

ROCAS ULTRABÁSICAS EN EL SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE Y YACIMIENTOS MINERALES ASOCIADOS

Alirio Bellizzia G.*

RESUMEN

El Sistema Montañoso del Caribe, unidad orográfica que bordea la costa norte de Venezuela, tiene una orientación general de N 75° E. Se extiende desde el surco de Barquisimeto hasta las penínsulas de Araya y Paria. La Depresión de Unare separa su parte central de la oriental. El sistema se divide en Cordillera de la Costa y Serranía del Interior al norte y sur respectivamente. Las Montañas del Caribe representan un tipo alpino de montaña y se componen esencialmente de rocas metamórficas de bajo grado y rocas ígneas con abundantes rocas sedimentarias en la Serranía del Interior. Entre las ígneas intrusivas, las ultrabásicas constituyen uno de los tipos más abundantes, y están representadas por serpentinitas, peridotitas, dunitas y piroxenitas.

La faja más septentrional de rocas ultrabásicas se extiende desde la Isla de Margarita hacia el oeste, pasando al norte de la ciudad de Caracas y por el flanco norte de las montañas Santa María - Puerto Cabello; el segundo cinturón se desarrolla desde las penínsulas de Araya y Paria en dirección oeste, pasando al sur de la cuenca de Santa Lucía, Táchata, Loma de Hierro, Villa de Cura, Tinaquillo y La Bimba. Fuera de estos alineamientos existen cuerpos ultrabásicos en la Península de Paraguaná y al norte del valle del Río Yaracuy, y pequeños cuerpos de serpentinitas a lo largo del frente montañoso de la Serranía del Interior, en el contacto entre el Grupo Villa de Cura y la secuencia sedimentaria del

Cretáceo - Paleógeno. Asociados con estos cuerpos intrusivos existen yacimientos minerales de importancia económica, el más importante de los cuales es el Distrito Minero de Loma de Hierro, donde se han cubicado más de 50 millones de toneladas de lateritas niquelíferas con un tenor promedio de 1,58% de níquel. En Tinaquillo se han investigado lateritas niquelíferas que serán objeto de estudios económicos más detallados; también en este lugar se encuentran los yacimientos de asbestos más importantes del país, en explotación durante muchos años, y actualmente sometidos a un estudio geoeconómico sistemático. En la Península de Paraguaná se encuentran lentes de cromita asociados a las rocas ultrabásicas, cuyas reservas probadas son insuficientes para una explotación económica. En las peridotitas serpentinizadas que afloran en La Bimba, estado Yaracuy, hay yacimientos de talco de la variedad saponita o esteatita, cuyos estudios preliminares son bastante prometedores para un desarrollo futuro. En la Isla de Margarita se observan grandes macizos de rocas ultrabásicas a los cuales se asocian depósitos de magnesita de importancia económica; en la sola localidad de Loma de Guerra se han cubicado cerca de 5 millones de toneladas.

Se anticipa que los estudios geoeconómicos más detallados de estos cuerpos ultrabásicos, tan abundantes en el Sistema Montañoso del Caribe, permitan ubicar otros yacimientos de importancia económica.

*Ministerio de Minas e Hidrocarburos. Dirección de Geología

INTRODUCCIÓN

La Dirección de Geología ha considerado conveniente la publicación de un volumen del Boletín de Geología que incluyera las investigaciones geoeconómicas, llevadas a cabo por esta Dirección en los últimos años, sobre lateritas niquelíferas y aluminicas en el Sistema Montañoso del Caribe y Serranía de Los Guaicas (Gran Sabana) respectivamente.

Como introducción a los trabajos geoeconómicos específicos, se ha creído conveniente presentar un artículo integral que abarca la geología del sistema Montañoso del Caribe con énfasis en los cuerpos ultramáficos y los yacimientos minerales asociados, especialmente los de níquel, y los procesos de serpentinización y lateritización íntimamente relacionados con la paragénesis de la mineralización.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su agradecimiento al Dr. Alberto Vivas R., por haber autorizado la publicación de este artículo; a los colegas Cecilia Martín B., por la estrecha cooperación brindada en el curso de la preparación de este artículo y por la lectura crítica del manuscrito; a Domingo Rodríguez, por su asistencia en los trabajos de campo; Cecilia de Petzall por su valiosa colaboración en la lectura y revisión crítica del manuscrito; Nelly Pimentel, por su asistencia en la preparación de las ilustraciones y lectura del manuscrito; Jean Pasquali, por la lectura crítica del manuscrito y Enrique Lavie, por haber puesto a la disposición del suscrito toda la información relativa a los trabajos de evaluación del yacimiento de níquel de Loma de Hierro. El autor hace extensivo su agradecimiento al personal de la sala de Dibujo y personal secretarial que prestó su ayuda en la preparación de las ilustraciones y copia del manuscrito.

CONSIDERACIONES GEOLÓGICAS SOBRE EL SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE

El Sistema Montañoso del Caribe es la unidad orográfica situada en la parte norte - central - oriental del país, dividida en la Cordillera de la Costa al norte y Serranía del Interior al sur, por las depresiones y valles de origen tectónico, de Cariaco - Casanay, Barlovento, Tuy y Lago de Valencia; hacia el este la depresión de Unare interrumpe la continuación del sistema. Este forma un cinturón alargado en dirección este - oeste con una superficie de unos 29.440 Km², de topografía elevada y relieve accidentado y en la etapa fisiográfica de madurez. Se extiende desde la región de Barquisimeto hasta las penínsulas de Araya y Paria y su prolongación aún más hacia el este, se manifiesta en la Cordillera Septentrional

de Trinidad; la Depresión de Barquisimeto separa al sistema de la Cordillera de los Andes.

El Sistema Montañoso Caribe representa un tipo alpino de montañas, compuestas esencialmente de rocas metamórficas e ígneas. En la Serranía del Interior abundan también las rocas sedimentarias de edad principalmente Cretácea y Paleocena.

La región ha sido extensamente estudiada por la Universidad de Princeton en colaboración con el Ministerio de Minas e Hidrocarburos, para investigar su historia geológica y las etapas en la formación de un sistema montañoso alpino. El presente comentario geológico se basa en trabajos del suscrito en colaboración con los geólogos D. RODRÍGUEZ G. y AUREO E. ZAMBRANO, en la región de Barquisimeto y Serranías de Aroa - Nirgua, Puerto Cabello, Santa María y San Carlos, y los trabajos publicados del grupo de la Universidad Princeton. En los últimos años, la Escuela de Geología de la Universidad Central de Venezuela, en colaboración con la Dirección de Geología del Ministerio de Minas e Hidrocarburos, inició el estudio de la Península de Paria. En 1965, la División de Estudios de la Dirección de Geología comenzó la investigación de las regiones de Carúpano, El Pilar y la Península de Araya. No se puede dejar de mencionar el trabajo geológico preliminar sobre la Cordillera de la Costa, efectuado por AGUERREVERE Y ZULOAGA 1937, que ha sido base y guía de los trabajos posteriores; muchas de las conclusiones de estos autores se han mantenido sin modificaciones, no obstante los estudios detallados más recientes de DENG (1953), HESS Y MAXWELL (1953), SMITH (1953), MACKENZIE (1953 Y 1960), MACLACHLAN et al. (1960), SHAGAM (1960), TAYLOR (1960), KONIGSMARK (1965), OXBURGH (1965), BUSHMAN (1965), MENÉNDEZ (1965 Y 1966), SEIDERS (1965), GONZÁLEZ DE JUANA et al. (1965) Y JARVIS (1966).

En su parte central, el Sistema Montañoso del Caribe, puede dividirse en cuatro zonas bien definidas desde el punto de vista estratigráfico - tectónico: la Cordillera de la Costa, la Serranía del Interior, los contrafuertes de la Serranía del Interior y el pie de monte que se extiende hacia los llanos. Estas divisiones se ilustran claramente en el mapa geológico adjunto. Fig. 1.

La Cordillera de la Costa esta constituida por el Complejo Basal granítico de Sebastopol, con afloramientos restringidos al sur y oeste de Caracas, posiblemente correspondiente al Paleozoico (PZm?). Discordante sobre este Complejo se encuentran las formaciones del Grupo Caracas y post - Grupo Caracas (MZm). El Grupo Caracas posiblemente corresponde al Jurásico - Cretáceo inferior y las unidades post - Grupo Caracas al Cretáceo.

El Grupo Caracas en su parte basal se compone de una espesa secuencia de esquistos cuarzo - micáceos, metaconglomerados, calizas marmóreas con esquistos grafitosos y cuarzo - micáceos en su parte superior (Formación Las Brisas). El augen - gneis de Peña de Mora y el gneis de Yaritagua forman el núcleo de la Cordillera de la Costa, desde la Serranía de Aroa hasta Cabo Codera; estas unidades se correlacionan con la Formación Las Brisas y se interpreta que los gneises de Peña de Mora y Yaritagua representan la parte inferior de Las Brisas, alterada por metasomatismo alcalino a causa de intrusiones graníticas. Suprayacente y en secuencia normal, se halla una sección de esquistos calcáreos, esquistos grafitosos y calizas delgadas grafitosas (Formación Las Mercedes). Ocasionalmente las formaciones Las Brisas y Las Mercedes se encuentran separadas entre sí, por calizas marmolneas y anfibolitas de la Formación Antímamo. Esta unidad está ampliamente expuesta en las serranías de los estados Yaracuy y Carabobo, donde ha tomado la denominación de Formación Nirgua (BELLIZZIA Y RODRÍGUEZ 1968). Las unidades del Grupo Caracas, terminan en una sección muy arenácea (formaciones Tucutunemo y Chuspita), con filitas grafitosas, metaareniscas y conglomerados (algunos de composición grauváquica) y calizas generalmente grafitosas.

Por encima del Grupo Caracas y posiblemente separadas de éste, por una discordancia mayor (Siders, op. cit.), hay una espesa secuencia de filitas grafitosas, metaconglomerados y metaareniscas, intercalados con rocas metavolcánicas básicas y calizas, que se han agrupado bajo el nombre informal de post - Grupo Caracas (formaciones Conoropa, Urape, Muraguata y Paracotos). En el mapa geológico adjunto (Fig. 1), se ha separado del Grupo post - Caracas, la Formación Paracotos, la más joven del grupo, con el símbolo, Km, por ser la única que contiene macrofósiles diagnósticos del Cretáceo Superior.

