

Geología de Isla de Pinos
Por V. E. Kuman y R. R. Gouillon
ICEM

La Isla de Pinos representa el techo de una intrusión compleja. Las rocas de este techo están metamorfizadas; su composición litológica primaria y su estratigrafía son análogas a las de las rocas de la provincia de Pinar del Río.

La forma de domo de las estructuras de plegamiento y el sistema circular de las fallas, complicado por fracturas más recientes, son rasgos específicos de la Isla. El metamorfismo de las rocas se determina como regional, con posteriores manifestaciones pneumatolítico-hidrotermales-zonales. Estas últimas son perspectivas desde el punto de vista de la búsqueda de los minerales útiles.

La geomorfología de la Isla de Pinos refleja las particularidades de su estructura geológica.

La Isla de Pinos por su constitución geológica se destaca ante todo, como una región de dinamometamorfismo de contacto profundo, con una variedad característica de facies metamórficas, encontrándose éstas entre los límites de los esquistos verdes (facies anfibolítica), manifestándose, en algunas partes, el ultrameta-morfismo (anatexis). Esta es una provincia petrográfica bien determinada y una zona tectónica.

En la isla hay un número de minas, donde se extraían anteriormente oro, zinc, tungsteno, antimonio, grafito, moscovita y otros minerales útiles. Actualmente, se hace la extracción de minerales útiles no-metálicos: marmol, cao-

lín, arena de molde, grava, arcillas para ladrillos, etc.

A pesar de la abundancia y variedad de minerales útiles, hay pocos trabajos que hayan reflejado la geología de esta isla, sobre todo en cuanto a los asuntos de petrografía, tectónica y metalogenia. Algunos artículos de carácter técnico-científico reflejan, más a menudo, los aspectos de economía minera, refiriéndose principalmente a los años 1920-1944 (1-6).

Cierta complejidad en la investigación de rocas metamórficas, creada debido a la ausencia completa de fauna, o debido al poco grado de afloramiento de la isla, así como la estrechez de los trabajos de exploración geológica anteriores a la Revolución, llevó a interpretaciones insuficientes y a veces contradictorias de los problemas sobre la geología de la Isla de Pinos. Después de la Revolución, se iniciaron los estudios y se han obtenido nuevos datos referentes a la estratigrafía, tectónica, magmatismo y otros temas.

En este informe, los autores exponen los resultados de sus investigaciones, al realizar trabajos de exploración y prospección de caolín en Isla de Pinos.

DESCRIPCION LITO-ESTRATIGRAFICA, PETROGRAFIA Y MAGMATISMO

Espesor sedimentario metamórfico

El complejo de rocas más antiguas que se observan en Isla de Pinos corresponde al Jurásico. Si condicionalmente no tomáramos en cuenta el metamorfismo, se puede establecer que las rocas de Isla de Pinos tienen sus análogos entre los sedimentos normales jurásicos, caracterizados desde el punto de vista faunal en la cercana provincia de Pinar del Río, Cuba.

(1) Nota: Los términos textura y estructura se usan según la escuela rusa.

Julio - agosto 1963 # 7

Ciertos complejos lito-estratigráficos de la Isla de Pinos corresponden a las secuencias y subseries de Pinar del Río.

SEDIMENTOS JURASICOS

Serie esquistosa cuarcítica

En la base del corte geológico de Isla de Pinos yace un espesor esquistoso-cuarcítico, correspondiente a la secuencia San Cayetano de la provincia de Pinar del Río, cuya edad se determina entre los límites del Jurásico medio inferior.

En este espesor se destacan tres complejos de tres subsecuencias de la serie San Cayetano. La característica de estos complejos se expone a continuación:

a) Esquistos metamórficos del complejo inferior; subserie inferior

En la parte más baja de la secuencia de esquistos cuarcíticos yace, principalmente, un complejo esquistoso que corresponde a la subsecuencia inferior de la serie San Cayetano. Lo más ampliamente desarrollado en esta parte son los esquistos tipo filitas.

Las rocas, en su masa general, se caracterizan por una constitución de grano fino, textura esquistosa (laminada) y color gris. Los planos de esquistosidad son de color mate o de brillo sedoso, frecuentemente con manchas de óxido de hierro.

La estructura de las rocas es muy diversa: microlepidoblástica, lepidoblástica, nematoblástica y porfiroblástica.

Los principales minerales que forman la roca están representados por cuarzo de extinción ondulatoria, moscovita y sericita. El cuarzo compone hasta un 80% de la roca. Los minerales secundarios y accesorios son: sillimanita, granate, grafito, hematita, pirita, caolinita e hidróxido de hierro.

Los minerales accesorios están representados por: magnetita, ilmenita, esfena y topacio.

Lo característico de estas rocas es la alteración de intercalaciones cuarcíferas y micáceas; los porfiroblastos están formados de granate.

En este grupo de esquistos metamórficos aparte de las filitas típicas, se destacan las siguientes variedades de esquistos: granate-moscovita, sillimanita, grafito-sericita, cuarzo-moscovita y moscovita-cuarzo. Los últimos se desarrollaron en la zona transitoria a la capa cuarcítica, que yace más arriba.

Las rocas de la subserie inferior afloraron principalmente en la parte occidental de la ca-

dena montañosa central de "Sierra de la Cañada" y "Sierra del Cristal". El espesor de esta subserie no es menor de 2 km.

b) Secuencia de cuarcitas micáceas, subserie media

Por encima de la subserie inferior yace principalmente un espesor cuarcítico, que corresponde a la subespecie media de la secuencia San Cayetano. A base de este espesor de cuarcitas se observan intercalaciones de esquistos metamórficos, que son idénticos a las rocas de la subserie inferior, debido a lo cual no hay una divisoria clara entre estos espesores. Las cuarcitas micáceas, no transformadas por el intemperismo, son más accesibles para la observación en las lomas de Cañada y en otros sectores de la cadena central, rumbo al este. En las faldas de las montañas y en los valles, estas rocas están cubiertas por una gruesa capa de eluvio arenoso.

Las cuarcitas micáceas (de moscovita) se caracterizan por una constitución de grano fino o medio, de color gris claro, en algunas partes son blancas. A veces se encuentran variaciones en bandas, de laminación poco visible, aglutinadas, casi sin mica. La textura de las rocas es laminada, la estructura es lepidogranoblástica y granoblástica. El mineral principal, que forma la roca, es el cuarzo (90% y más), y en una cantidad muy reducida aparece la moscovita. El cuarzo forma un agregado de granos isométricos de extinción ondulatoria; la moscovita se encuentra en forma de escamas orientadas en línea. De los demás minerales se encuentran esporádicamente la pirita, hematita, sillimonita; y como un mineral accesorio se observa la esfena (Fig. 1).

Entre las cuarcitas se desarrollaron intercalaciones de esquistos cuarcíferos (moscovita-cuarzo), distinguiéndose por una esquistosidad más clara, por un contenido menor de cuarzo (hasta un 60%) y por una cantidad mayor de moscovita, respectivamente.

Aparte de las rocas anteriormente mencionadas, en el espesor de cuarcitas se encuentran los esquistos cristalinos biotíficos y bimicáceos, junto con la estauroлита.

El espesor de la subserie media es de 5-5.5 kilómetros.

c) Esquistos metamórficos del complejo superior - subserie superior

Más arriba, en la sección, yace en concordancia, una secuencia superior de esquistos que corresponde a la subserie superior San Cayetano, pero superándola en grado considerable por su espesor. Este espesor se desarrolló rumbo al norte desde la cadena central y en la parte oriental de la isla.

En su composición, fuera de los esquistos metamórficos anteriormente mencionados, toman parte algunas otras rocas que son propias de esta parte de los sedimentos jurásicos. Las filitas y esquistos de cuarcitas son de importancia secundaria y no se distinguen de las descritas anteriormente. Los esquistos de biotitas tampoco se desarrollaron mucho. En el agregado de cuarzo biotita, que forma la roca, se encuentran esporádicamente granates anómalos, zonales, descompuestos parcialmente y reemplazados por una clorita.

Los esquistos cristalinos bimicáceos se distinguen de los que se observan en el espesor de cuarcitas subyacentes, por composición más complicada. Aquí, junto con la moscovita, biotita y cuarzo, desempeña un papel considerable la sillimanita y la distena. La estauroлита está ausente, la sillimanita forma en algunas partes unas intercalaciones continuas.

Lo característico para los esquistos cristalinos bimicáceos es el alto contenido de esfena, concentrándose ésta en nidos e intercalaciones bien visibles de granos ovalados (hasta un 10%). Entre los otros minerales tenemos turmalina, titanomagnetita y pirita. (Fig. 2).

Los esquistos de distena se desarrollaron ampliamente en la parte norte de la Isla. Las rocas son de grano pequeño, textura esquistosa y de estructura nematoblástica. Los componentes principales de la roca son: distena, moscovita y cuarzo. Los esquistos de ortoclasa - moscovita se encuentran esporádicamente. La textura es esquistosa, la estructura porfiroblástica con la estructura de la masa principal granolepidoblástica. La roca consta de ortoclasa, cuarzo y moscovita. La ortoclasa (hasta un 30%) está representada por porfiroblastas cataclásticas; la moscovita y el cuarzo forman una masa principal, con esto hay que hacer notar que la moscovita prevalece (hasta un 60%). Como minerales secundarios se encuentran en abundancia la esfena y la turmalina, encontrándose ésta en algunas intercalaciones.

Los esquistos de biotita - clorita se encuentran en forma de lentes de 3 m de espesor. Las rocas se diferencian por su color gris - oscuro con un matiz grisáceo, por el brillo de seda y por los planos de la esquistosidad. La textura es esquistosa, la estructura lepidoblástica. Los componentes principales de la roca son los minerales clorita, biotita y cuarzo. Como mineral secundario aparece la pirita; los minerales accesorios están representados por ilmenita y magnetita. En pequeña cantidad aparecen óxidos de manganeso de grano fino.

