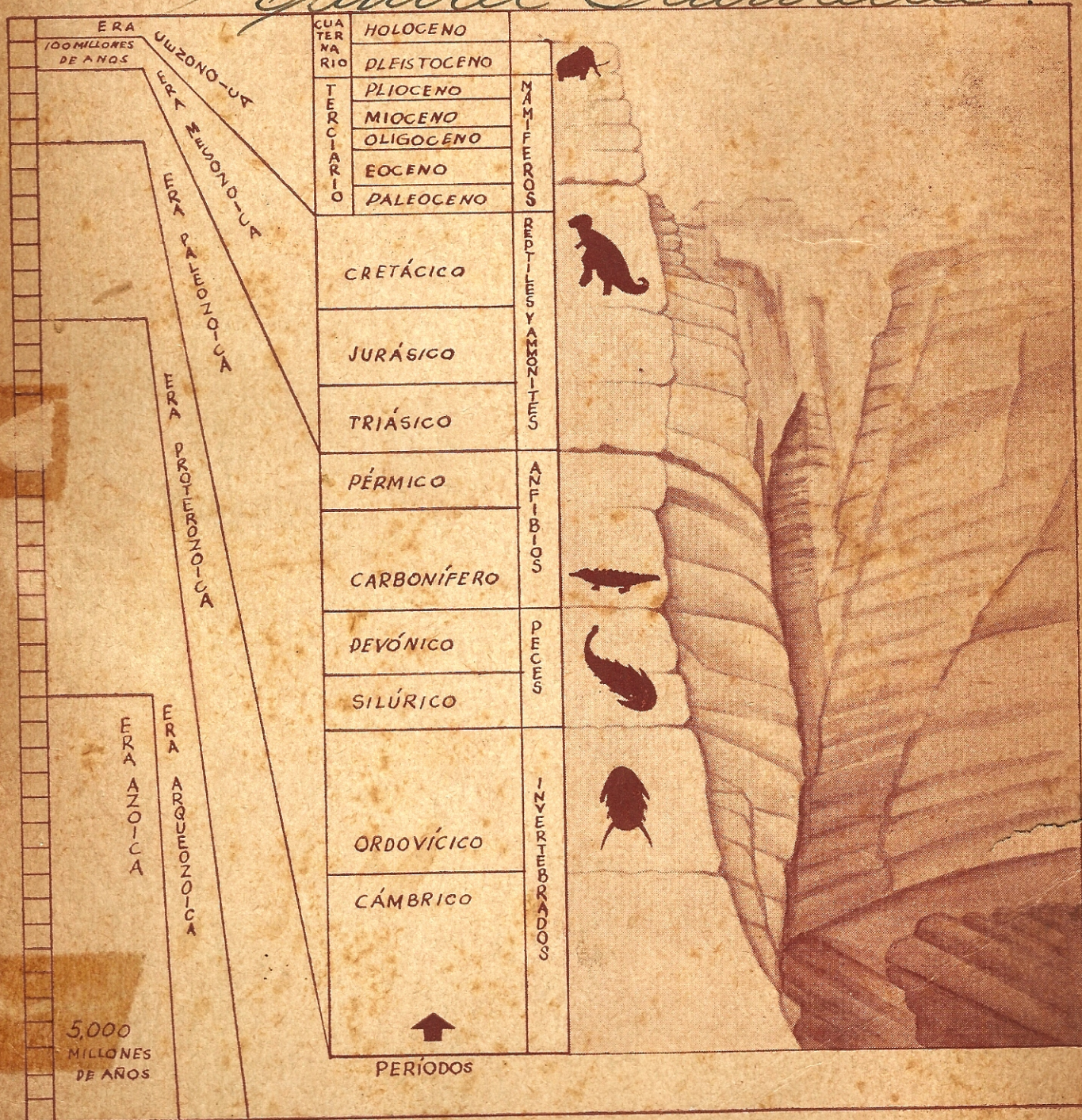


REVISTA DE

GEOLOGIA

Manuel Terralde



REVISTA DE
GEOLOGIA

ACADEMIA DE CIENCIAS DE CUBA

AÑO I No. 1

CONSEJO DE DIRECCION

DR. ANTONIO NUÑEZ JIMENEZ, PRESIDENTE
ACADEMIA DE CIENCIAS DE CUBA

ING. JESUS FRANCISCO DE ALBEAR, DIRECTOR
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

MIEMBROS:

LIC. ANDRES LINCHENAT
INSTITUTO CUBANO DE RECURSOS MINERALES

ING. JOSE RAMON LUEGE
INSTITUTO NACIONAL DE RECURSOS HIDRAULICOS

LIC. FRANCISCO FORMELL
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

DR. PEDRO CAÑAS ABRIL
INSTITUTO DE GEOGRAFIA

ING. GERMAN PLANAS
INSTITUTO DE SUELOS

Co. OTTO HERNANDEZ
DEPARTAMENTO DE GEOFISICA

I N D I C E

| | |
|---|-----|
| Notas preliminares acerca del carso en peridotita, Sierra de Moa, Oriente, Cuba. Por Antonio Núñez Jiménez, Igor Z. Korin, Vladimir I. Finko, Francisco Formell Cortina | 5 |
| Sobre la edad de la corteza de intemperismo y las lateritas de Cuba. Por V. I. Finko, I. Z. Korin, F. Formell Cortina | 29 |
| La mineralogía de la corteza de intemperismo de las rocas ultrabásicas de la costa norte de la provincia de Oriente, Nicaro, Moa. Por Vladimir Kudelasek, Irena Marxova, Vitezslav Zamarsky | 49 |
| Breve informe sobre la metalogenia de los yacimientos hidrotermales de cobre en Cuba. Por N. P. Laverov, R. Cabrera, A. Calvache | 77 |
| Estructura geológica y algunas cuestiones relativas a la génesis del yacimiento "El Cobre" (Oriente). Por N. P. Laverov, R. Cabrera | 87 |
| Algunas peculiaridades de la Geología de los alrededores del yacimiento "El Cobre" relacionadas con su génesis. Por N. Laverov, R. Cabrera | 104 |
| Protrusiones de las serpentinitas en el noroeste de Oriente. Por A. L. Knipper y M. Puig | 122 |
| Estructura tectónica de las montañas de la Sierra de los Organos en la zona del pueblo de Viñales y situación en ella de los cuerpos de serpentinitas. Por A. L. Knipper, Y. M. Puscharovski, M. Puig | 138 |
| Estructura geológica y algunas cuestiones sobre la génesis del yacimiento de cobre "Matahambre" (provincia de Pinar del Río). Por N. P. Laverov, J. Burian, R. Cabrera, S. Konecny | 147 |

Algunas peculiaridades de la geología
de los alrededores del yacimiento
“El Cobre” relacionadas con su génesis

N. LAVEROV

R. CABRERA

ALGUNAS PECULIARIDADES DE LA GEOLOGIA DE LOS ALREDEDORES DEL YACIMIENTO "EL COBRE" RELACIONADAS CON SU GENESIS

RESUMEN

En este artículo se exponen los datos sobre la estructura geológica de la parte sur de la provincia de Oriente, aledaños al yacimiento "El Cobre".

Por los autores se ha establecido que los llamados "efusivos del cretácico inferior" (?) y las rocas vulcanógeno-sedimentarias caracterizadas por la fauna del paleoceno (?) -eoceno, en esta área forman un corte ininterrumpido que pertenece a una misma serie. Conforme a esto, se han hecho conjeturas sobre la posibilidad de la edad más joven de las rocas que anteriormente habían sido consideradas como cretácico inferior. (2, 8)

Se han descrito relaciones de edad del macizo diorítico de la Sierra Maestra con los sedimentos paleocenos (?) -eocénicos de la formación Cobre, hemos llegado a la conclusión de que la consolidación de este macizo no fue en el cretácico superior, como ahora se admite, sino posteriormente: en el eoceno.

Se ha descrito una serie complicada de rocas ácidas subvulcanógenas y se ha propuesto un nuevo esquema del desarrollo de los fenómenos magmáticos en el sur de Oriente; se ha distinguido en calidad de independiente el grupo final de pequeños intrusivos y diques, que son los más cercanos por su edad a la mineralización. Se ha establecido que los yacimientos hidrotermales de cobre y estas intrusiones, están estrechamente vinculadas en el espacio y están localizados en la zona de transición que separa el anticlinorium Sierra Maestra del Sinclorium Este cubano. (11) Se señala, que su situación está controlada por una serie de fallas de larga vida, concentrada en una faja movедiza.

Esta deducción se recomienda utilizarla como criterio en los trabajos de prospección.

En el artículo se argumenta la edad eocénica superior de la mineralización en "El Cobre" y se citan datos concretos sobre la profundidad de su formación (1000-1500 m).

INTRODUCCION

Las investigaciones geológicas conjuntas realizadas por colaboradores de la Academia de Ciencias de la URSS y la Academia de Ciencias de Cuba, cuyos resultados son expuestos en este artículo, fueron orientados hacia la resolución de cuestiones genéticas de la formación de los yacimientos hidrotermales de cobre de la región "El Cobre".

Estas investigaciones fueron realizadas en la primera mitad del año 1965.

De acuerdo con el programa de trabajo, ante los autores aparecieron las siguientes tareas fundamentales:

- I. Establecimiento de la historia del desarrollo de los procesos magmáticos de la región y determinación del lugar de la mineralización hidrotermal de cobre en este proceso.
- II. Esclarecimiento de las condiciones de localización de los cuerpos magmáticos y de los yacimientos hidrotermales de "El Cobre" en relación con los principales elementos tectónicos del sur de Oriente.
- III. Determinación de la edad y la profundidad de formación de los yacimientos de "El Cobre" por métodos geológicos.

Se propuso, además de la realización de marchas-rutas a través de la Sierra Maestra y el levantamiento geológico de algunas partes determinadas, realizar investigaciones petrográficas de las diferentes rocas magmáticas de esta región y determinar su edad absoluta por el método de potasio y argón.

Para estas investigaciones se ha recogido el material correspondiente; esperamos terminar el trabajo trazado en el año 1966 y publicar los resultados obtenidos.

La geología del sur de Oriente y, particularmente, las pendientes del norte de la Sierra Maestra, se han estudiado poco.