Las formaciones del Grupo Caracas se identifican desde las montañas del Río Yaracuy hasta el Cabo Codera. La Falla de La Victoria, que atraviesa los valles de Santa Lucía, Aragua y Valencia, es una de las estructuras más importantes del Sistema Montañoso del Caribe; al norte de la misma afloran las rocas del Grupo Caracas, a excepción de las formaciones Tucutunemo y Chuspita. Al sur de esta falla aflora una serie de rocas consideradas como el basamento meridional, que incluye hacia el oeste, al Complejo de El Tinaco (gneis de La Aguadita en la base y Esquistos de Tinapú en el tope - PZm?), cortado por intrusiones trondhjémicas de edad pre - Albiense, también incluidas en el Complejo de El Tinaco. Este cinturón de basamento se extiende hacia el este en forma de afloramientos aislados hasta la cuenca de Santa Lucía o Alto Tuy, que aparecen también en el mapa adjunto con el símbolo Pzm?. Es conveniente anotar que las rocas designadas como granitos sódicos

cizallados y cuerpos dioríticos por SMITH (1953), se consideran actualmente como parte de este basamento sur, y así aparecen en el mapa adjunto. Este basamento se compone principalmente de gneises hornabléndicos y biotíticos y gneises cuarzo - feldespáticos, con anfibolitas y mármoles en menor proporción. En su parte superior contiene esquistos muscovíticos, esquistos cloríticos y metaconglomerados cortados por intrusiones graníticas y dioritas. Las rocas que suprayacen a este basamento sur, representadas por metatobas, metalavas, esquistos grafitosos, metaconglomerados y metaareniscas son muy diferentes a las rocas del Grupo Caracas que cubren al gneis de Sebastopol al norte.

El gneis de La Aguadita se distingue de los gneises del Grupo Caracas por los caracteres siguientes: los del Grupo Caracas (Las Brisas y Peña de Mora) se caracterizan por la abundancia de potasio, en contraste con la deficiencia de este elemento en el gneis de La Aguadita; éste ha sufrido dos períodos de metamorfismo: uno más severo, anterior al Grupo Caracas (facies de la anfibolita almandina), mientras que el segundo período de metamorfismo del Grupo Caracas es especialmente retrógrado. Por último, el Complejo de El Tinaco ha sufrido dos períodos orogénicos: uno anterior al Grupo Caracas y otro posterior, común a todo el Sistema Montañoso del Caribe.

La Serranía del Interior se compone en su mayor parte de rocas correspondientes al Grupo Villa de Cura (Mz & β m), las formaciones del Grupo post - Caracas y las formaciones Tucutunemo y Chuspita. El Grupo Villa de Cura consiste de un enorme espesor de metalavas, metatobas y algunos metasedimentos que forman un cinturón de unos 250 kilómetros de longitud y 25 kilómetros de anchura. A pesar de su gran desarrollo, se interpreta esta unidad como un bloque alóctono desplazado desde el norte a fines del Cretáceo.

La tercera zona, formada por los contrafuertes de la Serranía del Interior, se compone de sedimentos del Cretáceo superior y Paleoceno: calizas, lutitas y chert, y una espesa sección de turbidites del Paleoceno, indicados en el mapa geológico con el símbolo KP_G.

La última zona, indicada en el mapa (Fig. 1) con los símbolos Ng y Pc está constituida por el pie de monte, las colinas y serranías bajas en la región de los llanos, formadas por unidades terciarias de areniscas, lutitas y conglomerados.

Las rocas ígneas de la Cordillera de la Costa y Serranía del Interior pueden agruparse en los siguientes tipos:

- a. Intrusivas ácidas, en su mayoría graníticas (Mz & α).
- b. Volcánicas (Mz ρ β) de composición basáltica o andesítica con escasas facies intrusivas.

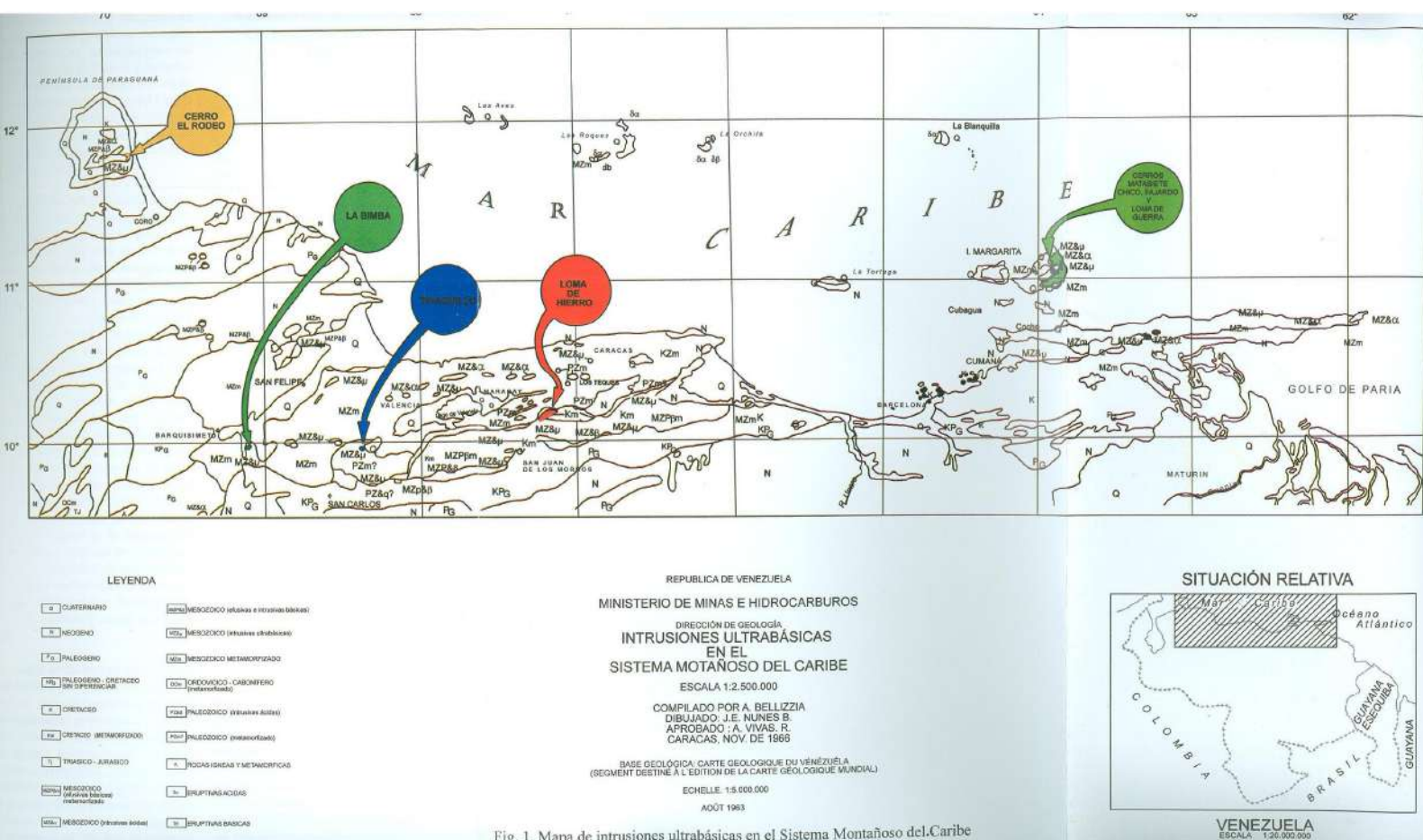


Fig. 1. Mapa de intrusiones ultrabásicas en el Sistema Montañoso del Caribe

c. Ultrabásicas ($Mz \delta \mu$) representadas por peridotitas, dunitas, serpentinitas y piroxenitas.

Esta clasificación no incluye las volcánicas asociadas con rocas sedimentarias de las formaciones del Grupo post - Caracas, ni las anfibolitas muy frecuentes en las unidades del Grupo Caracas que posiblemente representan rocas básicas metamorfizadas, como tampoco las rocas graníticas de los complejos de El Tinaco y Sebastopol. Con excepción de las rocas del basamento (facies de la anfibolita), las rocas del Sistema Montañoso del Caribe han sufrido un metamorfismo de bajo grado no mayor al de la facies del esquisto verde, las facies más bajas no contienen zeolitas y la pumpellyita es el silicato aluminocálcico más frecuente (SEIDERS 1965).

La Cordillera de la Costa, las penínsulas de Araya y Paria y la Isla de Margarita se interpretan como parte de una cadena montañosa de tipo alpino que representa la continuación estructural del arco insular de la región oriental del Caribe. Su definición como montaña alpina se adapta a la tectónica y a los ciclos magmáticos de la región descritos por HESS (1949). Entre las características de este tipo de montaña se pueden mencionar las peridotitas intrusivas serpentinizadas presentes en la zona axial del orógeno o a sus lados, el desarrollo de amplias zonas de metamorfismo regional durante la deformación, la presencia de dioritas cuarcíferas intrusivas, la actividad sísmica cíclica poco profunda en las zonas de fallas longitudinales de la región axial del orógeno, los corrimientos y sobrecorrimientos, especialmente en la región de El Tinaco y contrafuertes de la Serranía del Interior, el intenso fallamiento transcurrente en diferentes direcciones y particularmente las grandes fallas rumbodeslizantes, la presencia de grandes masas de deslizamiento por gravedad, especialmente en El Tinaco, Barquisimeto y el frente montañoso de la Serranía del Interior, la sedimentación lenta y continua de plataforma anterior a la orogénesis, con formación de pocos clásticos gruesos, a diferencia de la sedimentación sinorogénica: rápida, mal escogida, espesa y con formación de turbiditas, grauvacas, flysch caótico y masas alóctonas deslizadas por gravedad.

En detalle, los rasgos estructurales en la Cordillera de la Costa, se caracterizan por foliación o esquisto-sidad bien desarrolladas, en general paralelas a la estratificación original. El plegamiento es complejo y abarca desde pliegues mayores abiertos hasta muy apretados, pliegues isoclinales, de flujo y micropliegues. El fallamiento consiste de grandes corrimientos, algunos sobrecorrimientos, fallas normales y en especial grandes fallas rumbodeslizantes. Los grandes deslizamientos de gravedad tales como el del Grupo Villa de Cura, son muy significativos; este manto alóctono, de 200 km. de longitud por unos 30 Km. de anchura, parece haberse deslizado desde el norte después del Cretáceo y antes de la gran deformación regional de la Cordillera de la Costa.

SERPENTINIZACIÓN Y LATERITIZACIÓN SERPENTINAS NIQUELÍFERAS, CLORITAS Y MINERALES RELACIONADOS ENCONTRADOS EN LAS MENAS DE LATERITAS NIQUELÍFERAS

Los minerales del grupo de las serpentinas son polisilicatos que exhiben una estructura en capas, cuya fórmula general es $X_6Y_4(OH)_8$, en la cual X representa esencialmente el magnesio, pero puede incluir además níquel, cobalto, manganeso, hierro ferroso, zinc, y cantidades menores de aluminio, hierro férrico, cromo y titanio; la Y representa la sílice y en parte aluminio. En este grupo de silicatos hidratados de magnesio, la composición química del grupo como unidad es relativamente sencilla; la composición ideal de la mayoría de los especímenes es $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$. Los siguientes autores ofrecen excelentes textos de referencia sobre el tema: FAUST y FAHEY 1962; WHITTAKER y ZUSSMAN 1956; MONTOTOYA y BAUR 1963; PECORA et al., 1949; FAUST 1966; BRINDLEY 1961; DEER et al., 1961, NAGY et al., 1956.