El gneis se encuentra en la parte norte de la Isla, donde, junto con los esquistos cristalinos, componen una aureola en torno a la intrusión ácida.

Los gneises constituyentes de la zona interior de la aureola son bimicáceos, magmatizados por una granodiorita. Raras veces se encuentran

gneises de moscovita, los cuales por su composición son casi semejantes a las granodioritas.

Los gneises bimicáceos son de grano medio, de color gris - oscuro. La textura es esquistosa, la estructura gnéisica, parcialmente milonítica.

Los componentes principales de la roca son: feldespatos, cuarzo, biotita y moscovita. Los minerales secundarios y accesorios son: granate, sillimanita, anfíboles, clorita, hematita, pirita, turmalina y rutilo. De los minerales accesorios aparecen: ilmenita, magnetita, titanomagnetita, esfena y topacio.

Los feldespatos (40%) están representados principalmente por una plagioclase ácida en maclas polisintéticas y en menor grado, por andesina y feldespato potásico. El cuarzo es ordinario, de extinción ondulatoria (un 15% aproximadamente). La biotita (hasta un 25%) en escamas orientadas, se presenta más a menudo formando entrecrecimientos de moscovita. La moscovita (hasta un 10%) forma algunas intercalaciones y concentraciones en torno al feldespato potásico y forma entrecrecimientos en los bordes corroídos de este último.

El granate está representado por almandita en forma de granos raros, parcialmente cloritizados y desplazados por el cuarzo; la sillimanita se dispersó en forma de cristales aciculares pequeños por toda la roca y se incluyó en los feldespatos, cuarzo y moscovita; los anfíboles forman granos raros y corroídos. Los granos pequeños y aislados de pirita están dispersos entre los componentes principales de la roca; la turmalina se encuentra esporádicamente formando entrecrecimientos con los granos de cuarzo; el rutilo en forma de ságenita se observa principalmente en las escamas de biotita.

Los esquistos anfíbolíticos son de carácter supeditado, encontrándose en los esquistos metamorfizados micáceos y en las serpentinitas en forma intercalada, con un espesor desde unos centímetros hasta 10 m. Las rocas se encuentran en la parte norte de la Punta de San Francisco de las Piedras, en el área de Santa Fe y en otros lugares. Los esquistos anfíbolíticos se caracterizan exteriormente por su color verde (a menudo con matiz amarillo), así como por la composición fibrosa o de abanico (radial). Como regla general, las grietas de las rocas contienen óxido de manganeso. La textura de las rocas es esquistosa, la estructura porfiroblástica con la matriz básica nematoblástica o columnar.

Las porfiroblastas son raras y están representadas por granos considerablemente corroídos y descompuestos de plagioclase, que incluyen cristales circulares de anfíboles y en sus partes centrales, por escamas de antigorita.

La masa principal está formada de anfíboles, representados por antofilita, tremolita o actinolita. Los esquistos más desarrollados son los



Fig. 1. Cuarcita moscovítica x72. Nícoles cruzados. N8185.

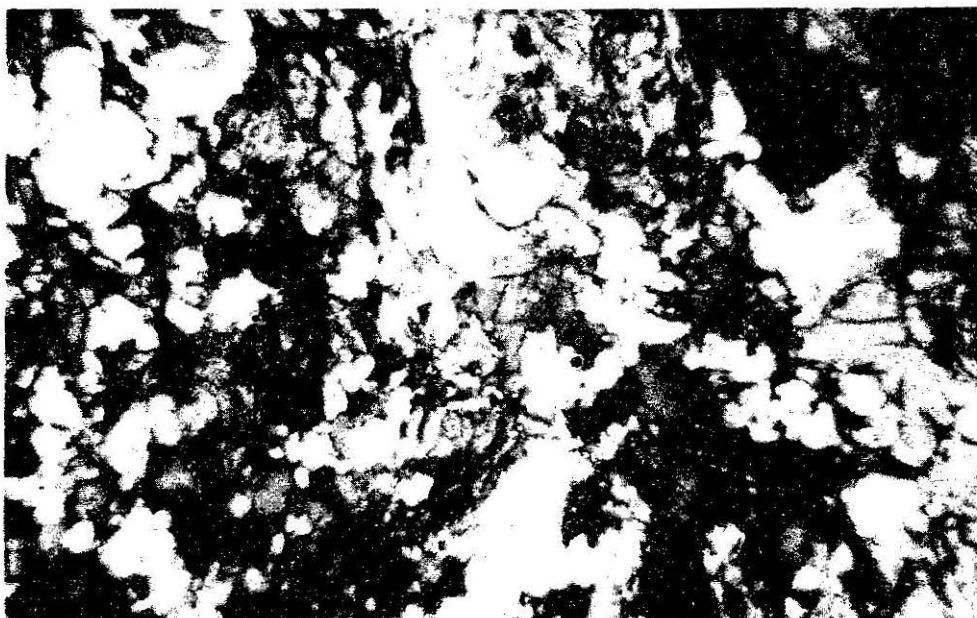


Fig. 2. Esquisto cristalino. x28. Nícoles cruzados. N8762.

de antofilita y tremolita. Los anfíboles se observan en forma de agregados de cristales orientados, de prismas largos aciculares o fibrosos.

Fuera de los anfíboles, en la masa básica y en cantidad menor, se observan: antigorita, calcita, talco y una sustancia mineral finamente dispersada (óxidos de manganeso y de hierro). En algunos lugares se observa piritita dispersa. El mineral accesorio está representado por magnetita (Fig. 3).

Los esquistos de clorita - talco son rocas de color gris verdoso y verde - oscuro, con un brillo de seda en los planos de esquistosidad. Estos se encuentran raramente en forma de intercalaciones en los esquistos con anfíboles, en las serpentinitas, así como en los de cuarcitas. La esquistosidad se caracteriza por una textura foliada y la estructura microlepidoblástica está constituida por un agregado de escamas microscópicas de clorita y talco. El mineral accesorio es la magnetita.

Las serpentinitas se desarrollaron en la región de la ciudad de Santa Fe, encontrándose en una secuencia de esquistos metamórficos y en el contacto con las intercalaciones de mármol. Las rocas son de constitución masiva, de color gris - oscuro. Macroscópicamente se distinguen vetitas finas de crisotilo - asbesto transversalmente fibrosas, disseminaciones de piritita y vetas de calcita. La textura es maciza, poco esquistosa; la estructura es relictica-reticular, parcialmente fibroblástica y columnar. Los componentes principales de la roca son: antigorita (hasta un 80%), y cantidades menores de carbonato, crisotilo y piritita. Como mineral accesorio se presenta la magnetita. El análisis espectral de las serpentinitas para algunos metales demostró los siguientes resultados:

Cr - 0.007; Co - 0.003; Ni - 0.005; Mn - 0.07; Cu - 0.004; Ti - 0.6; Pb - 0.003; Ag - trazas; Mo - trazas. (Fig. 4).

Las cuarcitas, que se encuentran en menor grado en la secuencia esquistosa, están representadas por moscovitas y variedades de feldespatos. Las cuarcitas de moscovita se diferencian frecuentemente del espesor cuarcítico medio, anteriormente descrito, por la estructura blastoalevrolítica con regeneración y recristalización incompleta del cuarzo fragmentado.

Cuando la cuarcita feldespática es de textura esquistosa, su estructura es blastoalevrolítica y parcialmente heteroblástica y milonítica. El feldespato (hasta un 50%) representa una plagioclase sericitizada y, en menor grado, un feldespato de potasio lutilizado. El cuarzo (hasta un 40%) está representado por dos generaciones: el fragmentario y el metasomático, que se desarrollan sustituyendo los feldespatos y la moscovita y que regenera los fragmentos originales. Otros minerales presentes son: biotita, moscovita, clorita, hematita, esfena y leucóxeno. La cantidad de esfena supera considerablemen-

te su contenido habitual, figurando como un material accesorio.

Los mármoles, así como las cuarcitas en cantidades menores, se encuentran en forma de intercalaciones en los esquistos y a veces en contacto con las serpentinitas. Las rocas están constituidas por granos gruesos y medios, de color gris-oscuro y de laminación relictica (en bandas). La textura es esquistosa, la estructura es granoblástica, parcialmente lepidogranoblástica, con elementos cataclásticos.

Aparte de la calcita (60 - 90%), en la composición de las rocas toman parte: cuarzo, feldespato de potasio, plagioclase, anfíboles, moscovita y piritita.

Los conglomerados, que se encuentran dentro de la formación, se observan en los esquistos micáceos metamórficos, en forma de intercalaciones de 1 - 3 m de espesor. Los cascajos de conglomerados son poco clasificados. Estos cascajos aparecen en forma alargada, bien ovalada, exclusivamente de cuarzo. El tamaño de éstos es de 1 a 8 cm, cementado por un material de cuarzo - sericita basal.

El espesor de la subserie superior no es menor de 5 km.

Un rasgo común característico para estas rocas de la secuencia de esquisto - cuarcitas de Isla de Pinos, es la presencia de vetas de cuarzo en capas bastante continuas debido a su espesor (1 - 15 cm) y suficientemente largas por su extensión. Todas las vetas de cuarzo, a diferencia de las de otras regiones, carecen por completo de contenido de calcita o de otros carbonatos.

La determinación de la edad absoluta en la secuencia de esquistos metamórficos de moscovita, por el método del argón determinó una edad de 190 millones de años ($\pm 10\%$).

El espesor total de la serie esquistosa - cuarcítica es menor de 12 km.

