. Generalmente se pueden distinguir dos tipos de calizas foraminíferas:

En un tipo se ven frecuentemente elementos macroscópicos blancos desde 2 mm hasta 2 cm de tamaño. En el microscopio se ve que pertenecen a algas. Ese tipo de caliza se puede designar como calizas foraminíferas con algas.

Otro tipo es la caliza foraminífera orbitoidal pura.

Algunas veces las calizas son algo margosas, y en algunas partes de la zona estudiada contienen intercalaciones lenticulares de margas de color gris-verde, de hasta 20 m de potencia. Cerca de la base del miembro, en la parte central de la región al sur de Santa Rita, se encuentran capas poco potentes con muchas conchas de braquiópodos.

El límite inferior del miembro es diferente en los distintos bloques. En el bloque de La Caridad, el miembro descansa sobre el miembro calcáreo fangoso de la misma formación. Como su límite inferior en este caso se puede designar el techo de la capa más alta de caliza fangosa. En otras partes de la región estudiada donde el miembro

representa toda la formación, su límite inferior se puede poner en el techo de la capa más elevada que contiene todavía material arenoso. Hay que notar que cerca del límite inferior en estos casos se encuentran las capas de calizas con braquiópodos mencionadas anteriormente.

El límite superior no se conoce, porque en nuestra región el miembro no está presente por completo.

Localidad tipo: Se puede situar en el corte del camino entre La Caridad y Zaguira. Comienza 2 km al este de La Caridad, y termina en la cruz de caminos situada 700 m al este de la cota 441 m.

El contenido paleontológico del miembro de La Caridad es muy abundante, principalmente con respecto a la fauna de foraminíferos orbitoidales. Entre ellos se pueden determinar las especies: *Fabiania cubensis* (Cushman y Bermúdez), *Discocyclina cubensis* (Cushman), *Discocyclina marginata* (Cushman), *Proporocyclina havanensis* (Cole y Bermúdez), *Proporocyclina teres* (Cole y Grawell), *Proporocyclina* sp., *Lepidocyclina* (*Pliolepidina*) *macdonaldi* Cushman, *Lepidocyclina* (*Pliolepidina*) *ariana* Cole y Ponton, *Lepidocyclina* (*Lepidocyclina* sp. Esta fauna demuestra la edad Eoceno medio de la parte estudiada del miembro calcáreo foraminífero La Caridad. Además, hay que mencionar la gran cantidad de algas y braquiópodos del grupo Terebratulácea que encontramos en el mismo.

Se conoce sólo la potencia incompleta de este miembro. En el bloque de La Caridad su potencia máxima es de más de 120 m. En el bloque de Piloto del Medio no alcanza más de 100 m. En el bloque de Pinar Redondo, después de una intensa denudación, el miembro está presente sólo en restos limitados.

TECTONICA DE LA PARTE SUR DE LA SIERRA DE NIPE

La región sur de la sierra de Nipe es una zona de plegamiento suave, pero de fallamiento bastante fuerte.

FORMA DE LA INTRUSION

El flanco sur del cuerpo intrusivo tiene una estructura interna bastante simple. Entre los planos estructurales predominan las grietas casi horizontales de rumbo NE-SO con buzamiento suave desde

5° hasta 20°, y excepcionalmente más. Estos planos, que están suavemente ondulados, podemos considerarlos como grietas L. La distancia entre ellas en su sistema varía desde varios centímetros hasta varios decímetros. El sistema de grietas L está acompañado por dos sistemas de grietas casi verticales. Uno de ellos tiene la misma dirección de los planos L y el buzamiento abrupto hacia el sur; el otro tiene el rumbo NO - SE. Las desviaciones de este plan estructural general se pueden observar principalmente en las cercanías de las fallas y en la parte baja del macizo en las rocas duníticas. En estas rocas muchas veces no se puede observar un agrietamiento regular; por el contrario, son comunes los fenómenos de deformación plástica como *boudinage*, etc. La causa principal de esa diferencia está probablemente en la plasticidad mucho mayor de las rocas duníticas comparándolas con las peridotitas.

Debido a la estructura interna generalmente simple de las rocas de la intrusión, podemos imaginarnos el flanco sur del cuerpo intrusivo de la sierra de Nipe como un cuerpo tabular suavemente ondulado y en general inclinado ligeramente hacia el NO. En algunos casos se puede observar una tendencia hacia el aumento del buzamiento de las grietas L bajando hacia las partes más bajas del flanco sur de la sierra de Nipe. Esto pudiera significar que el cuerpo intrusivo completo es un lacolito o incluso un ethmolito. Claro que esa hipótesis de trabajo necesita el estudio de la estructura interna también en el flanco norte de la sierra de Nipe.

El cuerpo intrusivo está dislocado por fallas de importancia grande que se describen posteriormente.

PLEGAMIENTO DE LA CUBIERTA SEDIMENTARIA

En la cubierta del macizo no se encuentran pliegues visibles. Todos sus miembros estratigráficos están plegados muy suavemente, formando ondulaciones de amplitud muy pequeña y de diámetro de curvatura muy grande. Las capas de la cubierta sedimentaria de la intrusión están ligeramente onduladas en diferentes direcciones, predominando los buzamientos desde 5° hasta 15°. Excepcionalmente las capas están más inclinadas, principalmente cerca de las fallas. Uno de los pocos pliegues regulares se ve al sur de Piloto Arriba, donde en los flancos de un sinclinal suave aflora el miembro conglo-

merático La Picota; y en el núcleo, la formación Santa Rita, y sobre ella el miembro calcáreo fangoso río Naranjo. Sin embargo, por su desarrollo suave los pliegues prácticamente no influyen en la distribución de las rocas de las diferentes unidades estratigráficas en la superficie. Este papel pertenece a las fallas.