Los principales minerales del grupo de la serpentina son antigorita, crisotilo, ortocrisotilo, clinocrisotilo y lizardita (WHITTAKER y ZUSSMAN 1956). Dentro del grupo hay una amplia escala de substitución que abarca los átomos ya mencionados en la composición ideal del grupo, de donde se desprende que las serpentinitas naturales puras son raras. Por regla general pertenecen a sistemas de componentes múltiples: $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$, $Fe_6Si_4O_{10}(OH)_8$, $Ni_6Si_4O_{10}(OH)_8$, $Mn_6Si_4O_{10}(OH)_8$ y $Zn_6Si_4O_{10}(OH)_8$. En la literatura se ha incluido bajo el término de serpentina una gran variedad de silicatos hidratados de magnesio, cuya composición se aproxima a la de los minerales típicos de la serpentina; sin embargo, estudios más recientes han descartado muchos de estos minerales considerados previamente como nuevas especies, por ser simples agregados del típico grupo de las serpentinas, o mezclas de minerales típicos del grupo con estevensita, mineral del grupo de la montmorillonita.

Los silicatos hidratados de magnesio y níquel constituyen uno de los grupos de minerales menos conocidos, no sólo por la escasa investigación al respecto, sino por su compleja manera de presentarse en los yacimientos, en forma de una mezcla de dos o más minerales. Sin duda alguna, los más abundantes son polimorfos de los minerales del grupo de la serpentina: crisotilo, lizardita y antigorita. Según MONTOTOYA y BAUR (1963), FAUST (1966) y BRINDLEY (1966), los principales minerales niquelíferos descritos en los yacimientos de lateritas y serpentinas niquelíferas, además de los ya citados, son: schuchardita (clorita niquelífera), vermiculita niquelífera, talco niquelífero y sepiolita niquelífera. A base de

estudios utilizando técnicas de difracción de rayos - X y análisis termodiferencial, se han descrito otros minerales hidratados de níquel y magnesio, generalmente compuestos de mezclas de pimelita (mineral del grupo de la montmorillonita) y minerales niquelíferos del grupo de la serpentina: genthita (20% de pimelita, 80% de minerales niquelíferos del grupo de la serpentina); röttisita y saulesita, variedades de pimelita; revdanskita, principalmente pimelita; garnierita, nepouita, noumeita, esencialmente mezclas de pimelita y minerales niquelíferos del grupo de la serpentina.

PECORA et al. (1949) consideran a la variedad "garnierita" como material heterogéneo, compuesto de serpentina niquelífera, pimelita y deweylita (grupo de la montmorillonita) que posiblemente incluye además pequeñas cantidades de schuchardita, vermiculita, talco y sepiolitas niquelíferas; los mismos autores sugieren conservar el nombre a pesar de su poca especificidad, especialmente por su conveniencia en las descripciones megascópicas en el campo, cuando aún no ha sido posible determinar la composición mineralógica de la mena.

Tipos de Serpentinitas

FAUST Y FAHEY (1962), dividen a las serpentinitas en dos grupos de acuerdo con su paragénesis; las derivadas de rocas ultrabásicas constituyen la "clase A" y las de origen metasomático se denominan "clase B", derivadas por procesos metasomáticos, en calizas y dolomitas metamorizadas, vetas hidrotermales y rocas metamórficas de contacto.

HESS (1955), divide las rocas ultrabásicas en dos categorías: el alpino asociado a sistemas montañosos del tipo alpino, en el cual las rocas ultramáficas son característicamente serpentinitas, aunque también las peridotitas y dunitas serpentinizadas son frecuentes; las variedades no serpentinizadas son raras. El otro tipo comprende las rocas ultrabásicas estratiformes formadas por diferenciación de un magma basáltico, tales como las del Complejo de Bushveld. Las ultrabásicas del tipo alpino se distinguen de las de otros tipos por su composición química y mineralógica y sus características texturales. El tipo Bushveld, además de las peridotitas y dunitas, comprende alnoitas, kimberlitas y peridotitas micáceas. TAYLOR Y NOBLE (1960), NOBLE Y TAYLOR (1960), RUCKMICK Y NOBLE (1959), han publicado una interesante discusión de las características de las rocas ultrabásicas zonadas tipo Bushveld y una reseña de los principales yacimientos estratiformes en el mundo. MOSKALEVA (1966), en sus interesantes investigaciones sobre los complejos ultramáficos estratiformes de los Urales, concluye que los procesos metasomáticos han producido la asociación dunita - piroxenita - gabro, por efectos de profundas alteraciones químicas de un sustrato compuesto originalmente de dialaguita, envuelto en una masa de

rocas volcánicas; tales alteraciones son causadas por la adición de ciertos elementos, especialmente magnesio y aluminio, procedentes de la profundidad y la pérdida de elementos extraños a las rocas ultrabásicas y básicas. El proceso desde el punto de vista geoquímico envuelve: la olivinización de la dialaguita con pérdida de SiO_2 , CaO y Al_2O_3 y ganancias de MgO , FeO y Fe_2O_3 y feldespaticización de las piroxenitas y diabasas porfiríticas que dan por resultado dos tipos de gabros respectivamente: gabros apopiroxénicos y gabros aporfiríticos; en el primer caso hay pérdida de SiO_2 , CaO y MgO y ganancia de Al_2O_3 y FeO y el segundo pérdida de SiO_2 y ganancia de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO y MgO . Los mineralogistas y petrólogos han empleado el término serpentina en dos sentidos: para designar los minerales del grupo de la serpentina y para designar la roca misma. Para evitar confusiones, preferible aplicar el nombre de serpentinita a la roca compuesta esencialmente por minerales del grupo de la serpentina y reservar el de serpentina, para los minerales propiamente dichos.

Geoquímica

El níquel es un elemento relativamente abundante y uno de los metales comunes; ocupa el lugar 23 en orden de abundancia de los elementos presentes en las rocas ígneas de la litosfera superior, con un porcentaje de 0,008%. En las peridotitas su porcentaje varía entre 0,20 - 0,30% y en los sulfuros magmáticos el porcentaje promedio es de 3,14% (RANKAMA Y SAHAMA 1952).

Las serpentinitas de la "clase A" contienen porcentajes notablemente superiores de elementos trazas que los de la "clase B"; en ellas las concentraciones de níquel, cobalto, escandio y cromo se encuentran en cantidades geoquímicamente apreciables, mientras que los de clase "B", sólo contienen cantidades insignificantes de estos elementos. Los análisis químicos de las serpentinitas de ambas clases (FAUST Y FAHEY 1962), indican una gran concentración de FeO , Fe_2O_3 y Al_2O_3 en la clase "A", debido a lo cual estas serpentinitas son más oscuras que las de la clase "B".

Se considera que los elementos trazas tales como el níquel, cromo, cobalto, escandio y zinc permanecen constantes durante la palingénesis de la peridotita a la serpentinita; numerosos estudios espectrográficos en varias localidades del mundo han demostrado ampliamente este hecho (FAUST Y FAHEY, op. cit.). El contenido promedio de níquel en las serpentinitas es igual al de las peridotitas, 0,20 a 0,30%, no obstante, durante la serpentinitización pueden formarse algunos minerales hidratados de magnesio y níquel cuya concentración de níquel puede alcanzar hasta un 15 %.

Serpentinización

Se entiende por serpentinización a la formación de minerales del grupo de la serpentina a través de procesos de alteración hidrotermal, a expensas de minerales magnesianos y ferruginosos.

BOWEN Y TUTTLE (1949), demostraron experimentalmente que un magma acuoso - ultrabásico no puede existir a temperaturas relativamente bajas y que no es posible la presencia de pasos líquidos por debajo de los 1.000°C , en el sistema $\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ a una presión de vapor de 15.000 litros por pulgada cuadrada. Estos autores concluyen que tomando en consideración un gradiente termal de 55°C , por milla a una profundidad de nueve millas, la temperatura alcanzaría los 500°C ; temperatura ésta que es la máxima encontrada experimentalmente a una presión de vapor que oscila entre 20.000 y 40.000 litros por pulgada cuadrada. Estos datos demuestran que por debajo de ese nivel de nueve millones no pueden existir serpentinitas.

HESS (1955, 1962), opina que la corteza oceánica se compone de peridotita serpentinizada, hidratada por desprendimiento de agua procedente del manto; asume que el agua y otros volátiles se desprenden lentamente del manto y al atravesar la isoterma de los 500°C , a una presión de vapor apropiada, reaccionan con el olivino presente para formar serpentina y otras facies hidratadas en menor proporción. El estudio de muestras de arrastre de la Fosa de Puerto Rico, ha confirmado la composición de peridotita serpentinizada para la corteza oceánica (BOWEN, et al., 1966). La transformación de olivino en serpentina implica un aumento de volumen de aproximadamente 25%, equivalente al agua agregada; a consecuencia de esto, la densidad disminuye de 3,2 en la peridotita a 2,6 en la serpentinita (HESS 1955, 1962).

HOSTETLER, et al. (1966), en sus interesantes investigaciones sobre ultramáficas serpentinizadas del cinturón orogénico Circum - Pacífico, llegaron a las siguientes conclusiones: que la presencia bastante generalizada de brucita en las serpentinitas (hasta un 10% por peso), indica que la temperatura de serpentinización, es posiblemente unos 100°C , por debajo de los 500°C , establecido por BOWEN Y TUTTLE (1949); que la presencia de brucita en el proceso de serpentinización, es un fuerte argumento en favor de un aumento de volumen en el orden de 35 - 45% durante la serpentinización; a menos que se pudiese demostrar la migración de grandes cantidades de magnesio y sílice durante el proceso; pero las evidencias de campo no soportan esa migración masiva de magnesio y sílice de los cuerpos ultrabásicos; y que la típica configuración de las masas ultrabásicas alpinas en bloques fallados elipsoidales sugiere, que una gran parte del cambio de volumen no resulta de la completa serpentinización "in situ", sino más bien, que gran parte

del agua es tomada de la roca caja durante el ascenso tectónico de la masa ultrabásica a través de la corteza de la tierra.