SECUENCIA DEL MARMOL

Por encima de la secuencia de esquistos de cuarzo yace en concordancia un espesor de mármol, que corresponde a la secuencia Viñales, en la provincia de Pinar del Río. En el contacto se observa una zona de estratificación de los mármoles con los esquistos subyacentes y las rocas de composición mixta (esquistos carbonatados). El papel principal en el espesor lo desempeñan los mármoles. En la parte inferior yacen variaciones de grano pequeño, de color gris oscuro, con grafito e intercalaciones de cuarcita feldespática, cuyo espesor es de 3 m, aproximadamente y se diferencian de las cuarcitas, anteriormente descritas, ubicándose éstas

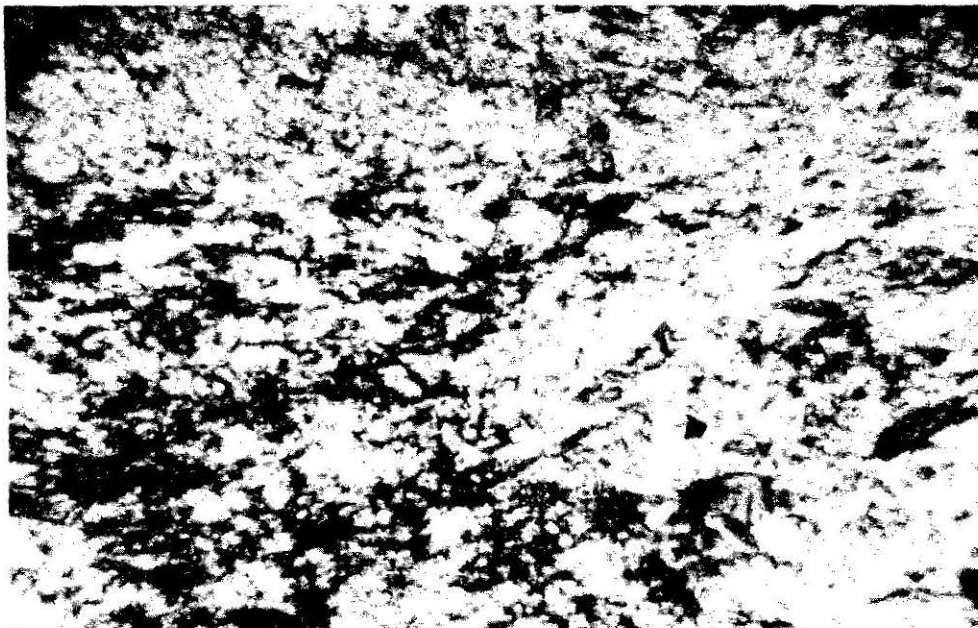


Fig. 3. Esquisto anfibolítico. x28. Nícoles cruzados. N3739.



Fig. 4. Serpentinita. x72. Nícoles cruzados. N3741.

en la secuencia de esquistos de cuarcita superior, las cuarcitas feldespáticas poseen una estructura más complicada y diversa, así como una composición mineralógica más variada.

En estas rocas se observan estructuras granoblástica, poiquiloblástica, lepidogranoblástica, blastoalevrolítica y milonítica. Por su composición mineralógica las rocas se caracterizan por tener cuarzo, moscovita, biotita, wollastonita, sillimanita, anfíboles, calcita, albita y minerales del grupo epidota - zoisita y se desarrolla ampliamente la esfena, poco reemplazada por leucoxeno. Entre los minerales accesorios están la magnetita, titanomagnetita y la ilmenita. Las cuarcitas son más resistentes a los procesos de intemperismo que los mármoles y se destacan en su superficie.

Más arriba yacen los mármoles de grano grueso, gris - oscuro y blancos; en algunas partes aparece un mármol brechoso de color rosa y gris claro, con matiz azul (Sierra de Casas, Sierra de Caballos).

La textura de los mármoles es maciza y esquistosa, la estructura es granoblástica, parcialmente heteroblástica, lepidoblástica y cataclástica. La calcita compone un 75 - 90% de la roca; entre otros minerales se presenta: cuarzo, plagioclasa, moscovita, wollastonita, turmalina, hematita, piritita, grafito. (Fig. 5).

Sobre los mármoles yacen en concordancia los esquistos grafitizados metamórficos, cuya composición no está clara, debido al intemperismo profundo. Posiblemente, éstos se desarrollaron ampliamente en la parte oriental de la Isla, cubriendo los mármoles, ubicados a profundidad. Aparentemente, los esquistos son análogos a los de grafito - sericita y cuarzo - moscovita grafitizados, de la secuencia de esquistos cuarcíticos. El espesor total de la secuencia de mármoles es de unos 450 m, supuestamente de edad Jurásico Superior.

SEDIMENTOS DEL CRETACICO SUPERIOR

Un complejo de rocas efusivo - sedimentarias del Cretácico Superior recubre transgresivamente los sedimentos jurásicos metamorfiados. La secuencia está considerablemente erosionada y se conservó solamente en la parte noroeste de la Isla (localidad de Sabana Grande).

La masa principal de los sedimentos del Cretácico Superior está representada por porfiritas andesíticas y sus tobas; en la base de la secuencia, por encima de la superficie erosionada de los sedimentos jurásicos dislocados y con una discordancia angular, yacen los conglomerados de toba, lavas en almohada, espilitas y jaspe. Los conglomerados de toba tienen en su composición guijarros mal seleccionados de los esquistos metamórficos jurásicos y de los mármoles.

Las espilitas se caracterizan por un color gris-verdoso y por la presencia de pequeñas amígdalas, de 0.8 cm de tamaño. La estructura es glomerofírica intersertal y pilotáxica en algunas partes de la masa principal. Los fenocristales, que constituyen un 25-30% de las rocas, están representados por cristales prismaticos alargados de albita y sus entrecrecimientos. La masa básica está constituida por cristales de albita y de clorita finamente escamosos, rellenando espacios intersticiales entre los cristales. En una cantidad insuficiente aparecen: magnetita, leucoxeno y minerales del grupo epidota-zoisita. Las amígdalas se rellenaron por clorita y epidota. Los jaspes son regularmente coloreados en tono gris-amarillento y gris-verdoso, en algunas partes son manchados y bandeados. La textura es maciza y relictica laminar; la estructura es córnea, parcialmente porfiroblástica, microgranoblástica o con la masa básica de estructura córnea.

Las rocas están constituidas por un cuarzo que forma pseudomorfosis completas en los feldespatos y la masa principal. A veces se observan, en cantidad insignificante moscovita, sillimanita, hematita epigénica y piritita.

Las porfiritas andesíticas son rocas de grano pequeño, de color gris - verdoso y violeta, con diseminación blanca. La textura es maciza, la estructura es porfirítica con la masa principal de estructura pilotáxica. Los porfiroblastos están representados por una plagioclasa de andesina, encontrándose ésta en algunos cristales y maclas gruesas. Los fenocristales de tamaño mayor tienen constitución zonal con la zona interna más básica. La plagioclasa está parcialmente albitizada, sericitizada y caolinitizada. En cantidad insignificante se desarrolla la epidota. La masa principal está constituida por microlitas de plagioclasa de la misma composición y en algunas partes aparece la clorita, fragmentos minerales y piritita. (Fig. 6).

Las tobas de porfiritas andesíticas se diferencian de las porfiritas andesíticas por la presencia de un material terrígeno finamente fragmentado (cuarzo) y por una sustancia arcillosa.

El espesor general del manto efusivo - sedimentario es de 350 m, aproximadamente.

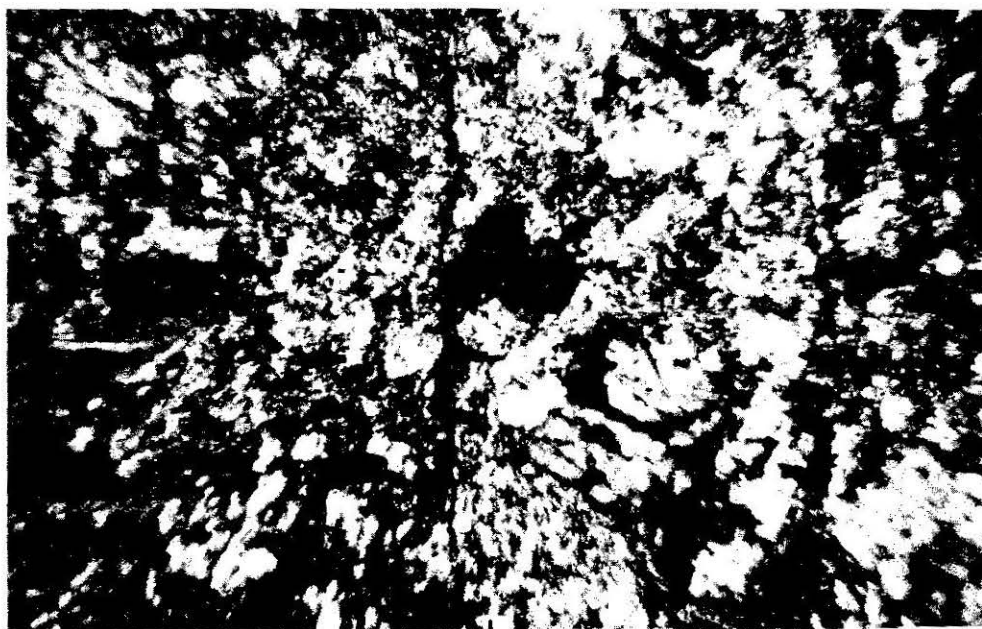
SEDIMENTOS TERCIARIOS

Un espesor de caliza neogénica, suprayacente, recubre transgresivamente todos los sedimentos más antiguos. Según los datos, obtenidos de la abundante y bien conservada fauna, la edad de esta caliza es miocénica.

Las calizas se desarrollaron principalmente en la parte sur de la isla. En el norte fueron cortadas por una erosión, conservándose solamente las capas inferiores de este espesor de



Fig. 5. Mármol. x28. Nicoles cruzados. N8776.