FALLAS NORMALES

El fallamiento de toda la región estudiada es muy intenso. El papel importante de las fallas no se encuentra en los mapas más viejos de la sierra de Nipe, en los cuales no se considera el papel del fallamiento en la estructura de dicha zona y en su evolución geológica.

Entre las fallas predominan los sistemas de fallas en tres direcciones que concuerdan con las direcciones de los planos estructurales principales de la estructura interna del cuerpo intrusivo.

1. *Las fallas con la dirección NE - SO.* A las fallas más importantes de este sistema pertenece la falla de Santa Rosa, que se ve en el flanco sur del cuerpo intrusivo y se puede seguir a una distancia de más de 9 km. La falla está acompañada de fallas paralelas, ya sea en el cuerpo intrusivo o en la cubierta sedimentaria. Las fallas mencionadas posteriormente desplazan las rocas del Paleoceno y Eoceno en Piloto del Medio con un salto de más de 70 m. Otra falla muy importante de esta dirección es la zona de falla de río Piloto, la cual delimita la sierra de Nipe de la tierra cársica de pedernal. Esta zona se puede seguir prácticamente a lo largo de toda la región estudiada, comenzando al norte de Miranda, pasando por el alto de La Estrella y por el valle de río Piloto, y terminando al NE de La Caridad. La zona de falla de río Piloto está interrumpida y desplazada muchas veces por las fallas de otros sistemas. En Santa Rita, donde aflora la zona de falla, se ve en las rocas ultrabásicas una zona triturada y milonitizada de una potencia de más de 15 m. La magnitud del salto en la falla no es uniforme a todo lo largo de la zona, debido a los movimientos verticales de diferente intensidad y sentido de los bloques limitados por dicha falla y por las fallas de otros sistemas. Pero el tamaño del salto es bastante grande, como se ve por ejemplo en el alto de La Estrella, donde es de más de 100 m. Entre Pinalito y Abundancia se ve otra zona de falla importante que está muchas veces interrumpida y desplazada por las fallas de otras direcciones.

2. *Las fallas con dirección NO - SE.* A las fallas más importantes de esa dirección pertenece la falla periférica al SO de la si-

rra de Nipe, que limita ésta de los llanos de Miranda. Otra falla importante es la falla de Santa Rita, que cruza la zona de falla del río Piloto en dicho lugar. Además de otras fallas frecuentes, en la parte este de la región estudiada se encuentra la falla de La Caridad, por la cual corre el río Piloto al sur de La Caridad. La mayoría de las fallas de esta dirección comienzan en el cuerpo intrusivo y continúan en las rocas de su cubierta sedimentaria.

3. *Las fallas con dirección N - S.* Las fallas de esta dirección son prácticamente casos especiales de las mencionadas anteriormente, que se curvan frecuentemente hacia su dirección o se bifurcan muchas veces con ellas. Entre las fallas más importantes de este sistema se encuentra la falla de la zona de Pinalito, la cual delimita la cubierta del cuerpo intrusivo en la parte sudoeste de la sierra de Nipe. Otra falla importante es la falla del alto de La Estrella, en la cual las capas de la formación Santa Rita se ponen en contacto incluso con las rocas del macizo.

Las fallas son normales, y el buzamiento de la mayoría de ellas es abrupto. Las fallas de las tres direcciones principales descritas, junto con las fallas adicionales de menor importancia, forman una red densa de fallas que se produjo simultáneamente, o sea, que no se puede determinar cuáles son los sistemas más viejos y los más jóvenes. Las fallas de cada sistema están interrumpidas y desplazadas por las de los otros sistemas.

BLOQUES TECTONICOS

Las fallas delimitan los bloques tectónicos tanto en el cuerpo intrusivo como en su cubierta. La región estudiada es un mosaico variado de bloques tectónicos, los cuales son los elementos estructurales más importantes de toda la sierra de Nipe. Estos bloques tienen diferente tamaño e importancia en la geología de la zona. Los grandes bloques tienen una gran importancia no sólo para la distribución de las rocas de diferentes niveles estratigráficos en la superficie, sino que jugaron un papel importante también en el desarrollo facial y la potencia de las unidades estratigráficas, debido a sus movimientos verticales de diferente intensidad y sentido antes de y durante la sedimentación de las capas de la cubierta.

Se pueden distinguir los grandes bloques tectónicos siguientes:
Grupo de bloques centrales que se encuentran al norte de la fa-

lla de Santa Rosa y actualmente son los bloques más levantados de la sierra de Nipe.

El bloque de La Socarrona: se manifiesta por la potencia pequeña del miembro conglomerático La Picota y por la facies calcárea cristalina fina de la formación Santa Rita de gran potencia. La formación Charco Redondo está ausente.

El bloque de Pinar Redondo: aquí el miembro conglomerático La Picota tiene una extensión y espesor enormes, y contiene lechos de tobas. La formación Santa Rita está formada por calizas foraminíferas arenosas, prácticamente sin cantos de la intrusión diseminados en ellas. La formación Charco Redondo está representada principalmente por el miembro calcáreo fangoso río Naranjo, que está limitado a algunos bloques pequeños.