THAYER (1966), considera que en casos especiales y quizás en general, son inválidos los clásicos argumentos para explicar la expansión de la peridotita durante la serpentinización: composición constante, salvo hidratación, deformación interna y ausencia de metasomatismo en la roca caja. Sugiere que las evidencias químicas y físicas apoyan su punto de vista, de que la serpentinización es un proceso metasomático, sin cambios de volumen, que implica la remoción de alrededor de un 30 % del peso original de los óxidos bivalentes y SiO_2 . En apoyo de esta teoría, aduce la asociación frecuente de minerales ricos en calcio con las rocas serpentiniticas, formando rodingita: hidrogranate, prehnita, idocrasa, zoisita, clinzoisita, diópsido y clorita como mineral magnesiario dominante, lo cual indica que en el área de estabilidad de la formación de minerales de serpentina no se presenta metasomatismo del tipo que forma clorita en la roca caja y el talco. Según THAYER, op. cit., la formación de rodingita durante la serpentinización es indicio de que durante el proceso las soluciones arrastran los álcalis, el exceso de SiO_2 y el magnesio en exceso una vez formada la serpentina, mientras que el calcio permanece estable en los silicatos hidratados en iguales condiciones de presión y temperatura. Sugiere además que las serpentinitas sometidas a procesos de metamorfismo de alto grado no reproducen la mineralogía y textura originales de la roca ultrabásica, que es uno de los corolarios de la hipótesis del cambio de volumen. CHIDESTER (1962), en su discusión sobre la paragénesis de la serpentinita en Vermont, considera que ésta se efectuó sin cambio aparente de volumen, TUTTLE Y BOWEN (1949), citan algunos casos raros en los cuales, por efectos de presión y temperatura, especialmente por metamorfismo termal, las rocas serpentiniticas han dado origen a aureolas ricas en olivino. HESS (1960) en su amplia investigación sobre el Complejo de Sillwater considera que una parte de la sección inferior de la "zona ultramáfica", constituida por harzburgita serpentinizada ha sido transformada a "dunita secundaria".

Sin duda alguna, para explicar la serpentinización de grandes masas peridóticas en terrenos altamente metamorfizados, tales como los plutones de gran tamaño, se requiere postular la existencia de soluciones magmáticas, pero la serpentinización en menor escala de las rocas ultramáficas puede ocurrir en las últimas etapas del episodio magmático, o estar relacionada con intrusiones graníticas. HESS (1955), tomando en consideración los datos experimentales de BOWEN Y TUTTLE (1949), considera que hay dos tipos de emplazamientos tectónicos de las rocas ultramáficas:

- a. Flujo diapírico semejante a los flujos de sal, característico de las rocas ricas en olivino a considerable profundidad.

- b. Bloques fallados sin flujo interno, típicos de las serpentinitas a poca profundidad.

BAILEY Y MACCALLIEN, citados por HESS (1955) sugieren que las serpentinitas de Turquía son lavas submarinas. CLARK Y FYFE (1961), consideran que hay suficientes evidencias para sugerir que en condiciones submarinas se producen extrusiones de líquidos silicatados de composición comparable a la de una peridotita, que posteriormente se hidratan para formar serpentinita. Es conocido que la temperatura superficial de las lavas no excede los 1.200°C , mientras que los puntos de fusión de los equivalentes anhidros de la serpentina serían del orden de los 1.700°C . Cuando las lavas se derraman en la superficie, su presión de vapor no excede en mucho a la presión atmosférica; pero cuando el vulcanismo es submarino, los volátiles pueden ser retenidos a una presión de vapor correspondiente a la profundidad considerada y reducirse el punto de fusión de los minerales y rocas en cientos de grados, lo cual favorecería la existencia de lavas submarinas a una temperatura inferior a la de sus equivalentes superficiales. CLARK Y FYFE, a base de sus datos experimentales, llegaron a la siguiente conclusión: que la serpentinita sometida a una presión de vapor de 500 - 1.000 atmósferas, que correspondería a las zonas más profundas de las cuencas oceánicas y a una temperatura por encima de la crítica de 500°C , es reemplazada por talco y forsterita; a temperatura más alta, se forman forsterita y enstatita; entre los 900 y 1.200°C , se desarrollan olivino y piroxeno de grano fino; cerca de los 1.300°C , aparecen los primeros indicios de fusión y al nivel de los 1.400°C , la mayor parte del material permanece en estado líquido con vestigios de olivino de grano grueso, vidrio y una masa de intercrecimiento de olivino y piroxeno con textura plumosa. Esta serie de razonamientos conducen a estos autores a considerar como probable la existencia de lavas de composición serpentínica, que puedan fluir en ambiente submarino a unos 300°C , de temperatura por debajo del punto de fusión de los componentes anhidros de la serpentinita y a unos 100°C , por encima de la temperatura de las lavas superficiales. Esta paragénesis explicaría por un lado la asociación frecuente de serpentinitas con sedimentos marinos: grauvacas, chert y rocas volcánicas a menudo con textura de almohadilla y por otro, la frecuente ausencia de zonas o aureolas de contacto en las intrusiones ultrabásicas.

El proceso de la serpentinitización se produce en varias etapas:

1. Autometasomatismo de la corteza oceánica, hidratada por el desprendimiento de agua del manto a la isoterma de 500°C , (HESS 1962).
2. Durante el proceso deutérico.

3. Durante el plegamiento, cuando las intrusiones ultrabásicas son invadidas por magmas graníticos.

BOWEN Y TUTTLE (1949), consideran que el proceso de serpentinitización por autometamorfismo es de difícil realización en la cámara magmática, ya que la facies de vapores tiende a separarse en la parte alta de ésta, sin grandes posibilidades de reacción con el olivino; esto inclina a estos autores hacia la hipótesis de serpentinitización por asimilación de agua de la roca caja. HESS (1962), considera que el agua necesaria al proceso de serpentinitización en el complejo ultramáfico de Stillwater puede provenir de la roca caja. CHIDESTER (1962), en Vermont, opina que las rocas ultramáficas fueron emplazadas como masas sólidas y que la serpentinitización tomó lugar durante el transporte de las rocas ultrabásicas, tomando el agua para la serpentinitización de la roca caja.

Una de las características principales del proceso de serpentinitización de las rocas ultrabásicas es el fuerte cambio de la relación Fe:Mg, con la consecuente pérdida de un alto porcentaje de hierro; el porcentaje de magnesio también disminuye un poco y gran parte es sustituido por níquel, cobalto, manganeso, hierro ferroso, zinc y en menor proporción por hierro férrico, cromo y titanio; las proporciones de sílice y níquel permanecen aproximadamente constantes; el hierro ferroso pasa a ser férrico y se incorpora gran cantidad de agua. Durante el proceso, además de los minerales del grupo de la serpentina, se pueden formar a veces talco, anfíboles, clorita, saponita y otros silicatos hidratados de magnesio.

En muchos casos los productos de la alteración del olivino por procesos hidrotermales y los posteriores de meteorización, no se diferencian claramente entre sí; la meteorización parece continuar los procesos primarios, por lo cual en las serpentinitas es frecuente encontrar como minerales al olivino o piroxeno (en forma de vestigios), tremolita, actinolita, clorita, talco, calcita, brucita, magnesita y calcedonia. BAIN (1936), en su estudio del proceso de serpentinitización en Vermont, llegó a las siguientes conclusiones, que existen en el área tres tipos de serpentinitas: el autometamórfico que precede al tectonismo, sin cambio aparente de volumen, el sintectónico que origina la variedad de serpentina conocida como "verde antique", producido también a profundidad y sin implicar notable cambio de volumen y el tercer tipo post - tectónico limitado a la zona de meteorización y que usualmente sigue al tipo autometamórfico cuando no interviene la variedad sintectónica. El tercer tipo va acompañado de hinchamiento, fracturamiento y desintegración de la roca.

La formación de asbesto crisotílico requiere de tres factores: a) fallamiento de la peridotita para permitir el acceso a las soluciones; b) aporte adecuado de soluciones y c) presencia de diques ácidos o intrusiones

graníticas para aportar el calor necesario; otros factores son la existencia de fisuras y fracturas preexistentes, que serían las primeras en rellenarse y posteriormente el ensanchamiento de las mismas, permitiría el desarrollo de las vetas de asbesto crisotílico.

Las serpentinitas de la "clase B", formadas como ya se ha mencionado en calizas y dolomitas metamorfizadas y en depósitos de metamorfismo de contacto, pueden desarrollarse también en más de una etapa. Cuando los minerales ferromagnesianos son reemplazados, es común encontrar lentes, bolsillos y vetitas de serpentinita además de los pseudomorfos, formados a consecuencia del aumento de volumen durante la serpentinización. Por procesos de dolomitización pueden formarse soluciones ricas en magnesio a partir de dolomías, calizas magnesianas y mármoles brucíticos.

Lateritización

Las lateritas son típicos productos de la meteorización tropical y subtropical, formadas esencialmente a consecuencia de la hidrólisis progresiva de los minerales de una roca. El nombre fue introducido en la literatura en el siglo pasado por BUCHANAN (1807), citado por KERR (1955), para designar un suelo residual de color ladrillo en el sur de la India, producido por la meteorización de rocas basálticas. Según HARRISON (1933), el término laterita designa a los depósitos residuales originados por el catamorfismo in situ de rocas ígneas más o menos básicas, los cuales se caracterizan por la presencia, en su tope, de masas concrecionarias de composición variable desde muy ferruginosas hasta muy aluminosas. En un sentido más general, la laterita comprende a los productos del catamorfismo de las rocas ígneas y metamórficas, que descompone químicamente a los silicatos en ellas contenidos y produce finalmente óxidos hidratados de aluminio y hierro, silicatos hidratados de aluminio y sílice secundaria. El término laterita ha sido empleado con gran amplitud en la literatura tanto por los agrónomos para designar tipos de suelo, como por los geólogos para describir los productos de alteración de las rocas, especialmente con fines económicos. En su sentido más usual se aplica para designar una mezcla residual de hidratos aluminicos y férricos en proporciones variables, provenientes de la alteración de rocas que contienen estos metales en forma de silicatos más o menos complejos.

Las lateritas y bauxitas pueden derivarse de varios tipos de rocas (excepto posiblemente las más silíceas), especialmente aquellas con alto contenido de aluminio y bajo contenido de sílice, como son las sienitas nefelínicas, las fonolitas, las doleritas y los gabros. También pueden formarse a partir de calizas, filitas, arcillas sedimentarias y arcosas.

De acuerdo con sus componentes esenciales, las lateritas se han agrupado en tres categorías:

- a. Lateritas bauxíticas, en las cuales los porcentajes de aluminio y hierro son aproximadamente iguales o algo más alto el de aluminio, que se llaman bauxitas, cuando el porcentaje de hierro es muy bajo y el aluminio muy elevado.
- b. Lateritas ferruginosas, en las cuales en general el porcentaje de hierro es mayor que el de aluminio, en proporción tal que pueden explotarse como menas de ambos metales.
- c. Lateritas niquelíferas, provenientes de la alteración de rocas ultrabásicas; este último tipo ha sufrido una concentración de níquel desde 0,20% en la roca original hasta más de 3% en las lateritas y constituye grandes reservas del mineral en zonas tropicales y subtropicales.