Fif. 6. Porfirita andesítica. x28. Nicoles cruzados. N8770.

caliza en algunos lugares. Lo característico para esta parte de la sección es un tipo de sedimentos de agua de poca profundidad, cuya composición depende en mucho del substrato. Así, en el sector "Sabana Grande", en la composición de las calizas que recubren los efusivos del Cretácico Superior, los mármoles jurásicos y los esquistos, se observa hasta un 20% de fragmentos rodados de porfirita, esquistos y mármoles, cementados por un material arcilloso carbonatado. El tamaño de los fragmentos es de 0.5 cm. En las áreas de McKinley y San Rosario las calizas están saturadas por un material arenoso-cuarzoso. Los sectores descritos son de difícil acceso para las observaciones si no se realizan trabajos mineros especiales, ya que las calizas están cubiertas por un material de arrastre (la profundidad de ubicación es de unos 3 m). En la parte sur de la Isla las calizas están bien afloradas, pero allí éstas tienen un gran espesor y sus contactos con las rocas subyacentes (mármoles) pueden observarse solamente en Cerro Caudal. Entre las calizas de la parte sur se encuentran variedades blandas y densas, finamente laminadas, gris clara, de grano fino, de laminación oblicua y detritus con abundantes conchas de moluscos, así como variaciones de colores gris, amarillo y anaranjado.

En un material fragmentado se encuentran con frecuencia fragmentos poco rodados de caliza gris, semejantes a los descriptos. En cantidad menor, aparecen fragmentos rodados de caliza oscura de cristales finos, y de otras rocas de grano fino, muy laminadas y silíceas. Se encuentran intercalaciones con la estratificación oblicua. (Fig. 7).

El espesor del manto de caliza es menor de 400 m.

SEDIMENTOS SECUNDARIOS

Entre los sedimentos cuaternarios se desarrollaron ampliamente las formaciones pleistocénicas, generalmente ubicadas directamente debajo de la capa vegetal, y en algunas partes por debajo de los sedimentos aluvial - proluviales. Los sedimentos pleistocénicos están representados por el **eluvio**, cuya composición depende directamente del carácter del estrato. En la parte norte de la isla, sobre los esquistos metamórficos y los gneises, se desarrolló preferentemente una corteza de intemperismo caolinítica; la parte central, constituida por cuarcitas, se caracteriza por la presencia de una corteza de intemperismo arenosa; en el sur de la Isla, o en el área del desarrollo de la caliza neogénica, los sedimentos aluviales se desarrollaron poco y están representados por arcillas cársicas.

El análisis espectral de las arcillas eluviales en algunos lugares de la parte norte de la isla (McKinley, Mango Triste y otros), indican la influencia de una intrusión ácida, que tiene los siguientes elementos: (índices máximos en %): Ba - 0.03; Be - 0.01; Pb - 0.02; Zn - 0.04; Mo - 0.001; Sn - trazas.

En la parte oriental de la isla, comenzando en la localidad San Francisco de las Piedras, se observan elementos de rocas de composición básica: Co - 0.01; Cr - 0.1; Ni - 0.07.

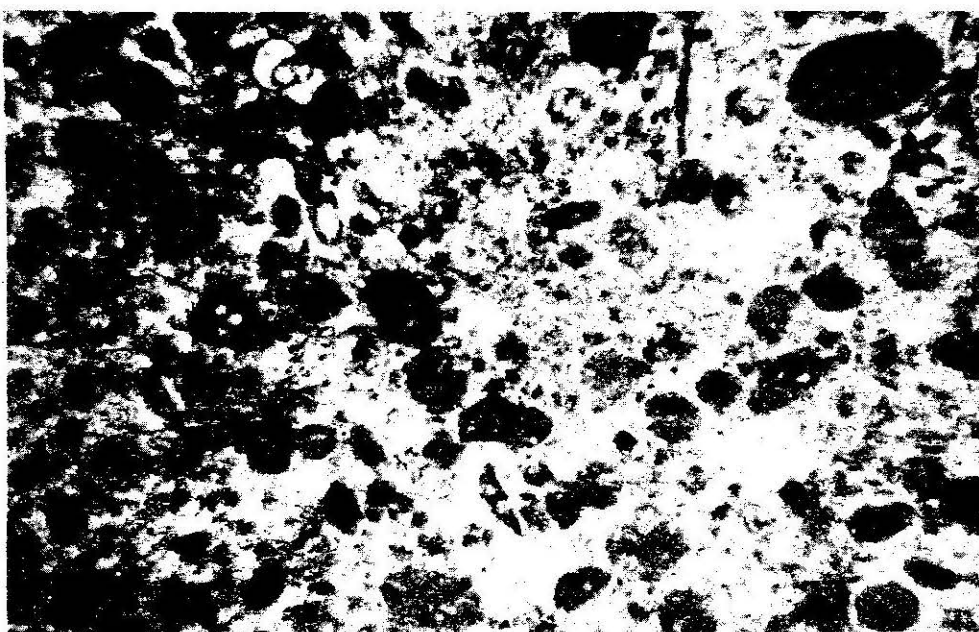


Fig. 7. Caliza organógena. x28. Nícoles cruzados. N8345.

El eluvio de la parte central del área contiene elementos tanto del magma ácido como del básico.

El espesor de la corteza de intemperismo pleistocénica, según los datos de perforación, supera a menudo los 50 m.

Una categoría especial de sedimentos pleistocénicos está representada por brechas calcáreas de cuevas, en los mármoles, en cuya composición y como fragmentos están presentes las calizas neogénicas con fauna jurásica y huesos fosilíferos de animales terrestres (*Megalocnus*), así como un abundante material terrígeno, representado por fragmentos de cuarzo algo ovalados y puntiagudos, de 1 mm de tamaño, aproximadamente.

En algunas cuevas (Sierra de Colombo) se conservaron sedimentos calcáreos arenoso-arcillosos, con carbón de madera. El espesor de estos sedimentos es de 1 m.

Los jóvenes sedimentos cuaternarios están representados por: deluvio de cascajo, eluvio de regiones montañosas, arcilla arenosa y are-

na arcillosa, eluvio-deluviales, eluvio-aluviales, aluvión de valles de ríos (arenas, y raramente grava de rocas "in situ") arena arcillosa de un material proluvial con grava de rocas básicas, arcillas cársticas, arcillas lacustre-palustres y turbas, así como la arena de playas marinas. Las últimas reflejan muy claramente la composición de las rocas básicas. En el sur, donde la fuente de arrastres está representada por una extensa área en la que está desarrollada la caliza neogénica, las arenas de playa son de composición carbonatadas y cuarzo-carbonatadas. En el oeste se observan arenas de cuarzo, como un producto de desintegración de las cuarcitas, desarrolladas allí mismo; la arena negra de las playas del norte contiene un material multicolor de mármoles negros y esquistos metamórficos de esta región.

La composición mineralógica media de las arenas negras, tomadas de distintas playas y arroyos proluviales de la parte norte de la isla, se caracteriza por el siguiente contenido: minerales metálicos de color oscuro, un 29.3%, incluyendo:

estauroлита	- 8.8	distena	2.7
andesita	- 1.1	granate	3.8
turmalina	- 1.3	mica	0.1
piroxeno	- 0.3	leucoxeno	0.9
ilmenita	- 10.0	titanomagnetita	0.2
magnetita	- 0.2		

Aparte de esto, en granos aislados se encuentra con frecuencia anatasa, martita y raramente, scheelita.

Entre los sedimentos eluviales recientes se encuentran productos del intemperismo homogéneo de los sulfatos. El análisis mineralógico de estas formaciones mostró un 67.4% de azufre nativo y un 32.6% de alunita, limonita, sericita y otros minerales finamente dispersados, secundarios y relictos. El azufre forma manchas amarillas, incrustaciones finas y cortezas (Santa Bárbara de las Nuevas).

Una formación típica de los sedimentos recientes arenoso-arcillosos y blandos, es el llamado "perdigón", o acumulaciones de concreciones ferrosas aisladas y cementadas por hidróxidos de hierro, junto con un material fragmentado, dándoles una forma de masa densa. Junto con las concreciones ferruginosas en la composición del "perdigón" se observan fragmentos de las rocas originales, lixiviados y muy mineralizados de hierro.

En la mayoría de los casos las rocas originales están representadas por esquistos.

Como minerales relictos, inalterados, en estos fragmentos, se observan cuarzo y granos orientados de distena lavados por el intemperismo.

Estos relictos de los esquistos son más antiguos que las concreciones ferruginosas; su origen comenzó en el Pleistoceno, durante el período de formación de la corteza de intemperismo.

COMPLEJO MAGMÁTICO

Rocas intrusivas y efusivas

Las rocas ígneas más antiguas en Isla de Pinos son, por lo visto, las intrusiones de peridotitas en forma de capas observadas en la secuencia jurásica, metamorfizadas posteriormente en serpentinitas.

En la zona ubicada cerca del contacto en el mármol, se desarrolla la albita en forma de tablero de ajedrez, moscovita, wollastonita, antigorita, talco y un anfíbol - asbesto de fibras largas. Mediante un análisis espectral de serpentinitas se ha revelado Ni, Co y Cr en la cantidad de 0.3%.

Lo más joven es una inmensa intrusión básica tipo gabro, cuyos afloramientos existen en el área de Santa Ana. La roca se caracteriza por una constitución de grano grueso y por un tinte verde-oscuro regular. Cerca de los contactos con los esquistos, la roca es de grano pe-

queño, de color gris - oscuro, con un matiz verdoso. Se observan raras vetas de cuarzo con anfíboles y sulfuros. La textura es maciza, la estructura de gabro y poiquiloblástica. La composición mineralógica de la roca indica un hibridismo. Entre los principales minerales componentes de la roca, se establecen dos asociaciones paragenéticas: a la primera pertenece un complejo de rocas de gabro: plagioclasa básica (labrador-bitownita), piroxeno monoclinar, hornblenda y biotita. El segundo grupo es característico para los granitoides: espato de potasio, plagioclasa ácida, moscovita y cuarzo. Los minerales secundarios y accesorios están representados por: clorita, carbonato, minerales del grupo epidota - zoisita y pirita. De los minerales accesorios se observan la magnetita y esfena. La proporción entre los minerales de la intrusión básica y los ácidos es de 2:1. (Fig. 8).