El bloque de La Estrella: se distingue por la pequeña potencia del miembro conglomerático La Picota. En la formación Santa Rita predominan calizas cristalinas finas con lechos de calizas que tienen cantos de la intrusión diseminados. Faltan las capas de las unidades más jóvenes.

El bloque de Piloto del Medio: se manifiesta por la extensión y potencia muy limitada del miembro conglomerático La Picota. La formación Santa Rita está depositada, la mayoría de las veces, inmediatamente sobre el cuerpo intrusivo. En estos casos comienza con calizas cristalinas finas con cantos del macizo. La parte superior de ella está formada por calizas orbitoidales arenosas o por areniscas calcáreas de grano fino. Son frecuentes los lechos de caliza con cantos de la intrusión dispersos. La formación Charco Redondo está representada solamente por el miembro calcáreo orbitoidal La Caridad. Falta el miembro calcáreo fangoso río Naranjo.

El bloque de La Caridad: difiere del bloque anterior por la mayor extensión del miembro conglomerático La Picota y por la presencia del miembro calcáreo fangoso río Naranjo.

EVOLUCION GEOLOGICA DE LA ZONA

HISTORIA ANTERIOR AL CRETACICO TARDIO

La evolución geológica de la zona se puede aclarar bien desde el final del Cretácico. Las rocas más viejas no fueron determinadas durante nuestras investigaciones, aunque A. F. Adamovich y col. (1963) mencionan las rocas metamórficas del Jurásico dentro del

macizo ultrabásico. Las investigaciones geofísicas (O. N. Soloviev y col., 1964) indican que antes de las intrusiones ultrabásicas la parte este de Oriente era una región de levantamientos de larga duración. Se puede suponer que las rocas ultrabásicas intrusionaron la mayoría de las veces en las rocas antiguas del piso estructural inferior representadas por el complejo basal. Sobre el complejo basal las rocas encajantes más jóvenes estaban bien completamente ausentes, o bien presentes en extensión y potencia muy limitadas.

CRETACICO TARDIO

Probablemente durante el Cretácico tardío tuvo lugar la intrusión de la sierra de Nipe. Su flanco sur tiene la forma de un cuerpo tabular, inclinado en general hacia el NO, diferenciado en tres lechos, o sea, de abajo hacia arriba: lecho dunítico, lecho peridotítico y lecho de gabro. La estructura interna del flanco sur de la intrusión señala la presencia de un ethmolito o lacolito, pero para determinar exactamente se necesitan estudios de la estructura interna en la parte norte de la intrusión. La serpentinización de las rocas ultrabásicas aligeró la intrusión, que por lo tanto subió intensamente. Durante el levantamiento intenso de la intrusión, fueron denudadas las rocas encajantes cretácicas o más viejas, y después quedaron sólo restos muy limitados. Simultáneamente, todavía al final del Cretácico, se originó el relieve montañoso de la intrusión. La formación de este relieve fue acompañada incluso de una denudación intensa de las partes más elevadas del cuerpo intrusivo.

El levantamiento postintrusivo fue acompañado de la formación de las fallas normales que dividieron el cuerpo intrusivo en bloques.

Hay que notar que la estructura interna del macizo intrusivo en la región estudiada es bastante simple, y en general concuerda con los rasgos principales de la estructura tectónica de la cubierta sedimentaria, o sea, que no hay disconformidad estructural marcada entre la intrusión y la cubierta. El flanco sur del cuerpo no fue deformado por los movimientos orogénicos del Cretácico superior.

MAESTRICHTIANO (?) - PALEOCENO

Después de una intensa denudación, comenzó en el Maestrichtiano (?) - Paleoceno la transgresión del mar sobre el macizo intrusivo. Como existía un relieve quebrado, se depositó el miembro conglomerático La Picota. El material de sus cantos es predominantemente gabro debido a la denudación inicial de las partes más altas

de la intrusión. El material del conglomerado es el resultado de la actividad erosiva del mar y también de la redeposición de los clastos que se originaron durante la denudación subaérea anterior y simultánea. El relieve de la zona durante la transgresión del mar era muy quebrado. Esto no sólo influyó en el carácter litológico del conglomerado, sino que también es la causa de grandes diferencias en el espesor del miembro.

Simultáneamente, la sedimentación del conglomerado era influida por los movimientos oscilatorios, de diferente intensidad y sentido, de los distintos bloques que se originaron por la partición del cuerpo durante su intenso ascenso inmediatamente después de la intrusión. Los bloques centrales de la intrusión nunca fueron cubiertos por el mar durante el Maestrichtiano (?) - Paleoceno, y sirvieron como fuente de suministros del material elástico grueso. Al contrario, todos los bloques del sur se hundieron relativamente con respecto a los bloques centrales y fueron transgredidos por el mar, siendo escenario de una sedimentación más o menos intensa. De los bloques del sur se hundió más profundamente el bloque de Pinar Redondo, en el cual se acumuló la mayor cantidad de conglomerados. La subsidencia de los bloques de La Socarrona y de La Estrella era pequeña, con una acumulación mínima de clastos gruesos. El bloque de Piloto del Medio se hundió un poco, y después se levantó sobre el nivel del mar y fue escenario de la denudación.

La sedimentación del conglomerado y los procesos de denudación simultánea nivelaron un poco el relieve de la zona.

Por lo tanto, en los lugares donde se puede observar la transición gradual entre el conglomerado y la formación Santa Rita, se ve que la parte más alta del conglomerado tiene cantos de grano más fino.