Por su elevado contenido de óxidos de hierro, que en muchos casos sobrepasa el 50%, pueden también explotarse como menas de hierro. A estos tipos principales se agregan las lateritas manganíferas, que en ocasiones se presentan acompañando cualquiera de los tres tipos descritos arriba. Es interesante destacar que el proceso de lateritización de las rocas ultrabásicas se limita a lo que en Nueva Caledonia se ha llamado una "ferruginización" o caso muy especial de lateritización, cuyos productos finales son hidratos y óxidos de hierro, sin formación de bauxitas lateríticas ricas en aluminio (CHETELAT 1948). En cuanto a su origen y desarrollo, en términos generales las lateritas se agrupan en dos grandes categorías: lateritas autóctonas, desarrolladas por alteración superficial in situ, y alóctonas o transportadas, que forman aluviones y depósitos lacustres y marinos.

En la columna geológica se encuentran yacimientos de lateritas y bauxitas desde el Devónico hasta el Reciente; en los países tropicales y subtropicales alcanzan gran desarrollo los depósitos del Terciario superior y Cuaternario. Estratigráficamente, estos yacimientos tienen gran significado por marcar grandes períodos de emergencia, quietud, ausencia de sedimentación y meteorización superficial activa. Estos intervalos de ausencia de sedimentación son de diferente duración; algunos abarcan eras geológicas, como es el caso de las lateritas en las Guayanas, que descansan sobre sedimentos precámbricos y están cubiertas por sedimentos no consolidados; en otros casos se restringen a uno o más períodos y en otros, a intervalos más cortos aún. En la generalidad de los casos el tiempo de formación de estos depósitos es mucho más corto que el intervalo sedimentario indicado, especialmente si la laterización ha sido precedida por largos períodos de erosión (HARDER 1949).

MACLAREN (1906) y CAMPBELL (1909,1910) citados por HARDER (op. cit.), analizan las condiciones necesarias para el proceso de lateritización:

- a. Clima tropical, sujeto a alternancia de estaciones secas y muy lluviosas, que permite el desarrollo de una densa vegetación.
- b. Temperatura media elevada, puesto que la humedad atmosférica favorece a la oxidación, especialmente durante los períodos calurosos.
- c. Fluctuaciones del nivel de la mesa de agua, que no debe estar muy alejada de la superficie.
- d. Relieve moderado, representado por mesetas, altiplanicies, o terrenos ondulados con suave pendiente, que impidan la erosión mecánica por acción de la lluvia o el viento.
- e. Constitución química y mineralógica de la roca, para suplir los constituyentes lateríticos.
- f. Textura suficientemente porosa o fracturamiento de la roca, para permitir la circulación del agua de infiltración, que debe permanecer en los intersticios de la roca durante largos períodos de tiempo anualmente.
- g. El agua debe contener ácido o álcalis, a fin de reaccionar componentes de la roca y permitir los procesos de hidrólisis.
- h. Estos procesos deben operar continuamente por lo menos durante toda una época geológica, para que sean realmente efectivos.

Uno de los puntos que es necesario resaltar, por su gran importancia en la prospección de lateritas níquelíferas, es la serpentización de las rocas ultrabásicas, especialmente cuando es completa, ya que tiende a desfavorecer el enriquecimiento en níquel. La serpentización leve no parece afectar demasiado a la concentración, pero a medida que avanza, la roca se impermeabiliza progresivamente, impidiendo finalmente la circulación periódica de las aguas desde la superficie, indispensable para la concentración níquelífera. En adición, los minerales hidratados de magnesio son más resistentes a los procesos de meteorización superficial, lo cual explica la mayor resistencia a la alteración superficial de las serpentinitas que de las peridotitas. Este hecho ha sido ampliamente comprobado en los depósitos de Nueva Caledonia (CHETELAT 1948), Brasil (PECORA 1944), Oregón (PECORA Y HOBBS 1941), Cuba (VLETTER 1955) y Venezuela. En los yacimientos de Nueva Caledonia, Brasil y Oregón, el porcentaje promedio de níquel sobrepasa el 2% y los depósitos se asocian con rocas ultrabásicas levemente o no serpentizadas. En Venezuela y Cuba, donde las lateritas se forman a expensas de peridotitas serpentizadas, el tenor de níquel de los yacimientos es inferior al 1,60%.

A continuación se reseña brevemente el proceso de lateritización especialmente en las rocas ultrabásicas, siguiendo las conclusiones alcanzadas por ROBINSON (1932), HARRISON (1933), PECORA Y HOBBS (1942), PECORA (1944), DE CHETELAT (1948), HARDER (1949), RANKAMA Y SAHAMA (1949), PECORA, et al. (1949), LOWERING (1950), KERR (1955), VLETTER (1955), FISHER Y DRESSEL

(1959), JURKOVIC (1960), MASON (1960), HOTZ (1964) Y CORNWALL (1966). La lateritización de las rocas ultrabásicas comienza con el ataque de aguas meteóricas ricas en ácido carbónico, que se infiltran a través de diaclasas, fracturas y zonas de cizallamiento y producen la disociación de los silicatos de magnesio, hierro y níquel.

La separación de los elementos en la parte inferior de la litosfera a través de procesos que implican solución y sedimentación, se efectúa de diferentes maneras. Así por ejemplo, los elementos níquel, hierro y cobalto, que se presentan juntos en las rocas ultrabásicas, se separan en el curso de los procesos supergénicos, ya que cada uno de ellos tiene un potencial iónico muy diferente. Durante el proceso, la sílice y el magnesio son removidos fácilmente por lixiviación; el hierro también se disuelve, pero inmediatamente se oxida y precipita en un medio alcalino o ligeramente ácido; el cobalto requiere un potencial más elevado aún en soluciones alcalinas y en soluciones ácidas el potencial necesario es mucho mayor; el níquel en la naturaleza no llega a formar compuestos trivalentes.

La separación de estos tres elementos es bastante definida en los procesos supergénicos de meteorización de las rocas ultrabásicas, donde el material laterítico es rico en Fe_2O_3 , el níquel se concentra en forma de garnierita y el cobalto como óxido hidratado o "wad" cobáltico. Los elementos relativamente insolubles, tales como el cromo, aluminio, cobalto y níquel, se van concentrando residualmente durante la descomposición química de la peridotita. El producto final de lateritización contiene en general muy poca sílice y casi ningún magnesio, a pesar de que estos componentes representan más del 75% de la roca original (MASON, op. cit.).

En la figura 2, se pueden analizar las ganancias y pérdidas en elementos constituyentes durante el proceso de lateritización, tomando como base los porcentajes promedio de las tres zonas establecidas en las lateritas níquelíferas de Loma de Hierro por LAVIE Y GRATEROL (1967). Durante el proceso, el magnesio cuyo porcentaje en la peridotita y serpentinita es en términos generales superior al 35% disminuye casi a cero, debido a que se disuelve en estado bivalente y es lixiviado a causa de su bajo potencial iónico y debido a que la precipitación del hidróxido de magnesio comienza con un valor de pH bastante alto alrededor de 10.

La sílice también pasa a solución durante la meteorización de los silicatos. La solubilidad depende del pH de la solución: cuanto mayor sea el pH, mayor cantidad de sílice se disuelve; sin embargo, debido a su alto potencial iónico, se asocia rápidamente con los grupos oxhidrilos formando hidrosoles, que se precipitan en condiciones de pH bajo; su estabilidad aumenta con los incrementos en los valores de pH. De esta manera, el

contenido de sílice (Fig. 2), decrece bruscamente de la roca fresca a la laterita. En las zonas de fractura puede presentarse sílice secundaria en forma de cuarzo u ópalo. Como en el caso del magnesio, el alto porcentaje de sílice presente en la roca original (alrededor de 40%) disminuye en muchos casos hasta menos del 2%. Debido a esta pérdida de MgO y SiO_2 , la roca adquiere porosidad elevada y su densidad disminuye considerablemente, lo cual permite la infiltración más intensa de las aguas meteóricas y en consecuencia una aceleración de los procesos de meteorización.

En el proceso de lateritización se concentra el aluminio, que en pequeñas cantidades puede entrar a formar parte de la estructura de los silicatos de níquel. El aluminio es soluble y se asocia rápidamente con los grupos oxhidrilos, absorbiendo los hidrosoles e hidrogeles restantes. El aluminio permanece disuelto en solución ácida de pH menor de 4, así como en solución básica con un pH mayor de 9. El hidróxido se precipita en las proximidades del punto neutro. Cuando la solución se vuelve neutra o alcalina por desprendimiento de dióxido de carbono, que es causante principal de la acidez de las aguas naturales, se precipita el hidróxido de aluminio y debido a que precisamente en estas condiciones la sílice permanece en solución, se pueden formar menas de aluminio de gran pureza. En el caso de las lateritas niquelíferas hay poca concentración de hidróxidos de aluminio por la escasez de este elemento en las rocas ultrabásicas, pero en las rocas ricas en aluminio, los procesos de lateritización generan yacimientos de lateritas bauxíticas y bauxitas de gran importancia económica.

El hierro se disuelve bajo la forma bivalente, aunque en condiciones de potencial redox positivo, se oxida a su forma trivalente. Si el potencial redox es muy bajo y el valor del pH entre 3 y 5, precipita como gel de hidróxido férrico en forma de goetita, limonita y posiblemente hematita. Una vez precipitado el hidróxido férrico, es muy difícil disolverlo, ya que se requeriría un pH inferior a 3 o un pH superior a 8, condiciones éstas que no se cumplen en el proceso de meteorización, produciéndose en consecuencia un enriquecimiento de hierro "in situ". Como se observa en la (Fig. 2), el hierro se concentra a partir de rocas ultrabásicas, en las cuales su porcentaje promedio es de un 6% hasta un 50%; la relación de concentración es de aproximadamente 1:8.

El níquel, como el hierro, también sufre en el curso de la lateritización una concentración de aproximadamente 1:8. Una vez substraída una cantidad apreciable de magnesio, las aguas meteóricas ricas en dióxido de carbono reaccionan con el níquel, probablemente en forma de bicarbonato; el níquel no puede formar bióxido durante la lateritización, por requerirse para ello de potenciales muy altos que no se encuentran en las aguas meteóricas. En condiciones normales, el ní-

quel es transportado en forma de hidróxidos y bicarbonatos. Las soluciones portadoras no recorren distancias demasiado grandes y al alcanzar la zona que contiene suficiente magnesio y sílice (zona de transición entre la roca ultrabásica meteorizada y la zona laterítica), el níquel se precipita en los intersticios y fracturas de la roca meteorizada en forma de precipitado coloidal. En ocasiones se producen complejas hidrorreacciones entre los hidróxidos y bicarbonatos de magnesio y los hidrosoles del hidróxido de sílice, para formar silicatos hidratados de magnesio y níquel (JURKOVIC 1963). Es interesante destacar que los procesos de meteorización solo producen una porción insignificante de serpentina por volumen (BOWEN Y TUTTLE 1949; BAN 1936).