Ninguna intrusión de gabro inalterada se ha encontrado en forma de afloramientos, pero, según los datos del levantamiento magnetométrico, el menor espesor de rocas, que recubre la intrusión, se determinó en la parte noreste de la isla y en el mar continúa con el mismo rumbo.

Como derivados de la intrusión básica tenemos un complejo de diabasas filonianas (de dique), representado en la actualidad por anfíbolitas. Entre éstas se destacan las estratificadas (o en forma de mantos) y cruzadas, así como un inmenso cuerpo magmático. (Loma Daguilla).

Las anfíbolitas están en contacto brusco con los esquistos metamórficos, mármoles y serpentinitas; sus fragmentos se han encontrado en las tobas de porfiros cuarcíferos (montaña Siguanea). Las rocas están dislocadas; en la parte central conservan generalmente una constitución maciza; en las zonas cerca del contacto éstas son esquistosas. El color de las rocas es de gris - oscuro a negro con matiz verde; en las zonas cercanas al contacto éstas son gris y gris claro. La textura es maciza y esquistosa; la estructura es intersertal, nematoblástica, parcialmente heteroblástica, así como porfiroblástica, porfirica helicítica con estructura intersertal o nematoblástica en la masa básica. Como minerales principales de la roca se han identificado: la hornblenda ordinaria y la plagioclasa básica (labrador). Los minerales secundarios están representados por cuarzo, granate, clorita, minerales del grupo epidota - zoisita, esfena, pirita y plagioclasa ácida. Como mineral accesorio aparece la pirita. (Fig. 9). Por su composición mineralógica, entre las metabasitas se distinguen tres tipos: anfíbolitas, anfíbolitas de cuarzo y anfíbolitas de granate. Todos los tipos de anfíbolitas, en los contactos con las rocas encajantes, se enriquecen con feldespato (plagioclasa ácida), cuyo contenido alcanza a un 70%.

Las rocas encajantes en el contacto con las diabasas están mineralizadas con hornblenda. Según se ha visto, con la intrusión básica está ligado un complejo efusivo del Cretácico Superior.

La intrusión ácida, de formación más reciente, aflora solamente en su parte superior, re-



Fig. 8. Roca híbrida. x28. Nícoles cruzados. N3745.

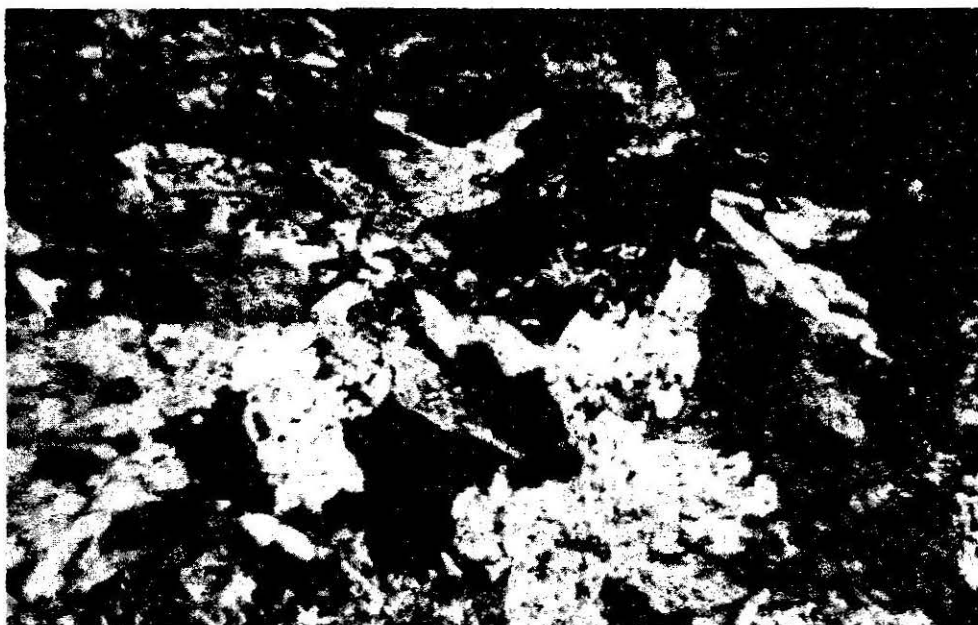


Fig. 9. Anfibolita. x28. Nícoles cruzados. N8907.

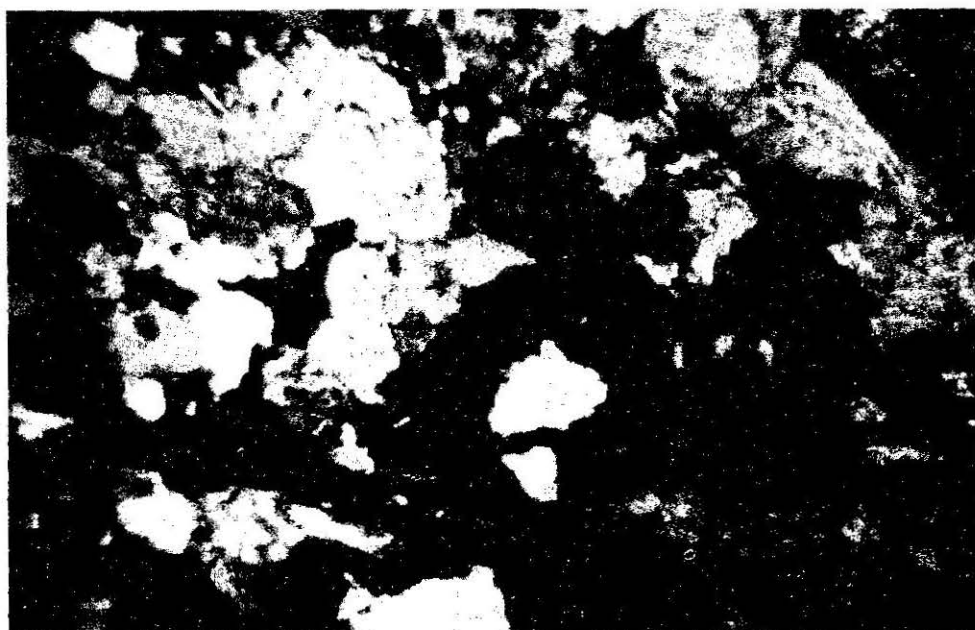


Fig. 10. Granodiorita. x28. Nícoles cruzados. N8761.

presentada por granodioritas. Los afloramientos de esta intrusión se conocen en el área de Mc Kinley, a lo largo del valle del Río del Medio. Hacia el este, desde este río, las granodioritas están ubicadas muy cerca de la superficie, encontrándose por debajo del suelo de capa vegetal y pequeños aluviones. Con la misma ubicación las granodioritas se han descubierto en el sector de San Rosario. Las rocas son de grano fino y medio, de color gris claro. En algunas partes se observa una cataclasa, mica orientada y piritización intensa. La textura es maciza, la estructura granítica. Los minerales principales componentes de la roca, están representados por un feldespato de potasio, plagioclasa ácida, cuarzo, moscovita, biotita y anfíboles. Como minerales secundarios se observan: piritita, caolinita, clorita, sericita e hidróxidos de hierro. De los minerales accesorios aparecen: magnetita, apatito, circón y esfena. El feldespato potásico, junto con la plagioclasa, compone un 50% de la roca. (Fig. 10).

En el contacto de las granodioritas con los esquistos metamórficos se observa una zona de esquistos cristalinos. En algunas partes la magnetización de un metamorfismo dinamo-termal secundario y local, ha originado dos zonas: la interior de gneises y la desplazada de esquistos cristalinos.

A unos 5 km al suroeste de la ciudad de Nueva Gerona, muy cerca de los afloramientos granodioríticos, mediante laboreos subterráneos (localidad de Mango Triste) se descubrieron rocas híbridas más ácidas, que los hibridizados gabros de Santa Ana, anteriormente descritos. La roca se caracteriza por una constitución irregular de grano fino a grano grueso; localmente se encuentran grandes fenocristales de piroxenos (3-4 cm), con granos de granate, nidos de sulfuros y schilicren. Muy cerca del contacto con los esquistos cristalinos que recubren a las rocas híbridas, se encuentran vetas de cuarzo con distena de cristales gruesos en forma de cristales aislados orientados o nidos. El color de las rocas es gris-claro con matiz verdoso. La textura es maciza, parcialmente esquistosa, la estructura es hipidiomórfica granular, en algunos lugares porfíricas con la masa básica de estructura hipidiomórfica granular.

Los principales minerales, componentes de la roca, pertenecen a las asociaciones paragenéticas básica y ácida. La primera comprende piroxenos (augita), plagioclasa básica (labrador), biotita y granate y la segunda: plagioclasa ácida, feldespato de potasio, anfíboles, cuarzo y moscovita. Los minerales principales componen hasta un 90% de la roca; la relación entre las asociaciones paragenéticas es casi 1:1.

Los minerales secundarios y accesorios están representados por clorita, calcita, distena, piritita, leucoxeno, esfena, caolinita y sericita. Como minerales accesorios se observaron: magnetita, topacio, rutilo y turmalina.

Un análisis espectral de esta roca demostró la presencia de algunos elementos con los resultados siguientes: (en %): Ti - 0.5; Cu - 0.003; Pb - 0.002; Bi - trazas; Mn - 0.06; V - 0.02; Cr - 0.004; Co - 0.002; Ni - 0.007.