En los trabajos geológicos que se poseen actualmente (2, 3, 4, 6, 8) se citan informaciones contradictorias sobre la edad de los sedimentos vulcanógenos, componentes de la parte inferior del corte y también sobre sus relaciones de edad con las enormes intrusiones de dioritas y plagiogranitos. Conforme a esto, no existe una opinión única sobre las formas de vinculación de los yacimientos hidrotermales con los cuerpos magmáticos. (1)

En este trabajo se aportan nuevos datos que conciernen a la estratigrafía y las relaciones de edad de las rocas vulcanógenas con las "intrusiones batolíticas" de la Sierra Maestra. Basado en estos datos se ha analizado la evolución de los fenómenos magmáticos en esta región, y se han hecho conclusiones sobre el tiempo de aparición de los procesos de la formación del mineral y también de la profundidad a la cual se verificó la formación del yacimiento "El Cobre".

Esperamos que los resultados obtenidos y las consideraciones expuestas, representen interés para los geólogos que estudian los yacimientos minerales, y que ayuden en el futuro en la orientación para realizar búsquedas de nuevos yacimientos de cobre en la región de "El Cobre" y en la parte sur de Oriente.

Los autores consignan su profundo agradecimiento al Dr. Antonio Núñez Jiménez, el cual nos prestó una gran ayuda y demostró un interés permanente durante el desarrollo de las investigaciones y de la preparación de este artículo.

SITUACION GEOLOGICA DE LA REGION INVESTIGADA Y DEL YACIMIENTO "EL COBRE"

Sobre la base de la regionalización tectónica propuesta por Y. M. Puscharovski y otros,⁽¹⁾ la región investigada abarca parte del anticlinorium Sierra Maestra y la parte sur del sinclinorium Este cubano. Las rocas de esta región forman la capa superior del piso estructural geosinclinal y representan una serie complicada vulcanógena-sedimentaria del paleoceno(?)-eoceno, que está atravesada por numerosos intrusivos y diques de rocas básicas, intermedias y ácidas.

La parte central del anticlinorium, está compuesta por enormes intrusiones semejantes a las batolíticas de dioritas-plagiogranitos, cuyos contactos están inclinados hacia el norte. La parte sur del anticlinorium, actualmente está cubierto por las aguas del Mar Caribe.

El sinclinorium Este cubano, tiene una estructura asimétrica. La zona sur periférica de este sinclinorium, abarcada en parte por nuestras investigaciones, está compuesta por rocas vulcanógeno-sedimentarias de las formaciones Cobre y San Luis, las cuales tienen su espesor máximo localizado en el sur de la zona periférica del sinclinorium. Según avanzamos hacia el norte, ocurre una sustitución gradual de rocas vulcanógenas por sedimentarias y desaparecen los extrusivos y las cúpulas. Esto ha sido ya indicado correctamente por G. E. Lewis y J. Straczek.⁽⁴⁾

Para el análisis de las condiciones de localización del yacimiento hidrotermal El Cobre, tiene sentido distinguir en calidad de elemento tectónico independiente, la zona de transición entre el anticlinorium Sierra Maestra y el sinclinorium Este cubano.

A diferencia de los enormes elementos tectónicos anteriormente indicados en el sur de Oriente, para esta zona es muy característico una gran movilidad en la etapa final del desarrollo del geosinclinal. Aquí se aprecia un plegamiento más intensivo de las rocas, se muestran flexuras lineales y numerosas fallas. Aquí mismo resultaron concentrados la inmensa mayoría de los cuerpos subvolcánicos de intrusiones, pequeños diques de diferentes rocas y también se encuentran localizados los yacimientos hidrotermales de El Cobre y otras manifestaciones minerales (fig. 1). Tal situación de la mineralización hidrotermal en la zona movable, lo más probable es que esté vinculada al desarrollo de fallas enormes de larga duración, las cuales sirvieron como conducto hacia la superficie, no sólo a las fusiones magmáticas, sino también a las soluciones hidrotermales, que sirvieron como fuentes de los elementos minerales.

ESTRATIGRAFIA DE LA REGION

En relación con el esclarecimiento de la historia de los fenómenos magmáticos, los autores prestaron particular atención al estudio de las relaciones estructurales y de edad entre las rocas vulcanógenas, que aparecen en los mapas geológicos modernos de Cuba⁽²⁾ como cretácico inferior(?) y los sedimentos vulcanógenos de la formación Cobre, caracterizados por la fauna como paleoceno(?)-eocénica.^(2, 4, 6 y otros)

Los límites entre estos sedimentos fueron observados por nosotros en el área abarcada por el esquema adjunto a este artículo y reflejado en los perfiles básicos (Figs. 1, 2).^{*} En la elaboración de algunos de estos perfiles, además de las observaciones de los autores, fueron utilizados datos de G. Lewis y J. Straczek, particularmente en la parte norte de la región.

Como resultado de los trabajos de campo realizados, y también del estudio de las aero-fotos y de los materiales geológicos de archivos, los autores llegaron a la conclusión de que entre las rocas vulcanógeno-sedimentarias de este área, actualmente es conveniente distinguir solamente las rocas de la formación Cobre (Cr₂-Pg), de la formación San Luis (Pg) y las sedi-

^{*} Entiéndase por figuras 1 y 2, las Ap. Figs. 1-2-D del Atlas adjunto.

mentaciones del neogeno y del cuaternario. Se establece definitivamente que las sedimentaciones vulcanógenas incluidas en el cretácico inferior(?), forman un corte continuo con las rocas de la formación Cobre, pertenecen a una serie única y que son más jóvenes que lo admitido.

FORMACION COBRE

La rocas vulcanógeno-sedimentarias, incluidas en la formación Cobre, forman la mayor parte del área abarcada en el esquema geológico adjunto a este artículo. La litología de estos sedimentos, ha sido descrita por G. Lewis y J. Straczek,⁽⁴⁾ Y. Bogdanov⁽¹⁾ y otros investigadores,^(5, 6, 7) principalmente en los alrededores del yacimiento "El Cobre" y hacia el norte de él, o sea, hacia la parte superior del corte de la formación. Como se puede ver en los perfiles (fig. 2), el espesor total de todos los sedimentos de la formación Cobre en esta región, excede a 4770 m. La mayor cantidad de restos de fauna fue recogida en la parte superior del corte, la cual data con bastante seguridad del paleoceno(?) y eoceno medio.⁽⁴⁾ En la parte inferior del corte de esta formación (calizas Cuabitas) se encuentran formas transitorias del cretácico superior al paleoceno. Actualmente no existe ningún dato faunístico sobre la edad cretácica inferior de los efusivos "subyacentes". Por eso la opinión de los autores es que las conjeturas acerca del tiempo de formación de esta parte del corte, pueden fundamentarse únicamente en sus relaciones estructurales con los sedimentos de la formación Cobre, caracterizadas por la fauna.

En la composición de las rocas vulcanógeno-sedimentarias, se encuentran rocas piroclásticas, sedimentarias y mantos de lava que cambian su composición desde dacita hasta basaltos.

Estas rocas nosotros las reunimos en cuatro subformaciones que se diferencian por edad, composición y por condiciones de formación. Aunque entre las subformaciones no se aprecia discordancia angular, sus límites están completamente definidos. En cada una de las subformaciones citadas, la parte inferior del corte está formada por estratos vulcanógeno-sedimentarios, que tienen huellas claras y manifiesta de que los clastos han sido lavados; en estos estratos se distinguen areniscas, alebrolitas tufitas y calizas. Más arriba por el corte frecuentemente se distribuye sedimentación piroclástica y lavas. En la separación de la formación Cobre, se ha tenido en cuenta que la acumulación del material fino tufítico-sedimentario coincidió en tiempo

con el amortiguamiento de los fenómenos vulcanógenos y la acumulación de los piroclásticos gruesos y lavas con su activización. De este modo, las subformaciones distinguidas, reflejan en cierto grado las principales etapas de la historia de los fenómenos vulcanógenos en el sur de Oriente.

La composición de las rocas en las subformaciones se diferencia algo. También se observan cambios de facies en cada una de las subformaciones citadas, tanto por el corte como por la dirección.

PRIMERA SUBFORMACION:

Subformación Seco (nombrada así por la localidad de Río Seco).

Está formada en la parte inferior del corte, por rocas vulcanógeno-sedimentarias, las cuales están distribuidas en las cuencas de los ríos Seco, Congo, Paradas y Caimanes, en la orilla derecha de la bahía de Santiago. Estas rocas anteriormente fueron incluidas en el cretácico inferior en base de la comparación hecha con los efusivos de la formación Habana, distribuidos en la parte norte de Cuba. En el proceso de las investigaciones de campo, se estableció que los sedimentos incluidos en la subformación Seco tienen una dirección noroeste (40°-70°) y la mayor parte está inclinada hacia el noroeste (10°-70°). Ellos forman un corte continuo con los sedimentos suprayacentes, y se diferencian muy poco de ellos por sus particularidades litológicas. En la parte inferior del corte, no lejos de Marverde, se pueden ver bien las tobas de rocas ácidas argilitizadas de color gris claro, las cuales se alternan en el corte con estratos de tufitas, areniscas tobáceas, tobas andesíticas y aglomerados. Más arriba por el corte, en el valle del arroyo Congo, hacia el norte, los autores observaron mantos de andesitas, dacitas y diabasas, las cuales junto con las tobas y los aglomerados, forman la parte media del perfil de la subformación Seco. En la cuenca del río Paradas, en la pendiente del camino, se pueden ver bien las capas de estratificación cruzada de areniscas tobáceas, tobas de ceniza argilitizadas, tobas andesíticas y dacíticas y aglomerados que cubren a los mantos de lavas. Estas rocas también tienen dirección noroeste 60° y buzan hacia el noroeste con ángulos de 60-70°. En estos estratos se encuentran sillares de basaltos no alterados. En la continuación de estos estratos en dirección noroeste fuera de los límites del esquema adjunto al artículo, han sido mapeados horizontes de calizas y de brechas calcáreas Cuabitas, en las cuales se ha encontrado una fauna numerosa que muestra la edad cretácico supe-

rior(?) paleoceno, que es uno de los factores principales que indica la edad más joven de las rocas de la subformación Seco, que lo admitido antes.^(2, 8) Más arriba por el corte el horizonte de las rocas estratificadas se cambia por mantos de lavas de diabasas amigdaloides, que se alternan con aglomerados y tobas de rocas básicas. Para todo el corte de la subformación Seco, se verifica una alternación rítmica de fragmentos finos de tobas estratificadas y tufitas con mantos complicados de rocas básicas e intermedias.

El límite inferior de la subformación Seco, no quedó claro, ya que en la parte sureste de la región investigada, las rocas que lo forman están cubiertas por sedimentos del neógeno. Su espesor visible comprende 1500-2500 m.

SEGUNDA SUBFORMACION:

Subformación Ermitaño (nombrada así por su localidad Arroyo Ermitaño).