Durante la sedimentación de las partes superiores del miembro, comenzó la actividad volcánica al sur de la zona, se depositaron varias intercalaciones de tobas en los conglomerados, y se formó la matriz tobácea de los mismos.

PALEOCENO TARDIO - EOCENO TEMPRANO

Mientras en el comienzo del Paleoceno el mar nunca invadió grandes áreas de la sierra de Nipe y alcanzó sólo sus bordes, a fines del Paleoceno transgredió hacia el norte y cubrió casi todo el cuerpo intrusivo, con excepción de algunas elevaciones aisladas de pequeña extensión. El hundimiento de todos los bloques tectónicos, incluyen-

do los bloques centrales, causó un cambio brusco en la sedimentación. Se hundieron la mayoría de las fuentes de suministro de la época anterior, que fueron cubiertas por un mar de poca profundidad. Por lo tanto, comenzó a desarrollarse la sedimentación de las calizas de la formación Santa Rita. El hundimiento de los bloques no era uniforme en general. Probablemente los bloques periféricos estaban más hundidos (bloques de La Socarrona y de La Estrella), pues en ellos se depositaron calizas cristalinas finas que indican en estos casos una sedimentación en un mar de profundidad algo mayor. Por el contrario, el bloque de Piloto del Medio siguió levantándose relativamente lo mismo que en la época anterior. Algunas partes de este bloque se levantaron sobre el nivel del mar, y sirvieron como una de las fuentes de suministro para la sedimentación del material arenoso mezclado con material calcáreo en las calizas arenosas o areniscas calcáreas. El levantamiento relativo de este bloque se refleja también en el aporte al mar de los cantos de las rocas intrusivas que provenían de los restos del conglomerado subyacente que no habían sido denudados durante la época anterior. Los cantos se depositaron muy cerca de la costa, dispersándose en las calizas en el mismo bloque tectónico de Piloto del Medio. Un proceso parecido, pero de intensidad mucho menor, causó la deposición de los cantos dispersos de rocas intrusivas en las calizas cerca del bloque de La Estrella.

En algunos bloques tectónicos la sedimentación continuó desde la época anterior sin interrupción, y los sedimentos de la formación Santa Rita se depositaron concordantemente sobre el miembro conglomerático La Picota. La concordancia se puede observar muy bien en el bloque de Pinar Redondo. Al contrario, en el bloque de Piloto del Medio su tendencia a levantarse causó la deposición discordante de la formación Santa Rita, tanto sobre la intrusión como sobre los restos del conglomerado.

Durante el Eoceno temprano, culminó la actividad volcánica en la zona volcánica de la Sierra Maestra y en la zona del Cauto. En el flanco sur de la sierra de Nipe se refleja este fenómeno por la sedimentación de material tobáceo de composición andesítica disperso en las calizas arenosas, y por la aparición de intercalaciones de tobas en dicha formación. El material tobáceo aumenta rápidamente su cantidad hacia el sur y sudoeste en el sentido de los centros volcánicos, de manera que en la parte extrema sur de la región estudiada encontramos una potente secuencia de tobas de la formación El Cobre. También el grano de las tobas aumenta rápidamente hacia el sur, desde tobas cineríticas hasta tobas lapilíticas. Desde este punto

de vista, se puede designar el flanco sur de la sierra de Nipe como una región periférica de dicha zona volcánica.

EOCENO MEDIO

En el Eoceno medio continuaba la sedimentación marina en toda la región estudiada, y el régimen marino se hizo todavía más expresivo. Se hundieron bajo el nivel del mar las partes más altas de algunos bloques que habían estado emergidos durante el Paleoceno tardío-Eoceno temprano. En estas condiciones, en toda la región estudiada se depositaban las calizas puras, sin mezcla de material clástico. Hay que suponer que también la mayoría de los bloques centrales de la sierra de Nipe, o incluso toda la sierra, se encontraba bajo el nivel del mar. Lo mismo que en las épocas anteriores, en la sedimentación tenían un papel importante los movimientos verticales de diferente intensidad y sentido de los distintos bloques tectónicos. En el comienzo de la época, la mayoría de los bloques se hundieron mucho y predominaba la sedimentación de mayor profundidad. Resultado de ello son las capas del miembro calcáreo fangoso río Naranjo. Por el contrario, el bloque Piloto del Medio siguió levantándose relativamente. Vemos que este bloque es un elemento positivo durante toda la historia paleógena de la región. Durante todo el Eoceno medio predominaban las condiciones de poca profundidad y se desarrollaban enormes poblaciones de foraminíferos orbitoidales, que al acumularse dieron lugar a la formación del miembro calcáreo orbitoidal río Naranjo. El nivel de los diferentes bloques se igualó después, de manera que también en otros bloques la sedimentación de gran profundidad fue reemplazada por la sedimentación de calizas orbitoidales de poca profundidad. Por eso la parte superior de la formación Charco Redondo está representada casi exclusivamente por las calizas orbitoidales del miembro La Caridad. En estos bloques del sur, en los cuales actualmente faltan las capas del Eoceno medio, su escasez es debida a la denudación posterior.

En algunos bloques las calizas de la parte superior del miembro La Caridad son algo margosas o incluso contienen lechos de margas. Este fenómeno demuestra que el levantamiento de algunos bloques causó la emersión de sus partes más altas, aisladas, sobre el nivel del mar. Sin embargo, el relieve de estas fuentes de suministro estaba ya bastante peniplanizado.

En las capas del Eoceno medio ya no se ven las huellas de la actividad volcánica.