En términos generales una vez removidos los dos componentes principales de la roca ultrabásica, sílice y magnesio, se produce una concentración de los componentes metálicos y el desarrollo de una estructura muy porosa. Posteriormente, se efectúa la disolución del níquel de las partes altas de la laterita, y su reconcentración en los horizontes inferiores, particularmente en la zona de transición entre la roca meteorizada y la laterita, donde hay un enriquecimiento continuo en níquel de niveles superiores a inferiores. En la mayoría de las lateritas niquelíferas en zonas tropicales y subtropicales, este proceso está vigente y es de suma importancia en la concentración adicional de níquel. La figura 2, muestra como la curva correspondiente al níquel alcanza su concentración mayor en la zona de transición entre la roca ultrabásica muy descompuesta y la base de la laterita ferruginosa. Es evidente que el níquel será más susceptible a la acción de soluciones disolventes en las zonas que contienen poco magnesio, porque allí estas soluciones son más ricas en ácido carbónico. Esto explica la escasa concentración de níquel en la parte superior de la zona laterítica. En las lateritas niquelíferas, fuera de los minerales del grupo de la garnierita, el níquel se presenta además como sustituto del magnesio en la pimelita, el talco y la clorita, y en pequeñas proporciones en los hidróxidos de hierro, especialmente la goetita.

El cobalto es soluble en su forma bivalente bajo condiciones de valores de pH inferiores a 7, que se producen durante la estación lluviosa; en la estación seca de verano, se transforma en hidróxido de cobalto y se precipita en condiciones de valores de pH superiores a 7. La distribución vertical del cobalto es bastante irregular, aunque como se observa en la figura 2, su mayor concentración se encuentra en la parte inferior de la laterita ferruginosa. El cobalto sigue un proceso semejante al del níquel; es removido de la parte superior donde se concentra en las primeras etapas del proceso de lateritización y luego se concentra en zonas de nivel mas profundo. El cobalto con frecuencia se separa del níquel y se deposita junto con el manganeso en el "wad" de cobalto (absolana) que puede llegar a contener del

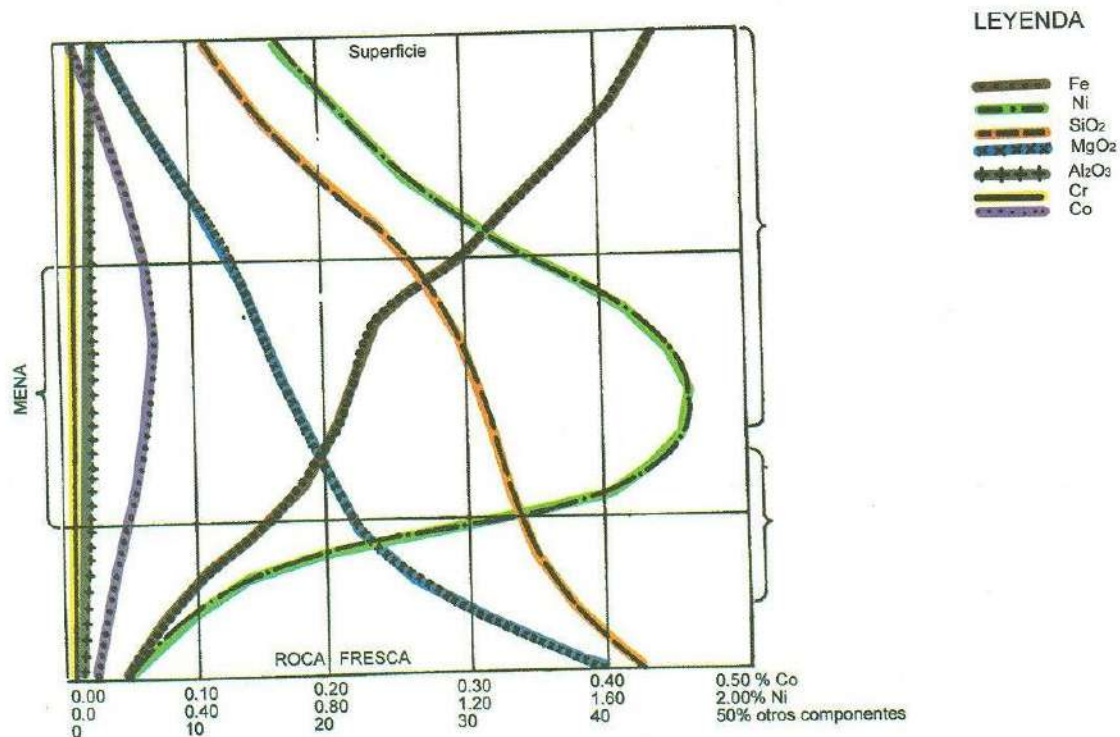
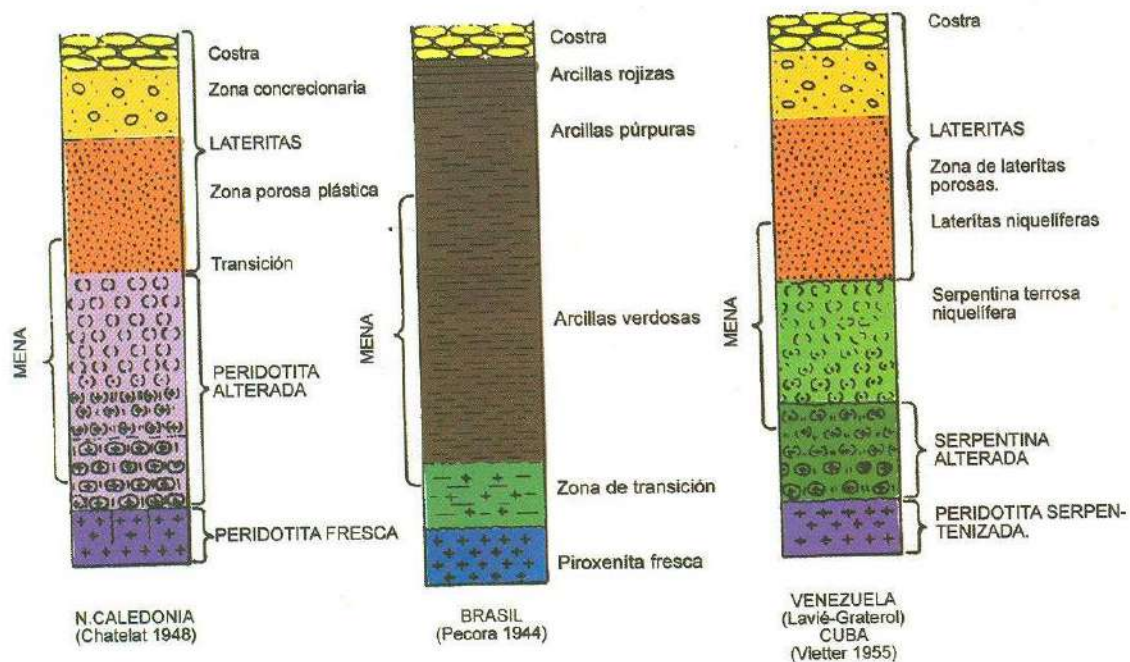


Fig. 2 Perfiles esquematizados en lateritas niquelíferas y diagrama de ganancias y pérdidas de los constituyentes en el proceso de lateritización, en Loma Hierro.

4 al 35,5% de cobalto (RANKAMA Y SAHAMA 1952). En otros casos no es completa la separación del níquel y el cobalto; en Brasil (PECORA 1944) y Oregón (PECORA Y HOBBS 1942), se menciona la presencia de óxidos de cobalto-níquel y manganeso, en asociación íntima con los silicatos de níquel provenientes de la alteración de rocas ultrabásicas (peridotitas piroxénicas). En Nueva Caledonia y Venezuela (Loma de Hierro y Tinaquillo), también se encuentra manganeso, aunque en proporciones muy bajas, en forma de absolana, un óxido hidratado de cobalto y manganeso.

El cromo se parece mucho al hierro férrico y aluminio en sus propiedades químicas, tamaño iónico y carga iónica y sigue a estos iones durante el ciclo exógeno. El cromo, que existe en los componentes férricos de las rocas tales como: los piroxenos, los anfíboles y las micas, se liberan durante la meteorización; en cambio el cromo contenido en los óxidos de cromita, magnetita e ilmenita se concentra en los inatacados. El cromo se presenta en porcentajes algo mayores en la parte inferior de la zona laterítica, hecho normal debido a su gran resistencia a la meteorización.

Resumiendo lo expuesto, durante los procesos de lateritización la acción de las aguas meteóricas produce una marcada separación de los elementos constituyentes; el magnesio, la sílice y el calcio son lixiviados y se concentran el hierro férrico, el aluminio, el manganeso, el níquel, el cobalto y el titanio.

En los principales yacimientos de lateritas níquelíferas el perfil de lateritización se puede dividir en cuatro zonas principales de base a tope:

- a. Roca ultrabásica inalterada.
- b. Zona de rocas ultrabásicas descompuestas.
- c. Zona de transición.
- d. Ancha zona de laterita ferruginosa, muy porosa en su parte inferior y constituida en su parte superior por lateritas ferruginosas, ricas en concreciones y pisolitas compuestas de óxidos de hierro y cubiertas por una costra de hierro.

En algunos casos, tales como Loma de Hierro, se observa en la superficie una gran cantidad de agregados de ópalo de textura porosa, embebidos en una matriz arcillosa y ferruginosa. La (Fig. 2) ilustra la zonación de lateritas en los yacimientos de Nueva Caledonia, Brasil, Cuba y Venezuela. Según DE CHATELET (1948) las zonas del complejo laterítico en Nueva Caledonia, de base a tope son:

- a. Zona de peridotita fresca con un tenor de 0,25% de níquel.
- b. Zona de peridotita alterada, con una elevada concentración de níquel que se origina:
 1. Mediante concentración primaria, por lixiviación parcial de la sílice y el magnesio.

2. Por migración y concentración de níquel en las fisuras de la peridotita alterada.
3. Por un proceso continuo de concentración de níquel por descenso con las aguas meteóricas desde las capas lateríticas superiores.
- c. Zona de separación entre las lateritas residuales y la peridotita alterada.
- d. Zona de lateritas residuales, donde se efectúa una deshidratación progresiva hacia la superficie.

La parte superior se compone de hematita con textura porosa, que termina en una costra de hierro; una red de óxidos de hierro concrecionarios forma la parte intermedia y la base, generalmente in situ, esta constituida por hidróxidos de hierro porosos, con concreciones de cobalto y manganeso y es muy rica en níquel.