Las rocas vulcanógeno-sedimentarias de esta subformación, yacen concordantes con los estratos de la subformación Seco. Esto se puede ver bien en la cuenca del río Paradas y al nordeste de la misma. En la base del corte de esta subformación, se distinguen con claridad las rocas tobáceo-sedimentarias estratificadas con capas intermedias de calizas y aglomerados. En el valle del Ermitaño fue encontrada por G. Lewis y J. Stracek⁽⁴⁾ y después por Y. Bogdanov y otros⁽¹⁾ fauna del paleoceno(?) eoceno. Como esta fauna fue recogida en los horizontes inferiores de la subformación Ermitaño, se considera que la edad de la subformación en su totalidad no es anterior a paleoceno.

Los perfiles de la subformación Ermitaño no se caracterizan por su regularidad. Para ella es muy característico la variedad facial de los estratos en distintas regiones, el estrechamiento de algunos horizontes en cortas distancias y los remplazos mutuos de ellos en la misma dirección. En la parte noroeste de la región investigada por la línea del perfil A - A¹ (fig. 2), el espesor de los sedimentos de esta subformación comprende 400-500 m. Ellos principalmente están representados por pequeños fragmentos aglomerados y por tobas andesíticas y basálticas, que contienen numerosos estratos delgados de tufitas y de arenisca tobácea. En estas rocas se manifiesta bien la estratificación. Las facies de fragmentos gruesos, juegan un rol subordinado. Los mantos de lavas de diabasas, se encuentran raramente y tienen poco espesor. Más al oeste, el espesor (por la línea del perfil B - B¹) de la subformación Ermitaño crece hasta 600 m. En ella aumenta la

cantidad de aglomerados y aparecen estratos delgados de lava de diabasas y sillares basálticos. En los estratos tobáceo-sedimentarios predominan las facies más gruesas.

En el meridiano del yacimiento "El Cobre" (perfil C - C¹) el espesor total de los sedimentos es de cerca de 1000 m. La composición de las rocas y su rasgo facial cambia esencialmente. Aquí en la parte inferior del perfil, predominan aglomerados macizos de fragmentos gruesos y tobas andesíticas, que se encuentran atravesados por numerosos sillares basálticos.

En el valle del río Ermitaño en estos sedimentos yacen aglomerados con fragmentos pequeños, estratos de tobas y tufitas y areniscas con estratificación cruzada, en los cuales también se encuentran mantos delgados de lavas y andesitas y diabasas. En la parte superior de la subformación Ermitaño en la región del yacimiento "El Cobre", además de los aglomerados y tobas de rocas intermedias y básicas, aparecen mantos macizos de ignimbritas, de composición dacítica, que contienen cuerpos de rocas ácidas en forma de sillares. Para todo el corte en el meridiano El Cobre, es muy característico el aumento de los fragmentos gruesos en los aglomerados; el surgimiento en la parte superior del corte de facies ignimbriticas de rocas más ácidas, y también numerosos mantos de lavas y sillares.

Más al suroeste del yacimiento "El Cobre", el estrato inferior de la subformación Ermitaño se encuentra atravesado por dioritas de la Sierra Maestra, y aún aquí su espesor conservado asciende a 1200 m. Una característica de esta área es el aumento del papel que juegan las rocas ácidas en el corte, las cuales forman no sólo los estratos superiores, sino que también están ampliamente desarrolladas en los estratos inferiores (fig. 2). Algunas de ellas sin duda están relacionadas con los intrusivos subvulcanógenos y son más jóvenes que la subformación Ermitaño; los mantos de ignimbritas probablemente pertenecen a esta subformación.

TERCERA SUBFORMACION:

Subformación Sierra de Boniato (nombrada por la Sierra de Boniato).

Está formada por rocas vulcanógeno-sedimentarias en las cuales predominan tobas estratificadas de granos finos, se encuentran areniscas, tufitas y calizas, prácticamente no existen mantos de lavas. Los cuerpos basálticos que se presentan en esta subformación, frecuentemente forman sillares que coinciden con las estructuras de cúpulas.

Las rocas de esta subformación yacen más horizontalmente que las capas subyacentes (10° - 30°) pero sin una clara discordancia angular. La disminución del ángulo de buzamiento de los estratos ocurre gradualmente, y las estructuras de plegamiento, aunque repiten las formas características de las capas subyacentes, tienen en los flancos ángulos menos acentuados. Durante el mapeo nos pareció ver alguna discordancia. En el área El Cobre, los estratos de Sierra de Boniato se extienden en diferentes horizontes sobre la subformación Ermitaño, lo que puede explicarse tanto por el estrechamiento y acuñamiento facial de los estratos subyacentes como por la erosión de los mismos. En base de los datos que se poseen, la primera variante de explicación parece más probable.

En las calizas de la parte inferior del corte de la subformación Sierra de Boniato, G. Lewis y J. Straczek⁽⁴⁾ y otros investigadores^(5, 6 y otros) reunieron incontables ejemplares de fauna de foraminíferos, corales y otros que testifican en una forma definida la edad eocénica inferior media de estos sedimentos.

Como se puede ver en el perfil (fig. 2), el espesor de la subformación Sierra Boniato también aumenta regularmente de este a oeste (de 600-750 hasta 1500 m), pero los cambios faciales de los sedimentos de esta subformación, no se ven tan claramente como en los estratos Ermitaño. Estos cambios se manifiestan en disminución del material de clastos gruesos entre los aglomerados en dirección oeste, conjuntamente con el aumento del rol de las calizas y de las tufitas finamente estratificadas. El espesor total de la parte inferior del perfil de esta subformación que contiene sedimentaciones calizas, claramente aumenta de este a oeste.

CUARTA SUBFORMACION:

Subformación Charco Redondo.

Distinguida por vez primera por Woodring y Daviess⁽¹³⁾ y descritas detalladamente en trabajos de muchos investigadores.^(4, 5 y otros)

Está formada por margas, calizas y tobas finamente estratificadas, las cuales en todos los lugares yacen sólo sobre las rocas de la subformación Sierra de Boniato y con poco declive (5° - 20°) se inclinan hacia el norte. El espesor de los estratos de Charco Redondo es insignificante (comprende 10-30 m), pero están distribuidos por toda la zona. Estos estratos están formados por material calizo de clastos finos, cuya sedimentación ocurrió en una superficie aplanada cuando los fenómenos vulcanógenos casi habían cesado. La edad de

los estratos se establece según los restos de fauna como del eoceno medio.^(7, 6, 5, 4)

En tales circunstancias las rocas vulcanógeno-sedimentarias de la formación Cobre, se formaron en un largo período de tiempo, comenzando desde el cretácico superior(?) y como mínimo hasta el eoceno medio inclusive. El análisis facial de estos sedimentos, demuestra que los centros vulcanógenos de este tiempo estaban fundamentalmente localizados en la zona de transición entre el anticlinorium Sierra Maestra y el sinclinorium Este cubano, al suroeste del yacimiento "El Cobre".

FORMACION SAN LUIS

Se distingue por primera vez independientemente por Stephen Taber.⁽⁶⁾ Está formada por finos estratos de calizas, margas, areniscas con cemento carbonatado y también de conglomerado Camarones. Las rocas de la formación San Luis, yacen por toda la zona sobre las capas Charco Redondo y en algunos lugares llenan pequeños bolsones y cuencas, cortando los límites de algunos estratos.

Los sedimentos San Luis en todos los lugares de la región investigada, están inclinados hacia el norte con ángulos de 5° - 20° y forman la parte superior de la serie geosinclinal única, que comienza en los estratos inferiores de la formación Cobre. La edad de las calizas San Luis, está determinada por incontables restos de fauna como del eoceno medio-superior.^(5, 4 y otros)

En las rocas de esta formación no existen estratos vulcanógenos, pero están atravesadas por diques aislados de basaltos, que atestiguan la continuación de la actividad magmática en el período de acumulación de los sedimentos de la formación San Luis. Esta formación constituye las capas superiores del piso estructural geosinclinal,⁽¹¹⁾ que se formó en las condiciones de peniplano poco definido, cuando cesaron los fenómenos vulcanógenos superficiales y la elevación paleocénico-eocénica media de la Sierra Maestra prácticamente fue erosionada. La superficie en la cual se verificó la acumulación de rocas de la formación San Luis, se dibuja en los perfiles como una planicie débilmente inclinada hacia el norte. En esto se establece una disminución gradual del espesor de los sedimentos en dirección sur, la cual a juzgar por la distribución, lleva al estrechamiento de los mismos en la región de la cuesta norte de la Sierra Maestra. Estas conclusiones tienen una significación importante para la definición de la pro-

fundidad a la cual se verificó la formación del yacimiento "El Cobre".

Las sedimentaciones oligocénicas se encuentran más al norte del límite del esquema adjunto al artículo. Ellos en esta región constituyen el flanco sur de la depresión y yacen con discordancia angular sobre rocas más viejas. Estas rocas pertenecen a la serie de sedimentaciones de semi-plataforma que forman un nuevo piso estructural post-geosinclinal.

SEDIMENTOS NEOGENOS

Se mapean cerca de la costa en el sur de la región investigada. Ellos yacen en la superficie profundamente erosionada de dioritas y plagiogranitos del macizo Sierra Maestra y de los efusivos de la formación Cobre.

Están representados por calizas organógenas, las cuales tienen poca inclinación hacia el mar Caribe ($3-10^\circ$). Estas rocas no presentan ninguna huella de actividad magmática o hidrotermal. En la región del río Nimanima estos sedimentos recubren la mineralización de venillas y de incrustaciones de cuarzo y pirita y contienen en los estratos basales pequeños fragmentos descompuestos de minerales metálicos.

SEDIMENTOS CUATERNARIOS

Están ampliamente distribuidos en el área investigada y representados fundamentalmente por aluvión y deluvión. En el esquema estructural adjunto a este artículo, estos sedimentos no aparecen.

PLEGAMIENTOS Y FALLAS

Aquí brevemente se contemplan solamente los plegamientos y fallas formados en las sedimentaciones y los intrusivos paleoceno-eocénicos, y no en los más jóvenes ya que, precisamente ellos determinan la distribución en el espacio de la mineralización hidrotermal.

Actualmente los plegamientos y las fallas en el sur de Oriente han sido poco estudiados. Las informaciones ofrecidas aquí se basan en los datos obtenidos en el proceso de realización de las marchas-rutas de verificación de estudios de aerofotos y de materiales geológicos de archivo.