CONCLUSIONES PARA LA GEOLOGIA REGIONAL

Conclusiones interesantes para la geología regional se pueden hacer comparando la potencia total de las capas del Maestrichtiano (?) - Paleoceno y Paleoceno superior - Eoceno inferior de esta zona con la potencia completa de la formación El Cobre de la misma edad de la Sierra Maestra. Mientras el espesor total de las capas mencionadas anteriormente es más o menos 300 m, el espesor total de la formación El Cobre en la Sierra Maestra se supone sea hasta 6,000 m (G. E. Lewis y J. A. Straczek, *op. cit.*), y esta evaluación no se puede considerar como exagerada. Teniendo en cuenta la distancia pequeña entre la zona periférica y los centros volcánicos, se ve una gran diferencia en la subsidencia de ambas regiones. Mientras la zona de las intrusiones ultrabásicas subía relativamente y se encontraba muy cerca del nivel del mar o incluso sobre él, la zona volcánica era una faja profunda de dirección OSE - ENE de intensa subsidencia. En esta subsidencia colosal tenían un papel importantísimo las grandes fallas, principalmente con la dirección de la faja volcánica. Las fallas principales de nuestra región descritas anteriormente pertenecen sin duda a esta fallas de importancia regional. De esta forma podemos imaginarnos que la región estudiada fue durante el Paleoceno - Eoceno temprano la zona periférica de una fosa profunda de subsidencia intensa, limitada por una zona de grandes fallas y hundida a lo largo de estas fallas, la cual se rellenaba rápidamente por copiosas acumulaciones de rocas volcánicas. En el norte esta zona periférica estaba en contacto con los bloques aligerados del macizo intrusivo de la sierra de Nipe, que subieron relativamente y causaron la sedimentación de calizas de poca potencia en un mar somero.

Comparando las facies del Eoceno medio de nuestra región con la formación Charco Redondo del flanco norte de la Sierra Maestra, vemos que en el Eoceno medio ya eran semejantes las condiciones de sedimentación en toda la extensa región de la parte sur de Oriente. Las enormes acumulaciones de rocas volcánicas en la fosa de Oriente sur en el Eoceno temprano, combinadas con el levantamiento tectónico de los bloques centrales de dicha fosa, dieron lugar al equilibrio tectónico entre los bloques tectónicos de la sierra de Nipe y las masas volcánicas en la fosa. Como resultado de ese equilibrio tectónico, hubo una sedimentación del Eoceno medio en un mar de poca profundidad que era bastante semejante en toda la parte sur de Oriente.

Las capas del Eoceno medio yacen concordantemente sobre las capas del Eoceno inferior. En la región estudiada no tuvo lugar la fuerte orogenia cubana que se menciona en otras partes de Cuba. Desde el punto de vista de la intensidad del plegamiento en las capas del Eoceno medio y más viejas, la región periférica de la zona del Cauto difiere de la parte sur representada por la zona de la Sierra Maestra. Mientras en la zona de la Sierra Maestra las rocas del Paleoceno - Eoceno medio están plegadas más intensamente, formando estructuras tectónicas de tipo medio, el plegamiento en la zona periférica es muy suave y las estructuras tectónicas dominantes son las de tipo germánico. Esto concuerda con todos los procesos geológicos ocurridos durante el Paleógeno: la zona norte, con los cuerpos intrusivos ultrabásicos y básicos, era una zona estable con predominio de los movimientos verticales positivos. La zona de la Sierra Maestra era escenario de una subsidencia intensa durante el Paleoceno y Eoceno inferior, y era un elemento más móvil de la corteza terrestre.

Vemos de lo que se ha dicho anteriormente que la génesis de los fenómenos tectónicos dominantes, o sea de las fallas y de los bloques, ha sido un proceso de larga duración. En lo que se refiere a la edad del plegamiento, se puede notar que también la formación de los pliegues tenga probablemente una historia de larga duración, y que las ondulaciones de las capas se originaron ya durante la sedimentación del Paleoceno y Eoceno inferior y medio. Comparando la región estudiada con la parte sur de la zona del Cauto, se puede suponer que las deformaciones de las capas para formar pliegues comenzaron a manifestarse más intensamente en el límite entre el Eoceno medio y el Eoceno superior. En este tiempo comenzaron también las deformaciones más intensas y el levantamiento final de la Sierra Maestra, como se ve en el cambio litológico brusco entre la formación Charco Redondo y la formación San Luis, y en los sedimentos diastroficos de esta última formación en el flanco norte de la Sierra Maestra.

De lo mencionado anteriormente, se ve una expresiva polaridad entre la región de la sierra de Nipe y las zonas del sur de Oriente en la historia geológica desde el Cretácico tardío hasta el Eoceno temprano. Algunos autores (J. B. Solsona y C. M. Judoley, 1964, G. Furrázola-Bermúdez y col., 1964) también señalan la diferencia entre ambas regiones, incluyendo la zona de las intrusiones ultrabásicas en la unidad intrageosinclinal del Cauto. Realmente, durante el tiempo que va desde el Cretácico tardío hasta el Eoceno temprano, dichas regiones tuvieron una evolución contrastante: la sierra de Nipe era

un elemento de levantamiento relativo, de poca subsidencia y, usando la terminología geotectónica, tenía el papel de un geoanticlinal. La parte sur de Oriente se hundió mucho desde el Cretácico tardío hasta el Eoceno temprano, y era prácticamente una zona intrageo-sinclinal con una acumulación enorme de rocas volcánicas. Se ve que la terminología empleada en estos casos por dichos autores no es correcta y es mejor no usarla.