En Brasil, PECORA (1944) también señala que como en Nueva Caledonia, las lateritas se forman a expensas de una roca ultrabásica no serpentinizada. El cinturón de rocas ultrabásicas de los yacimientos de óxidos de cobalto - níquel y manganeso de San José de Tocantins en Brasil es del tipo estratiforme, con serpentinitas, dunitas, piroxenitas, saxonitas, troctolitas y gabros. Los yacimientos se asocian particularmente con rocas no serpentinizadas, principalmente piroxenitas, saxonitas y dunitas. En la figura 2 se observa una sección vertical generalizada del yacimiento. La roca inalterada en la base es una piroxenita no serpentinizada con un porcentaje de níquel entre 0,1 y 0,2%, seguida de una zona de transición formada por la piroxenita meteorizada. Por encima de ésta se encuentra una ancha zona de arcilla de unos 20 metros de espesor, de color verdoso en su parte inferior, que es más rica en níquel, con un porcentaje variable entre 2 y 5%; la parte superior se compone de arcillas de color púrpura que se hacen más rojizas hacia la parte superior. El tope del yacimiento tiene textura de concreciones compuestas de goetita, limonita y óxidos de manganeso. Como mineral de níquel predomina la garnierita, aunque el níquel se presenta también en los minerales de arcilla y asociado a los óxidos hidratados de hierro.

La sección esquemática de los yacimientos de Cuba (Fig. 2) comienza en la base con una serpentinita, seguida de serpentinita alterada y serpentinita terrosa marcando una zona de transición hacia la laterita limonítica, que constituye alrededor del 60% de la sección con un espesor promedio de unos 6 metros. El níquel se concentra especialmente en la serpentinita terrosa y base de la laterita limonítica. El porcentaje de níquel en la mena varía entre 1,30 y 1,60% y se presenta principalmente en la estructura de los minerales del grupo de la garnierita, en la goetita y en pequeñas proporciones en los minerales de arcilla. Las reservas se estiman en 24 millones de toneladas de níquel (VLETTER 1965, FISHER Y DRESSEL, 1959).

Según HOTZ (1964), CORNWALL (1966), PECORA Y HOBBS, op. cit., un perfil de la laterita niquelífera de tope a base en California y Oregón se compone de:

1. Un suelo de color marrón rojizo con perdigones de óxidos de hierro.
2. Suelo amarillento, con o sin fragmentos de peridotita.
3. Saprolito de color marrón amarillento (peridotita intensamente meteorizada).
4. Peridotita meteorizada.
5. Peridotita fresca.

En este tipo de yacimientos, la garnierita se presenta en vetitas y asociada con cuarzo en la estructura de malla ("boxwork") de la peridotita meteorizada y la parte superior de la peridotita fresca, como también en vetitas en la laterita. La laterita contiene 1,8% de níquel y 0,11% de cobalto. El tenor promedio de níquel es de 1,5% y las reservas de 16,2 millones de toneladas; es decir, hay reservas suficientes como para un periodo de 30 años con una producción anual de 24 millones de libras de níquel (CORNWALL 1966; HOTZ 1964). El espesor del manto laterítico varía entre 2 y 10 metros, aunque algunos espesores en el yacimiento principal alcanzan hasta 50 metros.

En Loma de Hierro, LAVIE Y GRATEROL (1967), establecieron cuatro zonas: la zona inferior es una peridotita serpentizada con un tenor primario de níquel de 0,25%; por encima se encuentra la zona de serpentina niquelífera, que sirve de base al cuerpo laterítico. La mena se presenta en forma de silicatos hidratados de níquel y magnesio rellenando diaclasas y zonas porosas; en esta zona la estructura de malla es característica. El porcentaje de hierro es bajo y los de magnesio y níquel elevados (1,47% de níquel). La siguiente zona en orden ascendente es la laterita niquelífera que representa una transición entre la serpentina niquelífera alterada y la zona de laterita ferruginosa propiamente dicha. El porcentaje promedio de níquel en esta zona es de 1,58%. La zona superior laterítica se compone de un manto arcilloso de color rojizo muy rica en hierro, con frecuentes concreciones de hierro y agregados porosos de ópalo. El porcentaje de níquel de aproximadamente 1%, disminuye hacia la superficie y el contenido de hierro varía entre 35 y 45%. En Loma de Hierro, el espesor promedio de la laterita es de unos 7 metros, aunque se conocen espesores de hasta 15 metros. En este importante yacimiento se ha cubicado alrededor de 55 millones de toneladas húmedas de mena con un tenor promedio de 1,53% de níquel, cuya explotación se espera comenzar en el año de 1968.

PRINCIPALES INTRUSIONES ULTRABÁSICAS Y YACIMIENTOS MINERALES ASOCIADOS

Los yacimientos de níquel en Venezuela son del tipo residual, asociados con numerosas masas intrusivas de rocas ultrabásicas (peridotitas serpentizadas), que forman dos fajas bien definidas a lo largo de la Cordillera de la Costa y Serranía del Interior. La faja norte se extiende desde Margarita, pasando al norte de Caracas hacia el oeste, al norte de las montañas de Puerto Cabello - Santa María (estado Yaracuy); la segunda faja se extiende desde las penínsulas de Araya - Paria, en dirección oeste pasando por la cuenca de Santa Lucía, Charallave, Loma de Hierro, Villa de Cura, San Juan de los Morros, Tinaquillo y La Bimba. Fuera de estas dos fajas, se encuentran peridotitas serpentizadas en la Península de Paraguaná (Cerro de Santa Ana), a lo largo del frente montañoso de la Serranía del Interior y al norte del valle del río Yaracuy.

Las grandes masas de Loma de Hierro y Tinaquillo son las únicas intrusivas que han sido estudiadas sistemáticamente para determinar reservas y tenor de las menas de níquel. En las localidades restantes, aunque estudiadas geológicamente, solo se han efectuado prospecciones generalizadas para mineral de níquel. La existencia de níquel en Venezuela fue descubierta a principios de 1941 por los Ingenieros de Minas CARLOS FERNÁNDEZ DE CALEYA, ENRIQUE RUBIO SANDOVAL Y MANUEL TELLO BERRÍZBEITIA, del Servicio Nacional de Minería y Geología, durante el estudio geológico - industrial efectuado por RUBIO Y FERNÁNDEZ, en rocas peridóticas de Tinaquillo e inmediaciones de Villa de Cura y por TELLO en los alrededores de Loma de Hierro (RUBIO 1946).

No es extraño que la presencia de este metal no hubiese sido señalada anteriormente en Venezuela; el tipo de mena en la cual el níquel se presenta en exiguos porcentajes en forma de hidrosilicatos y minerales oxidados no es fácilmente reconocible a primera vista, ya que forma depósitos residuales, cuyo aspecto es de manto arcilloso de color ocre, al pie de las laderas de los afloramientos peridóticos o en los altozanos de los mismos con colores predominantemente rojizos y amarillentos, a veces pardos y más raramente verdosos. El color más semejante a la especie mineralógica de la garnierita (hidrosilicato de níquel y magnesio) es el verdoso; no obstante, la serpentina también es verdosa y por consiguiente dicho color no necesariamente indica que las menas sean más niquelíferas que otras de diferente coloración. Por consiguiente, se requieren análisis específicos que suministren información sobre la presencia y riqueza de níquel en estos tipos de menas terrosas. En Valencia se venían utilizando estos materiales rojizos en pequeñas cantidades para la elaboración de pinturas, sin sospecharse su concentración

niquelífera, que se descubrió al efectuarse los primeros ensayos al respecto.

Al mismo tiempo y a consecuencia de la segunda guerra mundial, diversas empresas, en especial la International Nickel (canadiense) y Freeport Sulphur (estadounidense), se esforzaban por descubrir nuevos yacimientos de este metal de gran importancia estratégica y fijaron su atención y actividades principalmente en Brasil, Venezuela y Cuba. En Venezuela, la International Nickel a través de su filial en el país (Compañía Meridional de Minas, S. A.) estableció oficinas y solicitó concesiones, ocupando en 1946 la casi totalidad de la zona niquelífera conocida con el nombre de Loma de Hierro.

La Freeport Sulphur se concentró preferentemente en Cuba, donde se descubrieron yacimientos semejantes a los de Venezuela en cuanto al tipo de mena y ley pero de mayor extensión. Allí se instaló una vasta planta de tratamiento para este tipo de minerales, sin grandes consideraciones de gastos o precios de costo. En Venezuela, por el contrario, la Compañía Meridional de Minas se redujo a la actividad exploratoria y a algunos intentos de plantas pilotos de tratamiento, en las cuales se utilizaron unas 800 toneladas de material. Terminada la guerra, a consecuencia del bajo tenor de mineral y del precio del níquel en el mercado, se interrumpieron temporalmente las operaciones de la planta cubana y fueron suspendidas las actividades exploratorias en Venezuela, en vista de que el período de emergencia había pasado (RUBIO 1946). En agosto de 1960, el gobierno venezolano decretó la caducidad de las concesiones de la Compañía Meridional de Minas e inició un estudio sistemático del yacimiento de Loma de Hierro, cuyos resultados establecieron la existencia de un buen yacimiento, con reservas probadas de alrededor de 55.000.000 de toneladas.

La investigación sistemática que se ha venido efectuando a partir de 1948 en las rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa, Serranía del Interior, Isla de Margarita, Península de Paraguaná y penínsulas de Araya y Paria, ha permitido conocer y levantar en gran detalle las intrusiones de peridotitas, muchas de las cuales muestran evidencias de la posible existencia de menas niquelíferas.

BELLIZZIA (1960), preparó un informe general sobre los yacimientos de níquel en el país para el Ministerio de Minas e Hidrocarburos y MOWAT (1960), efectuó un estudio preliminar de las lateritas niquelíferas, bauxíticas y manganesíferas de Venezuela. LAVIE (1967), llevo a cabo un estudio completo del distrito minero de Loma de Hierro; SINKOVEC (1967), efectuó una investigación detallada de las lateritas bauxíticas en la Serranía de Los Guaicas, de la Guayana venezolana para la Dirección de Geología y PASQUALI (1967), realizó estudios semidetallados de las lateritas niquelíferas de Tinaquillo.

Peridotita de Loma de Hierro

El yacimiento de lateritas niquelíferas de Loma de Hierro está asociado a los cinturones de peridotitas serpentinizadas que afloran en los estados Aragua y Miranda. SMITH (1952, 1953), SHAGAM (1960 a y b), MACLACHLAN (1952) y MACLACHLAN et al. (1960), efectuaron estudios detallados en esta región, donde existen varios cuerpos de peridotitas serpentinizadas dispuestos a lo largo de tres lineamientos subparalelos. La primera de estas alineaciones comienza al oeste de Villa de Cura y se extiende hacia el este hasta Loma de Hierro, que constituye la peridotita serpentinizada más importante del área, posiblemente continuando hacia el oeste con las peridotitas de Tinaquillo, Charay y La Bimba, al sur de Yaritagua; este cinturón se extiende a lo largo de la Falla de Santa Rosa, zona principal de fallamiento que forma el límite septentrional de la Formación Paracotos.