La sedimentación de las formaciones Cobre y San Luis, constituyen el flanco norte del anticlinorium Sierra Maestra y en general se inclinan al norte. En el marco de este hundimiento general se distinguen plegamientos braquilineales y braquiales, cuyo eje mayor

en la mayoría de los casos tiene una orientación noreste, sublatitudinal en concordancia con la orientación de los límites del anticlinorium indicado y del sinclinorium Este cubano. Es muy característico que las rocas de las subformaciones inferiores, Seco y Ermitaño, se inclinan al norte con ángulos mayores que las rocas más jóvenes que yacen más arriba en el corte. En algunos lugares estos sedimentos forman pliegues tumbados. Estrechos braquianticlinales y braquisinclinales lineales pueden verse bien en las estrechas zonas de transición que dividen el anticlinorium del sinclinorium. Aquí mismo han sido mapeados flexuras complicadas por fallas, las numerosas fallas concordantes Boniato, Pelado, El Cobre y otros y fallas transversales orientadas en dirección noreste (fig. 1). Los estratos de las subformaciones Sierra de Boniato y Charco Redondo, se encuentran más al norte de la zona de transición y tienen menor inclinación. Estos constituyen las formas típicas de plegamiento braquial, entre las cuales han sido mapeados cúpulas y depresiones. A menudo en la parte central de las cúpulas descubiertas por la erosión, se encuentran sillares basálticos (figs. 1, 2). Las fallas grandes no se han mapeado. Numerosas grietas pequeñas frecuentemente revisten las estructuras de cúpulas y se desarrollan por los límites de los estratos. La amplitud de los desplazamientos por ellos es insignificante y raramente sobrepasan 25-50 m.

En la zona de transición la amplitud de los desplazamientos por las fallas grandes (Boniato) alcanzan 400 m y por otros 150-200 m (Pelado). Fundamentalmente los desplazamientos tienen carácter de falla normal y están orientados en concordancia con la inclinación de los flancos de los estrechos plegamientos lineales (fig. 2). En conjunto, en la zona de transición, los movimientos tectónicos están manifestados mucho más intensamente que en la zona de las sinclinoria y anticlinoria. Aquí, además de las fallas grandes, se distribuyen más ampliamente las pequeñas grietas, orientadas en direcciones noreste y noroeste y también las fallas poco inclinadas de tipo "lit par lit" y aunque por ellas no se notan desplazamientos considerables, sirven de caja a la gran mayoría de cuerpos filonianos y de zonas de vetas entrelazadas.

En las dioritas y plagiogranitos del macizo Sierra Maestra, las grietas y las fallas más grandes tienen orientación noreste y noroeste y un buzamiento pendiente. Estas fallas frecuentemente están llenas por diques de distinta composición o están representadas por zonas de rocas fragmentadas y cataclásticas alteradas por soluciones hidrotermales y acompañadas de

arcilla tectónica. Las fallas grandes con "rellenamiento hidrotermal", tienen una dirección nordeste sublatitudinal y las pequeñas grietas y fisuras rellenadas por diques de mineralización filoniana dirección nordeste submeridional.

Muchas de las fallas grandes, formadas anteriormente, determinan el relieve actual (Pelado, El Cobre y otros) (ver esquema), indudablemente tienen una larga historia de duración.

ROCAS INTRUSIVAS

Los investigadores que han estudiado antes la geología del sur de Oriente y los alrededores del yacimiento "El Cobre"^(6, 4, 3) entre las rocas intrusivas distinguen dos grupos principales. En el más antiguo de ellos, que por los últimos datos supónese del cretácico superior,⁽²⁾ eran incluidos los grandes intrusivos batolíticos de la Sierra Maestra y en el más joven del paleoceno-eoceno los intrusivos subvolcánicos pequeños, los sillares, los macizos intrusivos y los diques de rocas básicas e intermedias. Los fundamentos para tales conclusiones se tienen en el trabajo general dedicado a la geología de Cuba.⁽²⁾

Se ha establecido por nosotros, que en la parte sur de Oriente es necesario distinguir como mínimo tres grupos independientes de cuerpos magmáticos por edades:

- I. Intrusivos subvolcánicos, estrechamente vinculados con la formación Cobre (paleoceno-eoceno medio).
- II. Grandes intrusivos de dioritas-plagiogranitos y diques de aplitas, venas pegmatoides y rocas intermedias vinculadas con ellos (eoceno).
- III. Pequeños intrusivos jóvenes de profundidad intermedia y subvolcánicos de rocas básicas, intermedias ácidas (eoceno superior-medio).

En conjunto, estos intrusivos y rocas volcánicas de la formación Cobre, forman un complicado complejo vulcano-plutónico de edad paleoceno-eocénica. Este complejo fue formado en la etapa final del desarrollo geosinclinal de Oriente y es la repercusión de una etapa muy importante en la formación de su estructura actual.

Los intrusivos volcánicos: sillares, cúpulas extrusivas y algunos diques de basaltos, diabasas, andesitas y dacitas, forman un grupo más antiguo, el cual está estrechamente vinculado con las sedimentaciones vulcanógenas de la formación Cobre. Estas rocas son más

jóvenes que los aglomerados, tobas, areniscas tobáceas y tufitas encajantes; lo más probable es que fueran formadas en su mayoría en la etapa final de la actividad volcánica, cuando el espesor de los sedimentos piroclásticos era considerable y la formación de los mantos de lava en la superficie se dificultaba. Todos ellos atraviesan los sedimentos del paleoceno(?) -eoceno caracterizados por fauna de la formación Cobre y no se han encontrado en los sedimentos eocénicos de la formación San Luís. Lo más probable es que tienen una edad paleoceno(?) -eocénica. Distinguir entre estos intrusivos, inclusive condicionalmente, algunos subgrupos de diferentes edades, como se hizo por Y. Bogdanov y otros⁽¹⁾ en la región "El Cobre", los autores lo consideran imposible, ya que actualmente para esto no hay suficientes datos.

Es necesario anotar, que la inmensa mayoría de los intrusivos subvolcánicos se encuentran localizados entre rocas vulcanógeno-sedimentarias de granos finos: tufitas y areniscas tobáceas, preferentemente en las zonas de contacto de éstas con los aglomerados. Esta situación de los intrusivos parece estar condicionada por la presencia de fallas concordantes y de tipo "lit por lit" que se desarrollan en la zona limítrofe entre estas rocas y los aglomerados macizos que sirvieron de camino a infiltración de la fusión magmática.

La descripción de infinidad de sillares andesíticos y basálticos se contempla en los trabajos de G. Lewis y J. Straczek;⁽⁴⁾ la cúpula andesítica y los masivos intrusivos de los alrededores de "El Cobre" están lo suficientemente descritos en el artículo de Y. Bogdanov y otros.⁽¹⁾ Es necesario indicar solamente que aquí hay rocas más ácidas. Más al oeste y al suroeste del yacimiento "El Cobre" los autores observaron varios cuerpos en forma de sillares dacíticos y liparito-dacíticos de distintos tamaños.

En el valle del río El Cobre, al lado de la represa, uno de estos cuerpos atraviesa los sedimentos vulcanógenos de la subformación Ermitaño, que a su vez es atravesado por un dique de diabasas. La cúpula andesítica que forma la línea divisoria de los ríos El Cobre y Ermitaño, también es atravesada por una serie complicada de diques de diabasas y andesitas. Estos datos fehacientes y otras observaciones indefectiblemente demuestran que los sillares y las cúpulas volcánicas formadas por rocas de distinta composición, son más jóvenes que los sedimentos vulcanógenos de la formación Cobre y más viejos que la serie de diques de la etapa final.

En el estudio de los aglomerados de la parte superior del corte de la formación Cobre en distintas partes del sur de Oriente, fueron establecidos incontables clastos de diabasas y andesitas, que poseen texturas y estructuras características para las intrusiones subvolcánicas. Nosotros también encontramos clastos aislados de basaltos y dacitas en los aglomerados. Al mismo tiempo nosotros no observamos riolita y otras rocas ácidas. Por eso los cuerpos riolíticos (cúpulas y diques) al oeste y al suroeste del yacimiento "El Cobre" fueron incluidos por nosotros condicionalmente en el grupo joven subvolcánico de pequeños intrusivos. Los autores piensan que la solución final de esta cuestión puede ser hallada únicamente por el mapeo sistemático de la parte axial y las cuestas del norte de la Sierra Maestra, acompañado de la definición masiva de la edad absoluta de estas y otras rocas.

Grandes intrusivos de rocas cristalinas, compuestos fundamentalmente por dioritas y plagiogranitos.

Forman el segundo grupo de cuerpos magmáticos que se diferencian esencialmente por las condiciones de formación del grupo joven de intrusivos subvolcánicos. Por cuanto acerca de la edad de los intrusivos batolíticos de la Sierra Maestra no existe actualmente una opinión única^(6, 4, 3, 2, 8) los autores en algunos puntos, al este de la ciudad de Santiago de Cuba, detalladamente observaron las zonas de contacto de estos intrusivos con las sedimentaciones vulcanógeno-sedimentarias encajantes y entre ellos, con aquellos que siempre se incluyeron en la formación Cobre.

En las cuencas de los ríos Seco y Nimanima se ha establecido que las dioritas, los plagiogranitos y las cuarzo-dioritas atraviesan los aglomerados, las tobas andesíticas, las tufitas y los mantos complicados de lavas básicas. Si anteriormente las rocas atravesadas del lado sur y suroeste del contacto se incluían en el cretácico inferior^(?),^(2, 8) las de la zona sur del contacto han sido consideradas por todos los autores como del paleoceno^(?)-eoceno.

Se ha indicado antes que en el corte de las sedimentaciones vulcanógeno-sedimentarias de la Sierra Maestra, no se establece con precisión la discordancia angular y no existe un límite claro por el cual se pueda separar a estos sedimentos en dos grupos de distinta edad. Dentro de esto, si se considera (como ahora se acepta), que los intrusivos de la Sierra Maestra tienen una edad cretácica superior pre-paleocénica, entonces es natural suponer la presencia de una gran discordancia regional en el límite de la formación Cobre y

los llamados "efusivos del cretácico inferior". En realidad tal discordancia no fue observada por nosotros, como tampoco lo fue por otros investigadores.^(6, 4 y otros)

Se establece definitivamente que en la zona del contacto norte las dioritas del intrusivo Sierra Maestra atraviesan no sólo los sedimentos de la subformación Seco (parte inferior del corte), sino también los sedimentos de la subformación Ermitaño, que contiene restos orgánicos paleocénico^(?)-eocénicos.