La intrusión básica fue cortada por el magma ácido, originándose magmas híbridos movibles, cuya composición es casi media. Por lo visto, el producto de tal magma es un pórfiro - malchita, que aflora al oeste de la ciudad de Santa Fe, en las cabeceras del río San Francisco. La roca es de color gris - claro, con matiz verdoso, con abundantes diseminaciones de piritita y con xenolitos de mármol algo fundido (o aglutinado). La textura es maciza, parcialmente esquistosa; la estructura es porfírica con la masa básica aplítica.

El principal mineral componente de la roca es el feldespato. Los fenocristales (un 15%, aproximadamente) y la masa básica están representadas por una plagioclasa albitizada (andesina). En la composición de la masa básica aparece una pequeña cantidad de cuarzo, hornblenda orientada, cristales de piritita dispersos, granos aislados de feldespato potásico. Como materiales accesorios se observan: magnetita, esfena y apatito.

En la parte sur-oeste de la isla, en las Lomas de Siguaná, se desarrollaron pórfiros de cuarzo, formando "necks" (intrusión cilíndrica), de 2 m de espesor y de 10 m de largo. Los cuellos (necks) atraviesan las cuarcitas moscovíticas y los esquistos cuarcíferos encajantes del Jurásico, extendiéndose con rumbo nordeste, con un buzamiento suroeste de las rocas encajantes. Los pórfiros de cuarzo son de color gris-claro de grano fino, con diseminaciones isométricas de cuarzo gris. La textura es maciza, la estructura porfírica con la masa básica de estructura felsítica. Los fenocristales están representados por granos de cuarzo corroídos, plagioclasa ácida, albita y albita-oligoclasa. La masa básica, primariamente vítrea, está casi por completo descristalizada, transformándose en un agregado de microlitas de plagioclasa y de cuarzo; el vidrio aparece en cantidad poco considerable. A veces, en la masa básica se encuentran granos aislados de hornblenda opacitizada, biotita, piritita y hematita. (Fig. 11).

Estas rocas son ígneas, parecidas al granito, que es la masa que constituye parcialmente la intrusión ácida no descubierta por la erosión. Cerca de los minerales se desarrollaron las tobas ampliamente, que se diferencian por la presencia de fragmentos de cuarcitas y anfíboles.

Fenómenos pneumatolítico - hidrotermales

Los fenómenos pneumatolíticos-hidrotermales, genéticamente ligados con la intrusión ácida, se desarrollaron ampliamente en las rocas

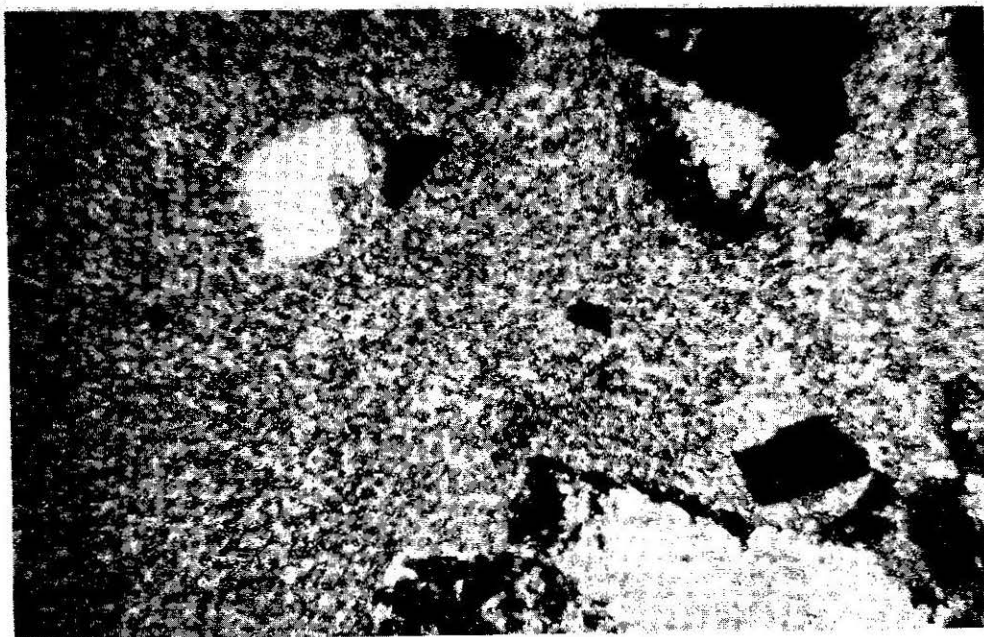


Fig. 11. Pórfido cuarcífero. x28. Nícoles cruzados. N3710.

básicas de la isla, estando en contacto generalmente con las zonas de dislocaciones disyuntivo-tectónicas de dirección nordeste. Entre estos se destacan fases de temperatura que van desde la pneumatolítica hasta la epitermal. La zona pneumatolítica fue descubierta parcialmente por la erosión. A los fenómenos de este tipo se refieren los cuerpos de roca con aspecto de "greisen" paralelos a la estratificación, encontrándose éstos en los esquistos cristalinos; también se observa en casi todas partes una turmalinización y esfenización, cuyos cambios de intensidad indican que la intrusión ácida en la parte norte de la Isla está situada muy próxima.

Las rocas con aspecto de "greisen" están constituidas por cuarzo y moscovita. En los esquistos, éstas se destacan por una constitución de grano grueso y por la ausencia de orientación en los cristales de moscovita, que alcanzan unos 6 cm de diámetro y 15 cm de espesor. La textura de las rocas es masiva, la estructura es heteroblástica. El cuarzo compone un 70% de la roca, la moscovita un 29%, aproximadamente; en cantidad insignificante aparecen: turmalina, rutilo y raramente granos aislados de plagioclasa serpentinizada.

Las rocas en forma de "greisen" están cortadas por vetas de cuarzo con aureolas de turmalina y con rutilo de cristales gruesos. (Fig. 12). El análisis espectral de las rocas en forma de "greisen" dio los siguientes resultados (valores máximos, en por ciento):

Ti mayor de 1.0; Cu - 0.007; Pb - 0.05; Zn - 0.05; Sn - trazas; Ag - trazas; As - 0.01; Mn - 0.07; V - 0.01; Cr - 0.02; Co - trazas, Ni - 0.002.

La esfenización de las rocas se establece generalmente por medio del microscopio; en cuanto a la turmalinización, ésta se observa tanto micro, como macroscópicamente. El mármol de las lomas de Columbia, en la parte norte de la isla, es negro, debido a que está saturado de turmalina. Los cristales finos y gruesos de turmalina se ven claramente en la superficie intemperizada del mármol.

Los fenómenos hipotermales están representados por vetas de cuarzo de dos tipos: las de scheelita-ferberita formadas a alta temperatura y las de esfalerita - galena - antimonita - arsenopirita de temperatura algo menor, con plata y oro, así como vetas de galenita esfarelita y calcopirita (las minas Lela, Delita y María Josefa).

Entre los productos de actividad mesotermal se desarrollaron ampliamente vetas de cuarzo no mineralizadas de 3 m de espesor. A veces, en el cuarzo de las vetas se observan cristales de turmalina dispuestos radialmente. En este caso, parece que tuvo lugar una superposición de los mesoterms sobre los productos pneumatolíticos antiguos. Otro tipo de manifestaciones de actividad mesotermal está representado por las cuarcitas secundarias, observadas en el extremo nordeste de la isla.

Las rocas se presentan como fragmentos de color gris - claro, en algunos lugares amarillentas, con contornos vagos de los restos de fragmentos puntiagudos. La textura es maciza con elementos de texturas cataclásticas.



Fig. 12. Roca de tipo de greisen. x28. Nícoles cruzados. N8919.

Se observa en abundancia pirita finamente dispersa. Con los fenómenos mesotermiales están relacionadas también las brechas hematíticas, tectónicas, de los esquistos y cuarcitas que se encuentran en las grietas de las zonas tectónicas más antiguas y de menor resistencia con fracturas circulares, ligadas con la penetración de la intrusión básica.

La hematita se desarrolla metasomáticamente en todos los minerales cementantes y fragmentos de rocas, en forma de un agregado granuloso o especularita hasta formar minerales continuos. Hacia la periferia, la cantidad de hematita se reduce gradualmente, conservándose solamente en el cemento de las brechas. En la hematita se encuentra esporádicamente una pirita escasamente níquelífera; entre los minerales secundarios se desarrollaron ampliamente los del grupo goethita en forma de sinterita y la caolinita se desarrolla en las rocas encajantes.

Por el análisis espectral de los minerales hematíticos se establecieron los elementos siguientes (en por ciento):

Ti - 0.4; Cu - 0.05; Pb - 0.02; Zn - 0.7; Ag - 0.003; As mayor de 1.0; W - 0.01; Mo - trazas; Sn - 0.02; Bi - trazas; Zr - 0.01; Mn - 0.05; V - 0.002; Cr - 0.02; Co - 0.005; Ni - 0.05; Ga - 0.001.

TECTONICA

La principal estructura de plegamiento de Isla de Pinos es una elevación en forma de domo compuesta de depósitos jurásicos, cuya cresta se halla en la región de la Sierra del Cristal, donde aflora la secuencia esquistosa inferior. Esta región se caracteriza por pliegues suaves.

En un área relativamente pequeña, partiendo de la carretera que conduce al pueblo de Sigüama en las montañas, se puede observar que, primero, el buzamiento general de las rocas es al NE, con un ángulo promedio de 20° y después aproximadamente 2 km hacia el oeste; la dirección del buzamiento cambia al NO, subsistiendo el mismo valor del ángulo.

Aquí, la secuencia está dispuesta en pliegues paralelos de orden superior, predominando en los flancos una inclinación suave. En algunos lugares las rocas yacen horizontalmente.