J. M. Pucharovski y otr. (1967) incluyen el cuerpo intrusivo de la sierra de Nipe en la estructura tectónica que llaman anticlinorio de Mayarí-Baracoa. Hemos visto que los fenómenos dominantes de nuestra región, debido no sólo a la estructura actual, sino también al tectonismo, son las grandes fallas normales de diferentes direcciones y los bloques limitados por ellas. También en el flanco norte de la sierra de Nipe (A. F. Adamovich y D. L. Chejovich, 1964) el papel más importante pertenece a las fallas. La estructura general de la región, pues, es un *horst* complejo que podemos denominar *horst* de sierra de Nipe. La estructura de anticlinorio muy suave que se ve en diferentes flancos de la sierra de Nipe, de capas que buzan hacia sus bordes, es una estructura secundaria cuyo origen está relacionado con los movimientos de los diferentes bloques, y con la inclinación hacia el exterior de las partes centrales de dicho *horst* complejo.

El plegamiento suave y el fallamiento intenso de las rocas del Cretácico superior - Eoceno medio, nos permiten designar la zona levantada como una región en el límite entre dos bloques tectónicos de diferente historia tectónica: el bloque de Oriente norte y el bloque de Oriente sur. El bloque de Oriente norte era bastante móvil en el Cretácico temprano y se hizo más estable en el Cretácico tardío. Su consolidación tectónica relativa terminó con las intrusiones de las rocas predominantemente ultrabásicas durante el Cretácico tardío. Al consolidarse el bloque norte de Oriente, comenzó a movilizarse y hundirse el bloque de Oriente sur, que fue escenario de actividad volcánica e intensa sedimentación hasta el Eoceno inferior. En el Eoceno medio los levantamientos intensos de este bloque equilibraron el régimen tectónico en ambos bloques. Después se inició el levantamiento intenso de la mayor parte de Oriente, y comenzaron a formarse las montañas más bien de tipo de *horst* que del tipo de montañas de zonas plegadas. Entre estas elevaciones morfológicas se hundieron sólo depresiones limitadas, probablemente de tipo graben.

BIBLIOGRAFIA

ADAMOVICH, A. F.; CHEJOVICH, V. D.; TRUBINO, D. I. y otros. Estructura geológica y minerales útiles de los macizos montañosos de la sierra de Nipe y de la sierra de Cristal (en ruso). Habana, Ministerio de Industrias, ICRM, 1963.

ADAMOVICH, A. & CHEJOVICH, V. Principales características de la geología y de los minerales útiles de la región nordeste de la provincia de Oriente. Revista Tecnológica, Habana 2(1). 1964.

DARTON, N. H. Geology of Guantanamo Basin, Cuba. Jour. Washington Acad. Sci., Washington, D. C. Vol. 16. 1926.

FURRAZOLA, G.; JUDOLEY, C. M.; MIJAILOVSKAYA, M. S. y otros. Geología de Cuba. Habana, 1964.

KEIJZER, F. G. Outline of the geology of the Oriente Province, Cuba, with notes on the geology of other parts of the Island. Geogr. Geol. Mededeel (Utrecht). 1945 (Phys. Geol. Reeks, ser. 2, no. 6).

LEWIS, G. E. & STRACZEK, J. A. Geology of South-central Oriente, Cuba. U. S. Geol. Surv. Bull. Washington, D. C. 975-D. 1955.

PUCHAROVSKI, J. M.; KNIPPER, A. L. & PUIG-RIFA, M. Mapa tectónico de Cuba 1: 1 250 000. Geología y yacimientos minerales de Cuba (en ruso). Academia de Ciencias, Moscú. 1967.

SOLOVIEV, O. N.; SKIDAN, S. A.; SKIDAN, K. I. y otros. Comentarios sobre el mapa gravimétrico de la Isla de Cuba. Revista Tecnológica, Habana 2(2). 1964.