En la cuenca del río Seco (fig. 1) el límite oeste del intrusivo diorítico está orientado perpendicular a la dirección de los sedimentos de la formación Cobre. Aquí el intrusivo atraviesa aglomerados, tobas andesíticas, areniscas tobáceas y diabasas, los metamorfiza y lleva en el contacto huellas de los fenómenos de contaminación. A 30-50 m del contacto, las rocas intrusivas tienen aspecto de completa cristalización y están representadas por plagiogranitos y dioritas cuarcíferas. En ella se encuentran xenolitos alterados de las rocas encajantes por su composición correspondientes al gabro y a gabro-dioritas. A medida que se aproxima al contacto, los granos de las dioritas cuarcíferas se hacen menores, en ellas se aumenta la cantidad de minerales de color oscuro, frecuentemente se encuentran xenolitos alterados de tobas, aglomerados y diabasas. Por su composición mineral, las rocas de la zona de contacto se acercan a las dioritas piroxénicas y gabro-dioritas. En la zona del contacto inmediato las tobas andesíticas están "granitizadas" y frecuentemente es difícil establecer los límites entre estas rocas y las sedimentaciones encajantes menos metamorfizadas. Tales contactos nosotros los observamos en las cuencas de los ríos Seco y Nimanima. La amplitud de la zona de transición a veces asciende a 1-2 m.

Las dioritas en las zonas de contacto, frecuentemente están alteradas. Las plagioclasas están albitizadas y los minerales oscuros se han convertido en clorita. Las sedimentaciones vulcanógenas encajantes cambian a cuarzo-cloríticas, cuarzo-hornbléndicas y cuarzo-peder-nal-epidótico.

En la fig. 3 se muestran microfotografías de secciones delgadas de dioritas, sacadas un poco lejos del contacto, en las zonas del contacto inmediato y también de las rocas encajantes. En ellas se puede ver bien, que bajo la influencia del proceso de intrusión las rocas encajantes sufren metamorfismo. (En ellas aparece cuarzo córneo, clorita, epidota, albita, minerales metálicos, carbonato y otros). Las dioritas cuarcíferas tienen una composición que no es característica para



FIG. 3. Microfotografía de sección delgada de la roca de la zona de contacto del intrusivo de dioritas con la formación Cobre. Se puede observar el catamorfismo de las rocas encajantes bajo la influencia del proceso de intrusión. (Aparece Plagioclase zonal, cuarzo córneo, clorita, epidota, albita, minerales metálicos, carbonatos y otros). Con analizador y filtro azul. Aumento: 72 x

ellas: la de gabro-diorita y estructura de pequeños granos finos.

En el curso superior del río Nimanima, las dioritas cuarcíferas del macizo Sierra Maestra atraviesan claramente los depósitos vulcanógeno-sedimentarios de la subformación Ermitaño, pero sólo su estrato superior. En la zona de contacto se ve que las rocas encajantes se convierten en pedernal, se encuentran pequeños cuerpos macizos intrusivos de dioritas y apófisis de los mismos en forma de diques orientadas de acuerdo con la estratificación; frecuentemente se encuentran diques de otras rocas, por eso los efusivos de la formación Cobre, prácticamente no conservan las estructuras primarias y también se han convertido en distintas rocas córneas. Los contactos de dioritas son irregulares y la mayor parte buza abruptamente hacia el norte, de acuerdo con la inclinación de las rocas encajantes. Las dioritas aquí atraviesan los estratos que, en la cuenca

del río Ermitaño contienen fauna paleoceno(?)—eocénica y que sin duda son más jóvenes que ellos.

Los autores no realizaron el mapeo sistemático de los macizos intrusivos de la Sierra Maestra y por eso no pueden confirmar que todas las rocas que las componen tengan una misma edad. Es muy posible que los macizos indicados tengan una complicada estructura y estén formados por cuerpos de distintas edades. Actualmente se puede considerar establecido, que las dioritas cuarcíferas-plagiogranitos de la zona nordeste del contacto, sin duda alguna son más jóvenes que las rocas vulcanógenas encajantes de la formación Cobre. Los autores no observaron en ningún caso, que estas rocas en forma transgresiva recubrieran el macizo diorítico.

En el estudio de las areniscas y los conglomerados Camarones, y también de los aglomerados de la parte superior de la formación Cobre, en distintas regiones

distribuidas al suroeste de los intrusivos de dioritas, nosotros no observamos en ellos fragmentos de rocas intrusivas completamente cristalizadas. Nos imaginamos que los hallazgos aislados de granitoides descritos por Keijzer,⁽³⁾ G. Lewis y J. Straczek,⁽⁴⁾ pueden pertenecer a intrusivos más viejos localizados en las zonas periféricas norte y noroeste del sinclinal Este cubano.

La edad pre-oligocénica de las dioritas-plagiogranitos no provoca dudas, ya que en los sedimentos del oligoceno y más jóvenes fueron encontrados por muchos investigadores guijarros de granitoides. Esto constituye aquí un nuevo piso estructural de semiplataforma⁽¹¹⁾ en el cual no aparecen huellas de actividad volcánica.

Comenzando en los estratos Charco Redondo, todas las sedimentaciones más jóvenes tienen carácter de pequeños fragmentos y fueron formados en condiciones estructurales de llanura. En el momento de formación de Charco Redondo, el levantamiento Sierra Maestra fue erosionado; pero las dioritas que ya estaban consolidadas dentro de sus límites, aún no habían sido descubiertas por la erosión. Por lo visto, solamente así se puede explicar la ausencia de fragmentos dioríticos en los estratos indicados y en los más jóvenes del conglomerado Camarones. La apertura del macizo de dioritas, posiblemente comenzó en el oligoceno y hacia el período de acumulación de calizas neogénicas en la zona del litoral del Caribe, el intrusivo Sierra Maestra fue erosionado a una profundidad considerable (fig. 2).

De este modo, se poseen en el presente, hechos que indican una edad cercana de las dioritas plagiogranitos de la Sierra Maestra y de la sedimentación paleoceno(?)-eocénica de la formación Cobre. Es completamente probable que este grandioso intrusivo macizo representara un enorme depósito magmático residual, que sirvió de fuente de material vulcanógeno a la formación Cobre. Precisamente sobre esta base las rocas magmáticas antes indicadas fueron únicas en un complejo vulcanógeno-plutónico. Tales complejos y su mineralización se estudiaron muy bien y también fueron descritas en muchas regiones de la URSS y otros países.⁽¹²⁾ Las investigaciones siguientes de las rocas de este complejo, a nuestra vista debieron ser orientadas al esclarecimiento de las particularidades petrogeoquímicas de las distintas rocas que lo forman y de la mineralización vinculada a las mismas. Estas investigaciones se pueden realizar solamente sobre la base de un mapeo sistemático del sur de Oriente, acompañado de trabajos modernos de laboratorio.

Los pequeños intrusivos jóvenes y diques, forman un grupo complicado y el más joven de las rocas intrusivas,

la distinción del cual como elemento independiente, fue hecha por primera vez por los autores de este artículo. Una amplia manifestación de pequeños intrusivos y diques (intrusivos de grietas) frecuentemente revela una nueva etapa cualitativa distinta en el desarrollo de la actividad magmática, coincidiendo en tiempo con la formación de grandes fallas en macizos cristalinicos consolidados. La formación de pequeños intrusivos y diques, es muy característico para la etapa final del desarrollo de las regiones geosinclinales, y muchos investigadores lo distinguen como una etapa independiente en el desarrollo de tales regiones.⁽⁹⁾ Particularmente es muy interesante, que en muchas regiones minerales del mundo, precisamente con esta etapa resultan vinculados los más grandes yacimientos hidrotermales.

Numerosos cuerpos en forma de dique y macizos intrusivos de diferentes rocas, fueron observados por los autores, tanto en el macizo Sierra Maestra, como entre las sedimentaciones vulcanógeno-sedimentarias de la formación Cobre. Particularmente saturada por tales intrusivos y diques, resulta la zona transitoria que separa el anticlinorium Sierra Maestra del sinclinorium oriental cubano. Tal posición, lo más probable es que se deba a la gran movilidad de la zona indicada en la etapa final del desarrollo geosinclinal del sur de Oriente, lo que fue anteriormente contemplado en este artículo.

En el proceso de las investigaciones de campo y de laboratorio, los autores establecieron, que los pequeños intrusivos jóvenes y diques tienen diferente composición y se diferencian por sus condiciones de formación. Entre ellos pueden ser separados dos subgrupos:

- 1) El extrusivo: cúpulas subvolcánicas, lacolitos y diques, compuestos por andesitas, dacitas y riolitas.
- 2) El de profundidad media: macizos intrusivos, diques, sillares de basaltos, diabasas, andesitas, gabroides, microdioritas y pórfidos-plagiograníticos.

Las relaciones de edad entre estas rocas, no han sido aclaradas, debido a que los autores no realizaron un mapeo sistemático de la Sierra Maestra. Así mismo, es necesario señalar que en el curso superior del río Nimanima entre las rocas vulcanógeno-sedimentarias de la formación Cobre, nosotros observamos todas las rocas antes mencionadas, al mismo tiempo que entre las dioritas ninguno de los otros investigadores y nosotros tampoco encontramos liparitas y dacitas. Entre las dioritas en la zona de contacto se encuentran numerosos

cuerpos de diques de rocas básicas e intermedias (pero no ácidas). También entre las calizas de la formación San Luis se han establecido solamente diques basálticos.⁽⁴⁾ Según la opinión de los autores, estos datos pueden indicar que los cuerpos subvolcánicos de rocas ácidas, son más antiguos con relación a los basaltoides, gabros y diabasas.

En los trabajos geológicos, dedicados a la geología del sur de Oriente se da la descripción de los basaltos, gabros y andesitas,^(1, 4, 5, 6, 7, 2) pero prácticamente faltan datos petrográficos sobre las rocas ácidas subvolcánicas (solamente 6), las cuales forman aquí un grupo complicado, en el cual nosotros hemos incluido: pórfido-plagiograníticos, dacitas, riolitas y pórfidos de espato doble.

Los *plagiogranitos* se observaron en las rocas de la formación Cobre, en el curso superior del río Nimanima, y también entre las dioritas de la Sierra Maestra, en la zona de su contacto norte. Estas rocas forman cuerpos en forma de diques, frecuentemente orientados en dirección sureste y buzan abruptamente hacia el noroeste. Las rocas que forman los diques, tienen un color gris claro y con una clara textura porfírica. En las incrustaciones porfíricas, que alcanzan hasta 5-6 mm de diámetro, aparecen casi siempre cuarzo y plagioclasa zonal. Mucho menos frecuente granos aislados de piroxeno y hornblenda, a menudo cloritizados. La masa principal es microgranular con estructura granítica y en algunos lugares micropegmatítica. En las zonas de contacto se nota que las rocas son más compactas, lo cual atestigua que se formaron en las dioritas ya consolidadas. La masa principal está compuesta por plagioclasa, cuarzo y minerales de color oscuro cloritizados con los cuales se asocian pirita y hematita. La plagioclasa a juzgar por el ángulo de máxima extinción, está desanortizada y frecuentemente está representada por oligoclasa, raramente andesina. Menos frecuente se encuentra el espato de potasio, el cual regularmente está pelitizado. De los minerales accesorios se encuentran el apatito y el rutilo.