Más al oeste, el buzamiento de las rocas se hace gradualmente más abrupto (de 30-40°).

La secuencia suprayacente, formada en su mayor parte de cuarcitas, está plegada en la misma dirección que las rocas subyacentes, conservando la forma de domo de la estructura. Esta secuencia, siendo menos competente en comparación con los esquistos subyacentes, está caracterizada por grietas tectónicas, amplia-

mente desarrolladas dentro de los estratos. La serie esquistosa superior yace en forma análoga a las dos subyacentes.

La loma del Salado, compuesta de esquistos metamórficos, representa una estructura de segundo orden que tiene forma de domo.

Los flancos de esta estructura, sobre todo en su parte superior, formada por la secuencia esquistosa, exhiben numerosos pliegues abruptos de orden superior que se extienden en la dirección general, con ángulos de buzamiento de 90°. Se observan también contorsiones y microplegamientos.

Las rocas efusivo-sedimentarias del Cretácico Superior, que recubren transgresivamente distintos estratos de depósitos jurásicos, también están dislocadas, teniendo la misma dirección de buzamiento que estos últimos, es decir, al NE.

Las calizas neogénicas que yacen más arriba, tienen un buzamiento general bastante suave hacia el sur (hasta 5°) y en algunos lugares yacen horizontalmente; en la parte sureste de la isla la dirección predominante de su buzamiento es al SE (160°), con un ángulo de 10°.

La tectónica disyuntiva está representada por un sistema complejo y ampliamente desarrollado de fallas abruptas (inclinación de 80 - 90°), con las cuales están asociadas grietas dispuestas en forma de plumaje, pequeños desplazamientos tectónicos, transversales y paralelos a la estratificación, zonas de brechas tectónicas, cataclasis y milonitización. Además, están ampliamente desarrolladas las dislocaciones disyuntivas dentro de los estratos, así como el clivaje y el microagrietamiento.

Las fallas más antiguas son las de dirección noroeste y sublatitudinal, determinadas en la parte oriental de la isla. Estas fallas se distinguen por su mayor amplitud.

Simultáneamente con éstas, se formó un sistema de fallas circulares desarrolladas en la parte norte de la Isla, cuya intensidad aumenta hacia el noreste. El centro de este sistema circular se halla en el mar, cerca de la costa noreste de la isla, aproximadamente a 20 km al noreste de la desembocadura del río Júcaro. Las fallas circulares dividen los mármoles y esquistos en bloques, desplazados unos con respecto a otros según un plano vertical. Todas estas fallas circulares, sublatitudinales y de dirección noroeste, se formaron bajo la presión de una intrusión básica. Desde este punto de vista, es muy característico el cuerpo magmático diabásico (de rocas básicas metamorizadas), observado en una zona de falla de dirección noroeste (Loma Daguilla).

Las fallas más recientes, de dirección noreste, están señaladas por afloramientos de granodioritas y manifestaciones de vetas hidrotermales. La amplitud del desplazamiento de las rocas en estas fallas es pequeña (hasta 100 m). Las mayores fallas de dirección noreste, que es-

tán acompañadas por deformación, fragmentación, cuarcificación y mineralización de las rocas, se observan en la parte oeste de la Isla. Las principales grietas tectónicas están acompañadas por otras transversales de poca longitud, que cortan las rocas en dirección latitudinal.

Las grietas tectónicas se observan en las rocas efusivas del Cretácico Superior, del área Sabana Grande y en las calizas neogénicas que afloran en la parte sureste de la Isla, con el buzamiento en una dirección de 90° (E) y un ángulo de 80°.

Las huellas de los desplazamientos tectónicos se notan también en los depósitos pleistocénicos, encontrados en cuevas. Por ejemplo, las rocas carbonatadas arenoso-arcillosas poco cementadas, con carbón vegetal, que se observan en una cueva de la Sierra de Colombo, se encuentran a unos 15.5 m del pie de la misma, caracterizándose por un buzamiento con una dirección de 60° (NE) y un ángulo de 20°. La amplitud del desplazamiento vertical puede determinarse poniendo al descubierto las capas análogas enterradas bajo un aluvión, al pie de la montaña.

Geomorfología y algunos datos hidrogeológicos

Las particularidades de la constitución geológica en Isla de Pinos, se reflejan también en la geomorfología. En la isla se destacan dos regiones, con relieves de diferente edad y tipo. La parte central y norte de la isla forman una región que se caracteriza por la distribución isométrica de las diferentes categorías del relieve.

La primera categoría genética es el relieve tectónico-erosivo, relacionado con rocas básicas del Jurásico y se caracteriza por sus cotas de más de 70 m sobre el nivel del mar. Estos testigos del sistema montañoso antiguo, representan en la actualidad un relieve montañoso no elevado de colinas encadenadas, con testigos de erosión formando cuevas. El relieve tectónico-erosivo de la parte central de la isla, representa una cadena de esquistos y cuarcitas, con dirección oeste-norte-oeste. Esta cadena montañosa presenta un relieve muy accidentado fundamentalmente en la parte sureste. En la parte norte de la isla, el carácter del relieve tectónico-erosivo tiene forma de cadena escalonada en cuevas y está constituido por mármoles.

Para un relieve como éste en la isla, son característicos los relictos tectónicos-erosivos de valles fluviales transversales de invasión* (valles continuos).

La gran mayoría de estos valles están secos. El sector de la isla que tiene un relieve tectó-

nico-erosivo, ocupa la posición central y esta es la principal línea divisoria de aguas.

La segunda categoría genética es un relieve con estructura erosiva, que rodea al anteriormente descrito. Para el tipo citado, son característicos los promontorios de colinas. El relieve se desarrolla en el área de transición de la zona de rocas básicas y mantos eluvio-deluviales de poca significación hacia la zona de desarrollo eluvial intenso (corteza de intemperismo). El área señalada está limitada por las curvas de nivel $+ 70$ y $+ 30$ m. La red fluvial actual tiene su nacimiento en los límites del relieve estructural de denudación. Los valles en las cabeceras de ríos son erosivos o tectónico erosivos.

Las dos categorías genéticas del relieve antes descritas, en grado significativo (la primera más y la segunda menos), son residuales, heredadas del relieve eógeno, conservado debajo del manto de calizas neógenas y descubiertas por las erosiones del pleistoceno. (Es sobre todo ilustrativa la relación del afloramiento de los mármoles del Jurásico de debajo de las calizas del neógeno en la zona de Cerro Caudal).

El relieve estructural está rodeado por denudaciones acumulativas que indican planicies, valles fluviales y lagos pantanosos con suave inclinación hacia el mar.

Las cotas absolutas del relieve se encuentran entre los límites $+ - 30$ m y el nivel del mar. El relieve se desarrolla sobre los sedimentos eluviales y aluviales antiguos. Se destacan formas positivas de microrelieve: crestas alargadas más estables a la intemperización de las rocas con mineralización de hierro o cuarcificadas, a lo largo de las fisuras y también en sectores locales bruscamente limitadas por fisuras, con intersecciones de ángulos abruptos. Estos sectores se destacan en el relieve, debido a la actividad erosiva de los ríos que tienen orillas de pendiente brusca en los valles tectónicos. Gran parte de estos ríos en los valles erosivos se caracterizan por su sección en forma de trapecio con pendientes simétricas suaves y orillas bajas, que van pasando gradualmente a una meseta divisoria de aguas. Ordinariamente las terrazas no están manifestadas. Los ríos más grandes tienen en su desembocadura una terraza escalonada desarrollada, constituida por arena o de arena y grava de aluvión. Los valles de los ríos de la isla presentan, en general, un curso superior muy ramificado; el rumbo de la corriente de aquellos es radial y parten de la elevación superior del espacio ocupado por la gran divisoria de aguas, en la parte central de la isla.

El relieve de denudación acumulativo es pleistoceno, superpuesto al Paleógeno, mucho más antiguo.

La parte sur de la isla se caracteriza, en lo fundamental, por un relieve de denudación

cárstico en las calizas neógenas. Desde el norte, en la zona de transición de la parte meridional de la isla a la parte central, se observa un área significativa con relieve fluvioalustre. El desarrollo del mismo está ligado a la manifestación intensa del Karst, especialmente en el contacto de las rocas metamórficas del basamento jurásico con las calizas del neógeno. Las primeras son una barrera relativa del agua mientras que las segundas son acuíferas.

El desarrollo del relieve cárstico favorece la elevación de la parte sur del litoral. Como resultado de la elevación desde el sur, el curso de algunos ríos y las acumulaciones temporales de agua, se dirigen del sur al norte, al encuentro de las que corren desde el norte, hasta su confluencia en la zona de contacto de las rocas del Jurásico y del Neógeno, donde el agua es absorbida por las calizas cársticas.

La zona con relieve de denudación cárstica, con rumbo sur, se desarrolló en las calizas neógenas. El territorio representa en sí, un Karst típico recientemente descubierto, con fosas, embudos y pequeñas hondonadas en la superficie. El Karst constantemente está saturado de agua, pues tiene comunicación con el mar.

La línea del litoral en la parte sur de la isla está representada por un relieve abrasivo acumulativo.

La terraza marina tiene un escalón abrupto, con cuevas descubiertas por abrasión y una zona de playa con una anchura de hasta 2.5 kilómetros.

Según el tiempo, la formación del relieve en la parte sur de la isla es mucho más reciente que en el norte y en el centro.

En relación con la hidrogeología, la Isla de Pinos se caracteriza por sus condiciones en extremo complicadas.

La cercanía relativa de las rocas básicas metamorfozadas a la superficie, sus dislocaciones y la ausencia de capas potentes en posición horizontal de rocas sedimentarias, condicionan la limitación y complejidad de la relación recíproca de los niveles acuíferos. El primer nivel acuífero está formado y tiene relación directa con las aguas atmosféricas.