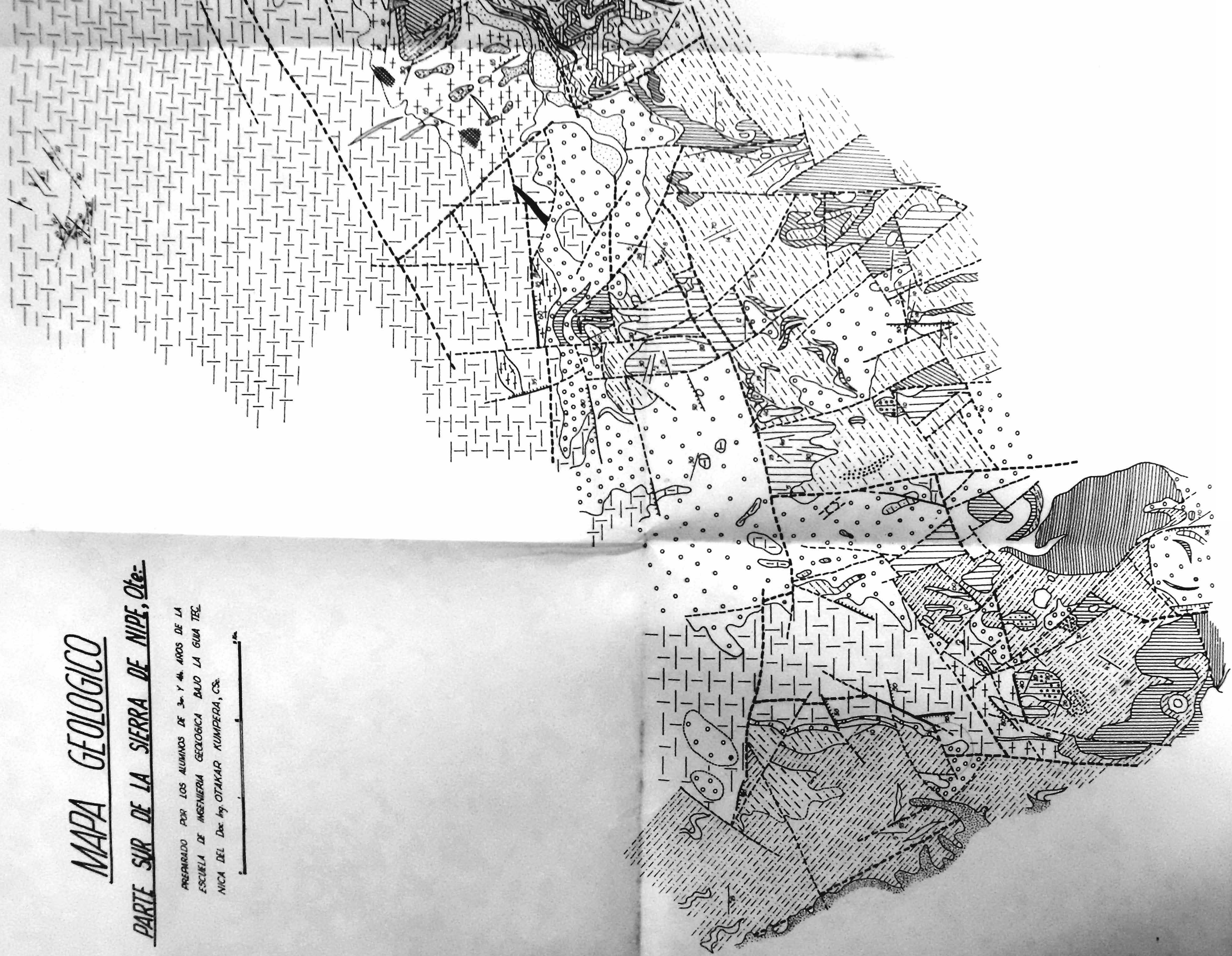
SOLSONA, J. B. & JUDOLEY, C. M. Esquema tectónico e historia de la evolución de la Isla de Cuba. Revista Tecnológica, Habana 2(1). 1964.

WOODRING, W. P. & DAVIESS, S. N. Geology and manganese deposits of Guisa — Los Negros area. Oriente Province, Cuba. U. S. Geol. Surv. Bull. Washington, D. C. 935-H. 1964.

MAPA GEOLOGICO

PARTE SUR DE LA SIERRA DE NIPE, Ote:-

PREPARADO POR LOS ALUMNOS DE 3^{er} Y 4^{to} AÑOS DE LA
ESCUELA DE INGENIERIA GEOLOGICA BAJO LA GUIA DEL
NICA DEL Doc. Ing. OTAKAR KUMPERA, CSc.





LEYENDA

MACIZO INTRUSIVO

- PERIDOTITA
- DUNITA
- GABRO
- MANIFESTACIONES DE CROMITA

MIEMBRO CONGLOMERATICO LA PICOTA

- CONGLOMERADOS GRUESOS
- INTERCALACIONES DE TOBA CENERITICA
- INTERCALACIONES DE CALIZA

FORMACION SANTA RITA

- CALIZAS ORBITOIDALES ARENOSAS Y ARENISCAS CALCAREA DE COLOR CREMA.
- CALIZAS CRISTALINAS FINAS ARENOSAS DE COLOR GRIS Y BLANCO
- INTERCALACIONES DE CALIZAS ORBITOIDALES PURAS
- INTERCALACIONES DE TOBA CENERITICA
- CANTOS DE ROCAS IGNEAS
- FORMACION EL COBRE
- TOBA LAPILICA