Los cambios post-magmáticos de los pórfido-plagiograníticos, se manifiestan en la albitización de la plagioclasa y en la formación de clorita, de minerales metálicos y de carbonatos, a costa de los minerales oscuros. Como resultado de la albitización, la roca adquiere un color blanco y la estructura característica de la albita microgranular.

Las *dacitas* forman una serie complicada de rocas, las cuales se diferencian entre sí por su color, textura

y estructura. Ellas forman sillares, cúpulas extrusivas y diques. Las cúpulas extrusivas formadas por dacitas, fueron observadas por nosotros en el yacimiento "El Cobre" al suroeste del mismo en la parte preaxial de la Sierra Maestra. Para todas estas rocas es característica la estructura vítrea, microgranular de la masa principal, en la cual se encuentran incrustaciones porfíricas de plagioclasa, cuarzo, piroxeno y a veces espato de potasio.

En las dacitas macizas de color gris oscuro, las incrustaciones porfíricas están formadas frecuentemente por plagioclasas y hornblenda y piroxeno cloritizados, raramente por granos aislados de cuarzo. La masa principal está representada por cristal volcánico gris pardo o por agregado de plagioclasa de granos finos y de minerales de color oscuro cloritizados, en los cuales juegan un papel subordinado el cuarzo y el espato de potasio (fig. 4). En algunas variedades de estas dacitas aparece magnetita. En el metamorfismo hidrotermal de las dacitas, frecuentemente se verifica cuarcificación y sericitización, en grandes cantidades aparece pirita, frecuentemente formadora de acumulaciones en los agregados de minerales oscuros cloritizados.

Las dacitas gris-rosadas y rosa-pardusco, no poseen claramente manifestada la textura porfírica, como las dacitas anteriormente descritas. En estas rocas se encuentran solamente raras incrustaciones porfíricas de plagioclasa y cuarzo; la masa principal microgranular está representada mayormente por plagioclasa con pequeñas cantidades de minerales oscuros (entre ellas la biotita, espato de potasio y cuarzo. Debido a la albitización de las plagioclasas, la roca adquiere un matiz rosado característico, probablemente como consecuencia de una fina dispersión de hematita y limonita (fig. 4).

Las *liparitas* y *pórfidos de espato doble* se encuentran frecuentemente al suroeste del yacimiento "El Cobre", en el mismo eje de la zona de la Sierra Maestra. La colección de estas rocas estudiada por nosotros fue recogida en los alrededores del yacimiento "El Cobre" y en la cuenca del río Nimanima.

Las *liparitas* en esta región forman diques, cúpulas volcánicas y cuellos, los cuales atraviesan los aglomerados y tobas de las rocas básicas e intermedias de la subformación Ermitaño. Aún no han sido aclaradas por completo las relaciones de edad entre las liparitas con el intrusivo de dioritas. La inclusión de las liparitas en un solo grupo con los intrusivos de la etapa final, está basado en datos indirectos. Las liparitas

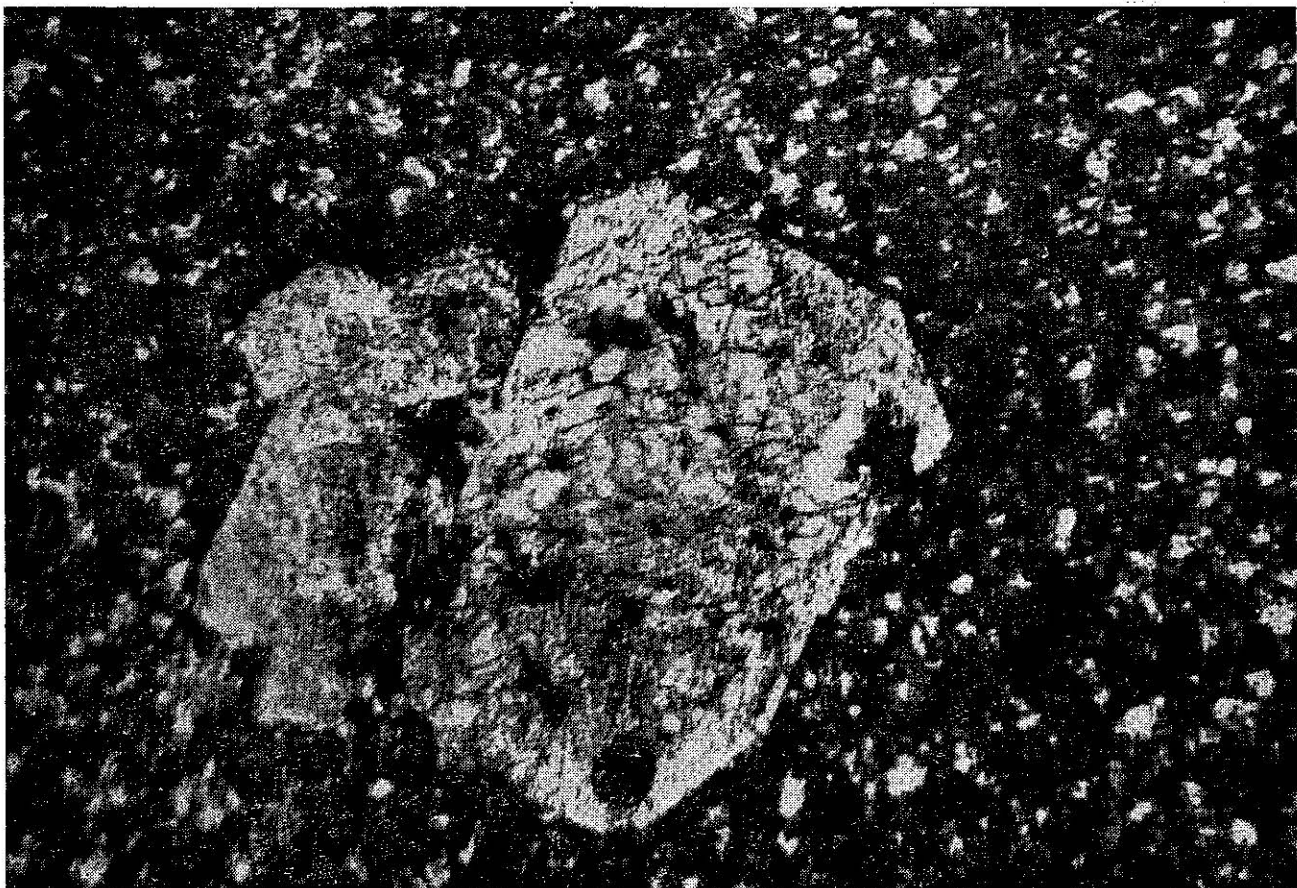


Fig. 4. Microfotografía de sección delgada de las dacitas observadas por nosotros al sudoeste del yacimiento El Cobre. Es característica la estructura microgranular de la masa principal, en la cual se encuentran porfiroblastos de plagioclasa, cuarzo y piroxenos. Con analizador. Aumento: 72 x.

atraviesan los cuerpos en forma de sillares de andesitas y diques andesito-basálticos y por último penetran las dioritas de la Sierra Maestra. Con la adquisición de datos sobre la edad absoluta de las rocas indicadas, por lo visto será posible precisar su situación por la edad.

Las liparitas representan rocas macizas de color gris claro, rosado claro, los cuales tienen claramente manifestada una textura porfirítica. En los fenocristales de estas rocas el papel principal pertenece al cuarzo transparente, raramente se encuentra espato de potasio. Las medidas de los fenocristales es variada, alcanza de 1-4 mm de diámetro. La masa principal está representada por un agregado recrystalizado de cuarzo-feldespato con una estructura microgranítica o micropegmatítica. En ella se aprecian granos aislados de piroxeno y biotita. En algunas secciones delgadas existe mineral metálico. Los límites entre la masa principal y los fenocristales a veces son irregulares, en algunas partes se puede ver bien como el espato de potasio, el piroxeno

y el cuarzo se cementan con un cristal volcánico fluidal (fig. 5). Estos fenocristales sin duda tienen relación con la generación antiguo-batolítica de minerales, formados en la profundidad y llevados a la superficie por la masa fundida. Otros pequeños fenocristales de espato de potasio de plagioclasa y cuarzo tienen límites iguales con la masa principal, no llevan huellas de fallamientos y se relacionan con la segunda y más antigua generación batolítica de minerales, formados en los lugares donde se detuvo el macizo extrusivo al enfriarse el magma. Las particularidades estructurales indicadas de las liparitas, demuestran que las fusiones magmáticas en el momento de penetración representaban un sistema de dos fases, en el cual junto con el componente estaban presentes los cristales formados anteriormente. La estructura indicada de las liparitas es muy característica para los cuellos y otros cuerpos extrusivos, estudiado por unos de los autores en las regiones volcánicas paleozoicas, que se encuentran en el territorio de la URSS.

Los pórfidos de espatos dobles se diferencian de las liparitas por su fuerte color rosado y por presentar una textura menos acentuada.

Entre estas rocas se distinguen variedades masivas y esferolíticas, las cuales se encuentran en un mismo cuerpo magmático o forman cuerpos diferentes. Los fenocristales de estas rocas tienen medidas no muy grandes (hasta 1 mm) y frecuentemente están representadas por formaciones de espatos de potasio o por sus cristales esféricos o por plagioclasa (oligoclasa); menos frecuentemente se encuentra cuarzo y biotita cloritizada. La masa principal de estas rocas a menudo es representada por cristales volcánicos fluidales de color rosado-pardo (fig. 5) o por agregados débilmente recrystalizados de espato de potasio plagioclasa-cuarzo. En algunas secciones delgadas se pueden ver granos aislados de piroxeno y también moscovita (microlaminar).

La variación de la composición cuantitativa mineral de los pórfidos es considerable. Se encuentran rocas

que contienen hasta un 30% de cuarzo en los fenocristales y en la masa principal y también rocas en las cuales el cuarzo prácticamente no aparece. En este caso abunda de una manera predominante el espato de potasio, pero a las plagioclasas junto con los minerales de colores oscuros les corresponde un papel secundario. También se encuentran pórfidos de espatos dobles en los cuales predomina la plagioclasa. En este caso aumenta la cantidad de minerales de color oscuro en particular de piroxeno.