El segundo nivel acuífero está asociado a los depósitos arenosos aluviales, arcilloso-arenosos y aluvio-proluviales.

Este horizonte acuífero se apoya sobre una capa impermeable formada por el eluvio arcilloso y las rocas primarias relativamente poco alteradas. Este nivel acuífero alimenta a la mayoría de los pozos.

Las aguas cársticas en las calizas y mármoles son bastante frecuentes y se encuentran constantemente en las cuevas, formando en algunos lugares lagos y ríos subterráneos. Este nivel acuífero posee una profundidad de difusión significativa.

Un nivel mucho más profundo está asociado a las fisuras y a las grietas tectónicas. Estas aguas poseen cualidades de presión y mineralización elevadas. (Manantiales de Nueva Gerona, Santa Bárbara y Santa Fe).

Historia del desarrollo geológico

Según los datos antes expuestos, los materiales de la historia del desarrollo geológico en la Isla de Pinos se pueden presentar de la forma siguiente:

El territorio de Isla de Pinos en el Jurásico era una parte de los geosinclinales Antillanos, que abarcaban el área de las actuales Antillas Mayores y Menores del Mar Caribe. En el Jurásico Inferior y Medio, una parte importante de los geosinclinales Antillanos, incluyendo la Isla de Cuba y la Isla de Pinos constituían un mar superficial, donde se acumulaban sedimentos terrígenos. El descenso del fondo de los geosinclinales tuvo lugar durante movimientos oscilantes verticales de relativa significación, a consecuencia de lo cual los cambios observados en las facies de las sedimentaciones de este tiempo (en el conjunto esquistos-cuarzófero) son graduales. En la parte superior de la masa, se encuentran conglomerados y mármoles que no tienen amplio desarrollo, siendo intraformacionales e indican desplazamientos locales, no teniendo significación regional. El descenso general de los geosinclinales fue considerable (en el espesor de los sedimentos del Jurásico inferior y medio no menos de 12 km), principalmente, en el período de acumulación del material arenoso primario, en la secuencia de cuarcitas que corresponde a la subserie media de la formación San Cayetano, en la provincia de Pinar del Río.

Durante el proceso de acumulación de los sedimentos primarios se originó su diagénesis. Al mismo tiempo que ocurría una mayor profundización del mar y la formación de las intercalaciones carbonatadas, tuvieron lugar intrusiones ultrabásicas en forma de mantos, más tarde metamorfozadas en serpentinitas. Las interestratificaciones serpentiniticas en el mármol testimonian la metamorfosis conjunta; la presencia de los esquistos anfibólicos y clorítico-talcosos lo hacen sobre la diferenciación local de los magmas ultrabásicos, la penetración de los cuales tuvo lugar en un ambiente tectónico de relativa tranquilidad.

A la época del diastrofismo pertenecen las diferentes fases orogénicas de Nevada y Larámda. El plegamiento más antiguo que tuvo lugar en la provincia de Pinar del Río a fines del período Jurásico Medio, no se manifestó en Isla de Pinos. El área sufrió solamente un hundimiento más profundo, como resultado de lo cual el depósito terrígeno areno-arcilloso en el Oxfordiano, sucesivamente, es reemplazado por

depósitos carbonatados marinos (formación de mármoles, análoga a la formación de Viñales). El Kimmeridgiano en la Isla de Pinos se inició por alguna elevación con cambio de las facies carbonatadas en areno-arcillosas. El fin del Kimmeridgiano está señalado por una potente orogénesis, con la penetración de una intrusión básica. Este último fenómeno determinó la preponderancia de las fracturas, mejor que el carácter de plegamiento de la tectónica de la isla. A lo largo de la falla circular tiene lugar el desplazamiento en bloques de las rocas, formándose un complejo de diques. En este período las rocas sedimentarias normales de la masa del Jurásico se transformaron en las metamórficas, que corresponden del metamorfismo regional a la epizona y mesozona, (Gruberman y Wiggli).

En el Cretácico Inferior dominan condiciones terrígenas con una erosión intensa de las rocas del Jurásico. Antes que comenzara el período del Cretácico Superior los sedimentos del Kimmeridgiano estaban casi destruidos.

El Cretácico Inferior se caracteriza por la aparición de los movimientos subhercinianos, con una transgresión del mar y la reactivación del magmatismo volcánico básico.

El final del Cretácico Superior es la etapa fundamental de la orogénesis subherciniana: plegamiento activo con la formación de las estructuras básicas en forma de cúpula, fisuras tectónicas con dirección nororiental, penetración de las intrusiones ácidas, magmatización, dinamometamorfismo de contacto reiterado, manifestación pneumatolítica hidrotermal, extrusiones, desplazamiento vertical de bloques tectónicos a lo largo de viejas grietas de las fracturas circulares. En este período orogénico las rocas de la Isla de Pinos fueron metamorfozadas hasta transformarse en rocas de tipo de metazona y de catazona. La intrusión ácida, al parecer, no se extendió a la provincia de Pinar del Río.

Como resultado de la orogénesis subherciniana, se formó una tierra firme, que al parecer era común para las actuales Islas Antillanas. En el Paleoceno el área de la Isla de Pinos fue sometida a una erosión intensiva. Al finalizar el Paleoceno los sedimentos del Cretácico Superior y Jurásico en parte estaban desnudados y el relieve del territorio, en líneas generales, era muy parecido al actual.

Al principio del Neógeno comienza el descenso del piso (continente) y la transgresión del mar con la sedimentación calcárea. Al final del Neógeno se manifiestan los movimientos cubanos: se forman las áreas insulares (Islas Antillanas) y el macizo central (Mar Caribe). La Isla de Cuba y la Isla de Pinos estaban unidas y se elevaban sobre el nivel del mar en forma de islas calcáreas grandes. A este período tectónico está asociada la dislocación débil de las calizas y tienen lugar los agrietamientos.

En el Pleistoceno tiene lugar la erosión intensa de las calizas del Neógeno hasta las rocas del basamento. En los lugares donde el mármol está cubierto por caliza, el Karst se desarrolla activamente penetrando hasta en los mármoles. En la parte norte de la actual Isla de Pinos, las calizas fueron casi completamente erosionadas y quedaron en forma de testigos pequeños en las cuevas y en los fragmentos de brecha cárstica en los macizos de mármoles.

Debajo de las calizas aflora el relieve antiguo, anterior al Neógeno, formándose la corteza de intemperismo.

La erosión particularmente intensa en el Pleistoceno, está enlazada, por lo que se ve, con la elevación epirogénica.

En el Post-Pleistoceno tuvo lugar un descenso del sector que enlazaba la Isla de Pinos con la de Cuba. En la Isla de Pinos a veces se reanudan los desplazamientos a lo largo de las antiguas fracturas.

En la actualidad, el litoral norte de la Isla de Pinos continúa descendiendo. Testimonio de ello es, ante todo, los relictos de valles fluviales en el fondo del mar como continuación de los ríos dentro del mar y el encenagamiento de las costas, así como el débil desarrollo de las playas. La costa sur se eleva, formando terrazas marinas y amplias playas. Un fenómeno análogo se observa en la provincia de Pinar del Río.

CONCLUSION

Los rasgos fundamentales de la estructura geológica en la Isla de Pinos, son: la intensa dislocación y metamorfización de los sedimentos, la basificación y granitización de ellos con una

tectónica de fracturas activas y vulcanismo, propias para las regiones de áreas insulares.

Al mismo tiempo, el plegamiento principal en forma de cúpula es característico para los macizos centrales y la forma isométrica de la isla; el afloramiento de las rocas eruptivas, el sistema de fallas circulares, las manifestaciones de contactos pneumatolíticos-hidrotermales, permiten presuponer que toda la Isla de Pinos es la cubierta de una gran intrusión de tipo batolítico, compleja por su estructura y composición. El estado geológico general de la isla, junto a las particularidades de la estructura geológica, señaladas más arriba, determinan su lugar en el límite de la zona de transición tectónica de las áreas insulares y próximas al macizo central (Mar Caribe).

El estudio geológico ulterior de la Isla de Pinos tiene un gran interés científico y significado práctico.

Desde el punto de vista de los intereses económico-industriales del país, pueden tener una gran significación los afloramientos minerales pneumatolíticos e hidrotermales (especialmente la formación arsenopirítica con oro y plata) y las vetas de scheelita-ferberita; presentan interés también las rocas greisenoides y la zona profunda de las brechas hemalíticas y otras. Hay posibilidades de yacimientos de estaño, plomo, zinc, antimonio y otros, enlazados con las intrusiones ácidas. Merecen interés muchos y variados afloramientos de materias primas no metálicas, los minerales útiles metálicos y no metálicos de la corteza de intemperismo (grafito, moscovita, cuarcita, mármoles, arenas cuarcíticas, caolín y otros). Representan gran interés los manantiales termales de aguas minerales utilizadas anteriormente con fines curativos.

BIBLIOGRAFIA

- ALLENDE, R. 1923. Estudio técnico de los yacimientos minerales de la Isla de Pinos. Bol. de Minas, La Habana, t. 7, pp. 51-67.
- BELOUSOV V. V. y RUDICH, E. M. 1960. Sobre el lugar de los arcos insulares en la historia del desarrollo de la tierra. Geología contemporánea. No. 10. Gosgeotekizdatelt. (En ruso).
- PAGE L. R. y MC ALLISTER, Y. F. 1944. Tungsten Deposits, Isla de Pinos, Cuba. U. S. Geol. Surv. Bull. 935 D, pp. 177-246, 10 láms., 1 tabla.
- RUTTEN L. 1934. Geology of Isla de Pinos, Cuba. Proc. Kon. Akad. Westensch. Amsterdam. Vol. 37, no. 7, pp. 401-406.
- SUAREZ MURIAS, E. R. 1920. Visita de inspección a la Isla de Pinos. Bol. de Minas, Habana, t. 6.