FORMACION CHARCO REDONDO

- CALIZA FANGOSA
- BRECHA CALCAREA

MIEMBRO LA CARIDAD

- CALIZA ORBITOIDAL CON ALGAS
- CALIZA ORBITOIDAL SIN ALGAS

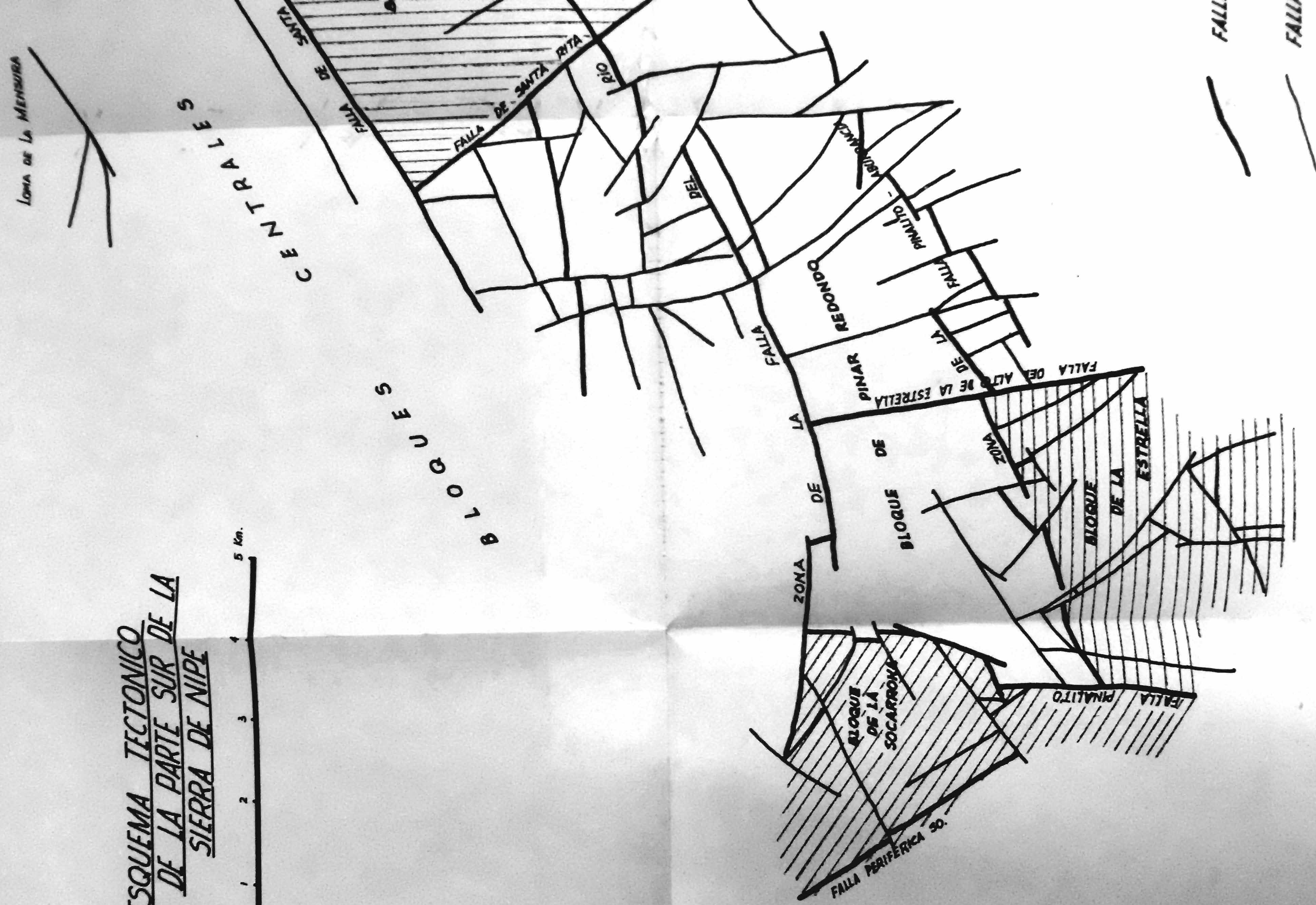
- GRAVAS EN TERRAZAS FLUVIALES
- ALUVIO
- ARCILLA ELUVIAL

PLANOS DE ORIENTACION PRIMARIA (1)

RUMBO Y BUZAMIENTO

- FALLAS MEDIDAS Y SUPUESTAS DE IMPORTANCIA LOCAL
- FALLAS MEDIDAS Y SUPUESTAS DE IMPORTANCIA REGIONAL

ESQUEMA TECTONICO
DE LA PARTE SUR DE LA
SIERRA DE NIPE



Loma de la Mensura

TRALES

FALLA DE SANTA ROSA

BLOQUE DE

PILOTO

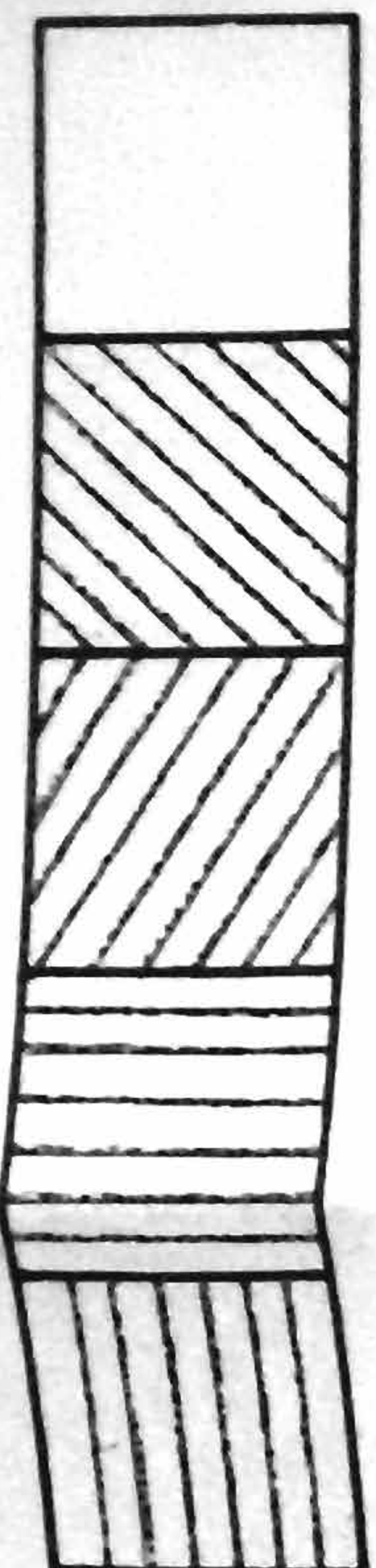
PILOTO DEL MEDIO

FALLA DE LA CARIDAD

BLOQUE DE LA CARIDAD

FALLA DE SANTA RITA

RIO



FALLAS NORMALES DE IMPORTANCIA REGIONAL.

FALLAS NORMALES DE MENOR IMPORTANCIA.