Para casi todas estas rocas son característicos los cambios post-magmáticos que se reflejan en su albitización, bericitización y en la formación de cuarcitas secundarias. Para el estudio futuro de estas rocas es indispensable el mapeo sistemático de la zona de contacto del intrusivo de dioritas acompañado de trabajos especiales de petrografía.

Es posible que en estas rocas puedan ser localizados yacimientos hidrotermales de minerales de cobre y mo-

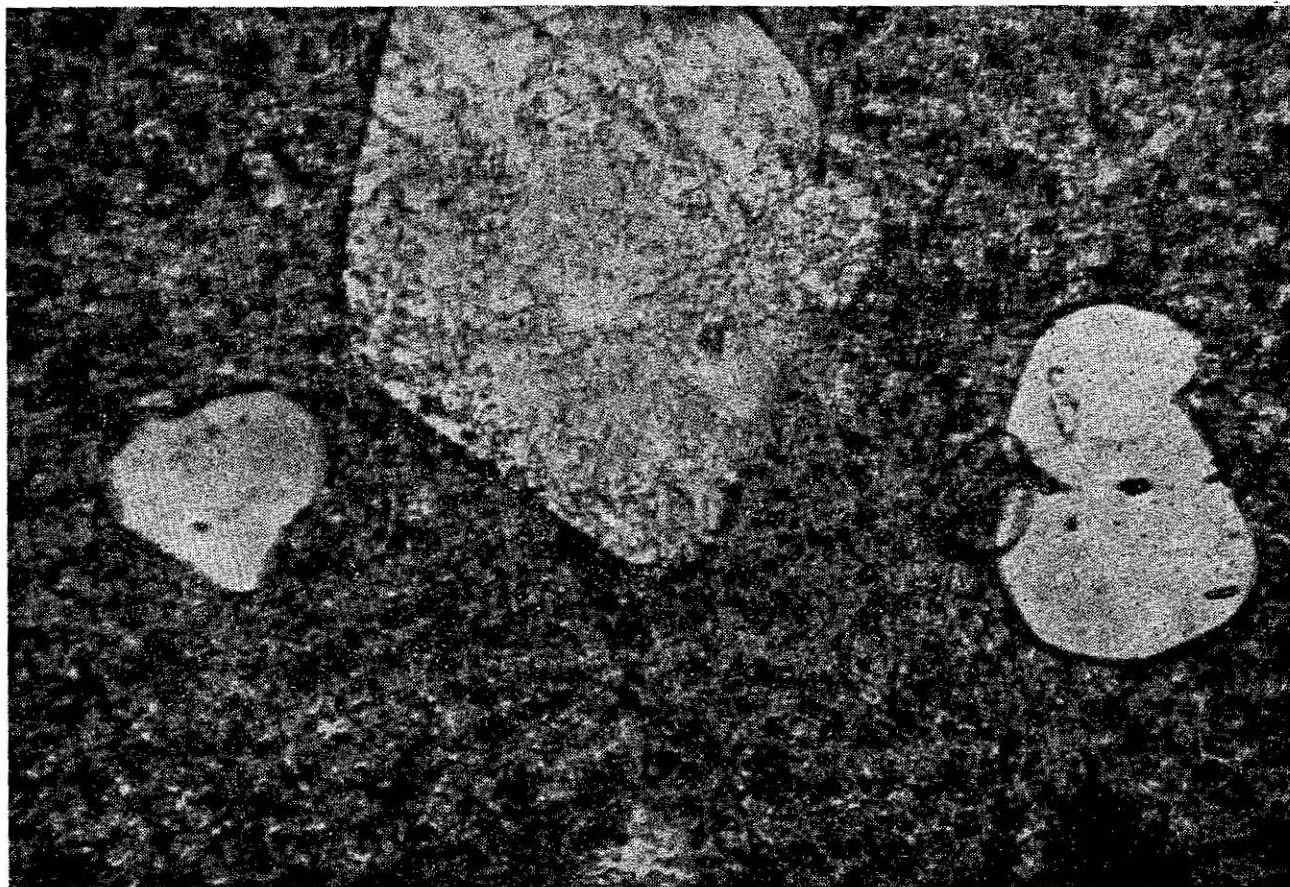


Fig. 5. Microfotografía de liparita encontrada también al suroeste del Yacimiento El Cobre. Se observa su estructura porfírica en la cual la masa principal está representada por un agregado recrystalizado de cuarzo-feldespato y los fenocristales de cuarzo redondeado y feldespato. Sin analizador. Aumento: 72 x.

libdén, vinculados con los procesos de formación de las cuarcitas secundarias.

Tales yacimientos se conocen en muchas regiones minerales del mundo y a veces se consideran únicos.⁽¹⁰⁾

Entre las rocas vulcanógenas sedimentarias de la formación Cobre y en las dioritas de la Sierra Maestra, los autores mapearon pequeños macizos intrusivos y diques de microgabros, microdioritas, andesitas basaltos, diabasas, los cuales por lo visto tienen relación con la serie final de rocas magmáticas del sur de Oriente y Cuba en su totalidad. Estas rocas muy frecuentemente se encuentran en el mismo eje de la Sierra Maestra, pero algunas de ellas⁽²⁾ basaltos⁽¹⁾ preferentemente tienen una distribución más amplia, extendiéndose inclusive al norte de la formación San Luis.⁽⁴⁾

La descripción de estas rocas aparece en los trabajos de muchos investigadores.

YACIMIENTOS HIDROTERMALES Y MANIFESTACIONES MINERALES

Mediante el estudio de la estructura del yacimiento "El Cobre" y sus alrededores, los autores pretendieron separar entre las formaciones hidrotermales algunas formaciones minerales que se diferencian entre sí, por la composición mineral de la mena, por el metamorfismo hidrotermal de las rocas encajantes, por su localización geológica y por su estructura.

- 1) Yacimientos filonianos y de zonas de vetas entrelazadas y manifestaciones minerales cuarzo-calcopiríticos con pirita, localizados en rocas piroclásticas de composición intermedia, acompañados de cuarcificación y cloritización de rocas encajantes.
- 2) Manifestaciones cuarzo-calcopirítica-piríticas de minerales de venitas e incrustaciones, localizados en rocas ácidas y tufitas, vinculadas con cuarcitas secundarias.
- 3) Manifestaciones minerales filonianas y de zonas de vetas entrelazadas cuarzo-baritino polimetálicos, localizadas en rocas piroclásticas de composición intermedia, acompañados de la cloritización y carbonatización de estas rocas.
- 4) Zonas piríticas con calcopirita, de mineral en forma de venillas e incrustaciones en rocas piroclásticas-intermedias y dioritas, acompañados de la cuarcificación de las rocas encajantes.

Durante el estudio del yacimiento "El Cobre" y del reconocimiento de otras manifestaciones minerales, localizadas más al sur del yacimiento, que representan las formaciones más arriba indicadas, los autores, al igual que otros investigadores⁽¹⁾ observaron que la mi-

neralización metálica es más joven en relación con todas las rocas magmáticas, entre otras, los diques más jóvenes de diabasas y otras rocas. Estos datos hablan sobre la formación de los yacimientos hidrotermales y manifestaciones minerales indicadas en una etapa post-magmática, cuando la actividad volcánica en la superficie se terminó y todas las rocas conocidas en esta región se habían consolidado.

Por cuanto se establece que los procesos de la formación del mineral tuvieron efecto después de la penetración de las diabasas y de los basaltos, del eoceno medio-superior, entonces su edad de surgimiento no puede ser más antigua que esta edad. Nosotros en el momento no poseemos datos concretos sobre el límite superior de la edad de los procesos de formación del mineral. No obstante eso, a juzgar por los datos indirectos, este límite puede ser determinado de una forma bastante fundamentada. Muchos investigadores anteriormente observaron que en los sedimentos del neógeno y oligoceno, los cuales forman un nuevo piso estructural post-geosinclinal, no existen huellas de manifestación magmática, ni de actividad hidrotermal.⁽¹¹⁾ La formación de este piso coincide con la nueva etapa del desarrollo tectónico de Cuba,⁽¹¹⁾ el cual tiene rasgos característicos específicos, entre otros la suspensión de los fenómenos magmáticos y por consiguiente de los procesos de la mineralización endógena. A pesar de que en la actualidad en los sedimentos oligocénicos no se han encontrado fragmentos que tengan minerales metálicos, la edad pre-oligocénica (eoceno-superior) de los yacimientos hidrotermales del sur de Oriente, parece estar bastante fundamentada.

EVOLUCION DE LOS FENOMENOS MAGMATICOS Y FORMAS DE VINCULACION DE LA MINERALIZACION HIDROTERMAL CON LOS CUERPOS MAGMATICOS

Los nuevos datos que más arriba se citan sobre las relaciones en tiempo y espacio de las rocas vulcanógenas e intrusivas, permiten examinar la evolución de los fenómenos magmáticos del sur de Oriente de una manera distinta a como se acepta actualmente.^(2, 8) Según estos datos, los sedimentos vulcanógenos, las cúpulas extrusivas, los intrusivos grandes y pequeños y los diques mapeados en esta región, se formaron en el paleoceno-eoceno, o sea, en un período más corto de tiempo que lo anteriormente considerado. Aunque es completamente posible que una parte insignificante del perfil de la subformación Seco tenga una edad más antigua: cretácica-superior.⁽⁴⁾ La manifestación más

Intensa de los procesos magmáticos probablemente ocurrió en el eoceno inferior-medio. En este período se formó la masa principal del perfil de la formación Cobre (ver fig. 2), los sillares, los extrusivos y también los intrusivos en forma de batolitos de la Sierra Maestra, compuesto por dioritas-plagiogranitos.

Según nuestra opinión, del complejo único y complicado de rocas, se pueden separar unos cuantos grupos, los cuales reflejan la evolución general de los fenómenos magmáticos en la región investigada (desde los más antiguos hasta los más jóvenes):

- 1) Sedimentos vulcanógenos superficiales con lavas derramadas, aglomerados y mantos de tobas formados fundamentalmente en la etapa más antigua (predominan las rocas básicas e intermedias).
- 2) Cúpulas volcánicas, diques y sillares, formados fundamentalmente en la etapa joven de la actividad volcánica (rocas básicas, intermedias y ácidas).
- 3) Grandes intrusivos de dioritas-plagiogranitos los cuales coinciden por su tiempo de consolidación con la terminación de la actividad volcánica en la superficie.
- 4) Pequeños intrusivos jóvenes subvolcánicos e intrusivos hipabisales y diques, formados en la etapa final del desarrollo de los procesos magmáticos, que acompañan al desarrollo geosinclinal y la transformación de la región eugeosinclinal de Cuba en una plataforma joven.

El esquema propuesto del desarrollo de los procesos magmáticos en el sur de Oriente, refleja solamente datos fehacientes que poseen los autores actualmente. Indudablemente, después de llevar a cabo un mapeo sistemático en el futuro, este esquema puede ser en esencia detallado y precisado. Aún así, en este esquema ya se puede ver que los yacimientos hidrotermales (formados después que todas las rocas magmáticas) no pueden estar vinculados genéticamente con los grandes intrusivos de la Sierra Maestra, como fue hecho por otros investigadores (Salton, 1). Por lo visto tampoco se pueden vincular paragenéticamente con las cúpulas y los sillares subvolcánicos antiguos pertenecientes a la formación Cobre,⁽¹⁾ por cuanto, los yacimientos hidrotermales se formaron considerablemente después del establecimiento de los grandes intrusivos de la Sierra Maestra y de los cuerpos subvolcánicos vinculados con la formación Cobre.

Un grupo complicado de pequeños intrusivos y diques jóvenes de edad eocénica superior-media que completan el ciclo de la actividad magmática en esta región, resulta ser el más cercano a la mineralización por su edad. Tales intrusivos están ampliamente manifestados sobre todo en la zona de transición que separa el anticlinorium Sierra Maestra del sinclinorium Este cubano. Allí también resultan localizadas en su gran mayoría las manifestaciones hidrotermales. La vinculación en el espacio de los intrusivos indicados con los yacimientos, no se debe a causas genéticas y por lo visto está condicionada a que la fuente magmática fue una, así como uno fue el camino por el cual se verificaron desplazamientos del magma hacia la superficie. Esta fuente es probablemente el foco magmático de extinción y los caminos son zonas de acercamiento de las fallas submeridionales, que están bien mapeadas al norte de la Sierra Maestra. Las partes suturadas por los intrusivos pequeños y diques, resultan también favorables para la localización de los cuerpos minerales desde el punto de vista estructural.

Tales partes frecuentemente están mejor preparadas tectónicamente y tienen numerosos bolsones estructurales que esencialmente influyen en la localización de los cuerpos minerales.

PROFUNDIDAD DE FORMACION DEL YACIMIENTO "EL COBRE"

Actualmente no se poseen datos definidos acerca de la profundidad de formación del yacimiento "El Cobre". Según Y. Bogdanov y otros, estos yacimientos se relacionan al parecer con la clase de yacimientos formados a profundidades intermedias.

La determinación de las profundidades concretas a las cuales se verificó la formación de los yacimientos hidrotermales en esta y en otras regiones, creará buenas premisas para la elaboración de la teoría de los yacimientos hidrotermales y de su sistemática genética. Al mismo tiempo estos datos tienen una significación práctica fundamental. Conociendo la profundidad en la cual se verificó la sedimentación mineral, se pueden realizar los trabajos de campo más orientadamente hacia un fin objetivo. Resulta posible distinguir dentro de los territorios propicios, regiones de erosión profunda donde los yacimientos industriales no se conservaron, regiones donde es probable su conservación y regiones donde es posible el descubrimiento de yacimientos aún no descubiertos por la erosión.

Por primera vez los autores trataron de determinar las profundidades concretas a las cuales se formó el

yacimiento "El Cobre" por el método de restauración del perfil estratigráfico existente en el período de la mineralización. Como fue explicado anteriormente, el yacimiento "El Cobre", por lo visto fue formado en el eoceno superior (en el período preoligocénico). De acuerdo con esto, para determinar la profundidad de formación de estos yacimientos, es necesario restaurar la situación de la superficie preoligocénica de nivelación. Esto se puede hacer en el sur de Oriente, ya que la historia post-oligocénica de su desarrollo se encuentra muy bien elaborada. En el perfil (fig. 2) se muestra la situación de esta superficie con relación a los yacimientos *El Cobre* y *Ermitaño*, teniendo en cuenta el estrechamiento ya establecido de la formación San Luis hacia el sur. Según el perfil se puede apreciar que la formación del yacimiento de la región *El Cobre* se verificó a una profundidad entre 1000 y 1500 metros y por eso es necesario incluir al yacimiento *El Cobre* en la clase de los yacimientos superficiales, lo cual concuerda bien con los datos obtenidos en el estudio de su estructura.

CONCLUSIONES

En base de las investigaciones realizadas se pueden hacer las siguientes conclusiones fundamentales:

1) En la parte sur de la provincia de Oriente, en los alrededores del yacimiento "El Cobre", las rocas vulcanógeno-sedimentarias que forman un perfil continuo, se incluyen en una sola formación: Cobre, la cual ha sido separada por nosotros en cuatro subformaciones: Seco, Ermitaño, Sierra de Boniato y Charco Redondo, caracterizadas por la fauna del cretácico superior(?) -paleoceno y eoceno inferior-medio. Los autores llegaron a la conclusión de que en esta región no existen efusivos del cretácico inferior.

2) Los grandes intrusivos de dioritas-plagiogranitos formadores del macizo Sierra Maestra, atraviesan los sedimentos vulcanógenos pertenecientes no sólo a la subformación Seco, sino también a otros más jóvenes, que se incluyen en la subformación Ermitaño, caracterizados por su fauna paleocénico(?) -eocénica inferior. Estos datos no confirman lo dicho sobre la edad cretácica superior de los intrusivos, sino que indican que son más jóvenes, probablemente de edad eocénica.

3) Las rocas magmáticas de la región investigada, unidas en un solo complejo volcánico-plutónico, tienen edad del cretácico superior-eoceno. En este complejo se distinguen cuatro grupos fundamentales de rocas, formadas en condiciones distintas, que reflejan la evo-

lución de los procesos magmáticos con el tiempo. En el primer grupo se incluyen las sedimentaciones superficiales vulcanógenas de la formación Cobre; en el segundo en lo fundamental, los cuerpos más jóvenes subvolcánicos: cúpulas, sillares, cuellos y diques vinculados con esta formación; en el tercer grupo las dioritas-plagiogranitos de la Sierra Maestra, que se consolidaron en el período de extinción de la actividad volcánica en la superficie, y en el cuarto y último grupo los pequeños intrusivos y diques, subvolcánicos e hipabisales de rocas ácidas, intermedias y básicas.

Todos los yacimientos sulfídicos hidrotermales conocidos en esta región (incluyendo *El Cobre*) se relacionan con los complejos de rocas ya mencionados y se han formado en la etapa final del desarrollo de los procesos magmáticos. Ellos son más jóvenes con respecto a las rocas magmáticas, y lo más probable, es que se hayan formado en el eoceno superior, en la etapa final del período del desarrollo geosinclinal de esta región, cuando la penetración de las intrusiones terminó.

Partiendo de esto es imposible vincular genéticamente al yacimiento *El Cobre* con los grandes intrusivos de dioritas de la Sierra Maestra, así como es imposible también vincularlos paragenéticamente con los cuerpos subvolcánicos que se encuentran cerca de la superficie, por cuanto en el período de formación del yacimiento estos intrusivos se consolidaron y no pudieron servir como fuente de las soluciones minerales. Tal fuente probablemente se encontraba a profundidades mayores.

El yacimiento *El Cobre* y otras manifestaciones minerales hidrotermales son más cercanos por su edad a la serie final de pequeños intrusivos y diques. Estos intrusivos se encuentran vinculados en el espacio con la mineralización; ellos están localizados en la única y más móvil zona, la zona de transición, que separa al anticlinorium Sierra Maestra del sinclinorium Este de Cuba. Tal situación del yacimiento y de las pequeñas intrusiones probablemente está vinculada con el gran desarrollo, en esta zona de grandes fallas de larga duración, a lo largo de las cuales se verificó el desplazamiento de las fusiones magmáticas más jóvenes y de las soluciones hidrotermales, que sirvieron como fuentes de elementos metálicos.

4) El yacimiento *El Cobre* fue formado a una profundidad de 1000-1500 m y se incluye en la clase de yacimientos cercanos a la superficie. Las cifras indica-

das fueron obtenidas por el método de restauración del perfil estratigráfico existente sobre el yacimiento en el período de sedimentación mineral. Ellos tienen una gran significación en la práctica de los trabajos de

campo, ya que ayudan a distinguir en las regiones propicias, las partes con erosión considerable donde es difícil suponer la conservación del yacimiento y las partes donde se pueden descubrir yacimientos.

BIBLIOGRAFIA

- 1) Yuri V. Bogdanov, V. M. Bogdanova y Miralles, 1964
Estructura geológica del área del yacimiento "El Cobre" y sus posibilidades. (Provincia de Oriente). Tecnológica No. 3.
- 2) Furrázola Bermúdez, G. Judoley K. M. y otros
Geología de Cuba. La Habana, 1964.
- 3) Keijzer F. G. 1945
Outline of the geology of the eastern part of the province of Oriente, Cuba (E. of N. W. L.). With notes on geology of other parts of the island. Utrecht Ryksnarriv Geog. en Geol. Meded., Pryslog. Geol., Reeks, ser. 2 no. 6.
- 4) Lewis, G. E., Straczek John A. 1955
Geology of South Central Oriente. U. S. Geol. Survey Washington Bull No. 975-D.
- 5) Simons F. S. y Straczek John A. 1958
Geology of manganese deposits of Cuba. U. S. Geol. Survey Bulletin 1057, Washington.
- 6) Taber S. 1934
Sierra Maestra of Cuba, part of the northern rim of Geol. Soc. America Bull V. 45, pp. 567-619.
- 7) Taber S. 1931
The structure of the Sierra Maestra near Santiago de Cuba. Jour Geology, v. 39, pp. 532-513.
- 8) Adámovich y Chejóvich B.
Incompleto en el original.
- 9) Guinubein A. 1954
Epocas metalogenéticas y provincias metalogenéticas. Ediciones geológicas del Gobierno de Moscú.
- 10) Magaquian I. G. 1953
Caminos industriales de los yacimientos minerales. Moscú.
- 11) Puscharovski Y. M., Knipper A. G., Puig M. 1965
Mapa Tectónico de Cuba.
- 12) Mineralización de las formaciones subvolcánicas. 1965
Trabajo de la conferencia mundial (Moscú).
- 13) Woodring W. P. y Daviess, S. N.
Geology and manganese deposits of Guisa-Los Negros Area, Oriente Province, Cuba.
U. S. Geological Survey Bulletin 935-G, Washington, 1944.