El segundo alineamiento sigue a la Falla de Agua Fria, que marca el contacto entre la Formación Paracotos y el Grupo Villa de Cura; la mayoría de las intrusiones son cuerpos pequeños que no se muestran en el mapa geológico generalizado adjunto (Fig. 1). Estos dos cinturones se relacionan indudablemente con zonas de fallas y posiblemente formaron parte de un solo manto o sill de peridotita serpentinizada presente originalmente a poca profundidad y que luego fue cortado y desplazado por fallamiento. Posteriormente se produjo una reinyección de las serpentinitas a lo largo de la zona de fallamiento, durante los episodios más recientes de deformación (SHAGAM 1960 a y b).

El tercer cinturón aflora más al sur, aún desde los alrededores de San Juan de los Morros, extendiéndose hacia el este en una serie de pequeños afloramientos de serpentinita expuestos a lo largo del contacto entre el Grupo Villa de Cura y la secuencia del Cretáceo - Paleógeno. Con excepción de la gran masa ultrabásica de El Chacao, unos 10 kilómetros al oeste de San Juan de los Morros, cuya composición mineralógica es diferente (píroxenitas oliviníferas, hornablenditas piroxénicas y gabros), los tres lineamientos mencionados se encuentran asociados con fallamiento y en general en relación de concordancia con la roca caja. Las relaciones estructurales sugieren que estos cuerpos alcanzaron su posición actual a consecuencias de tectonismo post - intrusivo y que la "reinyección" sólida de las rocas ultrabásicas se produjo durante la deformación posterior al Paleoceno, que afectó a la Cordillera de la Costa.

La masa de peridotita serpentinizada de Loma de Hierro tiene gran tamaño y un espesor de unos 700 metros. La intrusión es bastante homogénea y se compone de harzburgita serpentinizada (SMITH 1952, 1955); GRATEROL, (1967). La roca es de color verdo-

so oscuro y maciza, constituida principalmente de una red de crisotilo, antigorita y serpofta, vestigios de olivino, enstatita, cromita y magnetita como accesorios. Las serpentinitas han sido cortadas por diques locales de piroxenitas y gabros, relacionados los últimos con el vulcanismo de Tiara. Hacia el sur, la peridotita serpentizada (Fig. 3) se encuentra en contacto con las rocas volcánicas y tobáceas de Tiara de composición basáltica, asociadas a veces con rocas piroclásticas, aglomerados y una pequeña proporción de grauvacas. Las volcánicas de Tiara frecuentemente exhiben facies gabroides y diabásicas. Hacia el norte, la masa ultrabásica se encuentra en contacto con filitas de la Formación Tucutunemo, en relación de concordancia.

En Loma de Hierro se ha formado por meteorización superficial un casquete de lateritas níquelíferas, que hasta el presente constituye el único yacimiento explotable de este tipo en el país. El yacimiento es semejante a los de Nueva Caledonia y Cuba. LAVIE Y GRATEROL (1967), presentan dos trabajos sobre este importante distrito minero.

Según los informes de GRATEROL y la IPCO (1966), los análisis de las fracciones ferrolateríticas por medio de radiodifractómetro y difracción por rayos X, indican que los principales minerales de hierro son goetita, y en menor proporción hematita, maghemita y cierta cantidad de hierro amorfo; además se identificaron absoluta (conglomerado de óxidos de manganeso - hierro y cobalto en una matriz limonítica), granos de cromita y magnesiocromita de diferentes tamaños, pequeñas cantidades de alumogel, trazas de gibbsita, vetitas de serpentina, cuarzo y concreciones de ópalo. Es interesante destacar que en las lateritas ferruginosas, el níquel no solo se encuentra en forma de silicatos hidratados de níquel y magnesio (serpentininas y minerales de arcilla), sino que también es absorbido en ciertas cantidades por el hidróxido de hierro. En esa misma forma, se encuentra en otros yacimientos ya citados tales como Brasil, Oregón y Cuba.

Con respecto a los minerales no ferrosos, a base de determinaciones ópticas, radio - espectroscopia y difracción de rayos-X, fueron identificados los minerales siguientes: clinocrisotilo, ortocrisotilo, lizardita, antigorita, serpofta, bastita, garnierita, pimelita, cuarzo, clorita y pequeñas cantidades de gibbsita. La figura 2, muestra un perfil de este yacimiento y de los de Cuba, Nueva Caledonia y Brasil, para establecer una correlación de su morfología y paragénesis, ya discutidas en el capítulo sobre lateritas. Finalizado el estudio del yacimiento, se han cubicado unos 55 millones de toneladas, con un tenor promedio de 1,53% de níquel en el distrito, cuya explotación se proyecta para los próximos años.

Tinaquillo

Esta masa de peridotita parcialmente serpentizada está ubicada a unos kilómetros al sur - suroeste de la población de Tinaquillo y fue explotada para asbestos durante muchos años. En la actualidad las minas de Tinaquillo pertenecen a la Nación y a través del Ministerio de Minas e Hidrocarburos se efectúa el estudio sistemático de las mismas, a base de calicatas y sondeos exploratorios, para conocer las reservas de este mineral y determinar la conveniencia, o no de continuar su explotación.

El primer estudio geológico sistemático fue realizado por AGUERREVERE Y ZULOAGA (1937); posteriormente MACKENZIE (1953, 1960 a y b, y 1966), hizo un reconocimiento geológico regional del área de Tinaquillo; más recientemente BELLIZZIA Y RODRÍGUEZ (informe en preparación) han investigado el área. RUBIO (1941) fue el primero en indicar la presencia de minerales de níquel en Tinaquillo. MOWAT (1960) presentó un informe general sobre el desmuestre superficial de las lateritas. PASQUALI (1967), efectuó una prospección por calicatas de las lateritas de Tinaquillo.

La peridotita es un sill que ha intrusionado a los gneises hornabléndicos del Complejo de El Tinaco; es una masa elíptica irregular que se alarga en dirección noreste, de unos 17 y 5 kilómetros en sus ejes mayor y menor respectivamente, truncada al norte y noroeste por el corrimiento de Manrique, que la separa de una secuencia de filitas grafitosas, calizas cristalinas y esquistos calcáreos. La peridotita es esencialmente una dunita no serpentizada (90%); el 10% restante se compone de dunita serpentizada y capas delgadas de piroxenitas y anfibolitas. Una de las características de las dunitas es la presencia de hasta un 10% de enstatita lamelar, en forma de granos equidimensionales y bastoncitos achatados en los planos de esquistosidad.

Incluidas en la peridotita se encuentran grandes masas tabulares de una roca de composición gabro - hipersténica y textura gnéisica granoblástica, a veces con pequeñas cantidades de granates de la variedad piro - almandina. Es interesante mencionar que a lo largo del contacto con los gneises verdosos hornabléndicos, estas rocas han sido metamorfizadas, por efectos del contacto, a gneises hornabléndico - augítico - andesítico - granatíferos de color marrón. AGUERREVERE et al. (1937) interpretan estas rocas gabroides como productos de diferenciación del magma peridótico y las denominan noritas. Según MACKENZIE (1960 a y b), a falta de un criterio positivo para explicar el origen magmático de los gabros y a base de las relaciones de campo y los estudios petrográficos detallados, el origen de las rocas gabroides se explicaría a partir de los gneises hornabléndicos del Complejo de El Tinaco, por cuya razón las denomina "pseudos - gabros". Posterior-

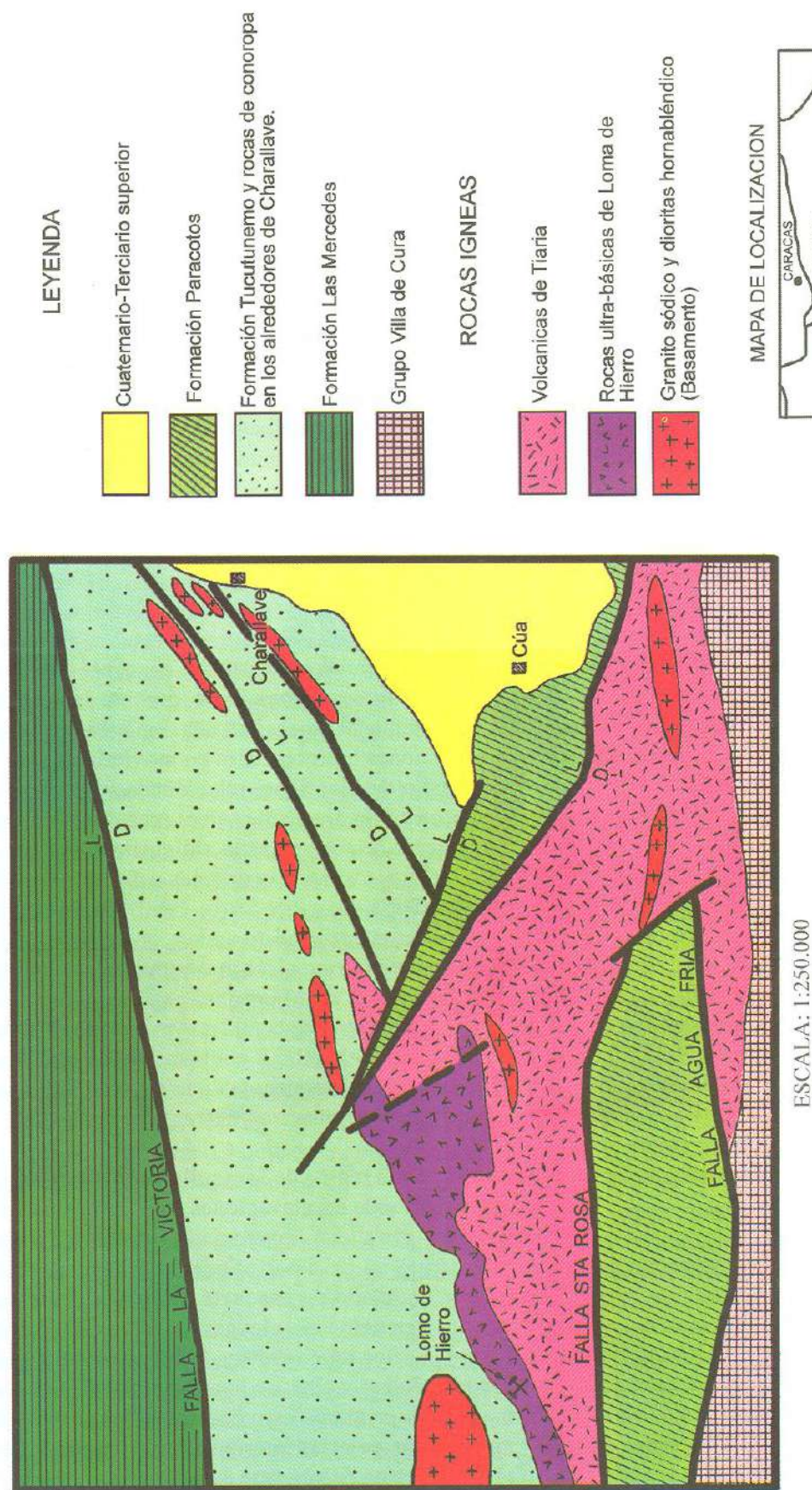
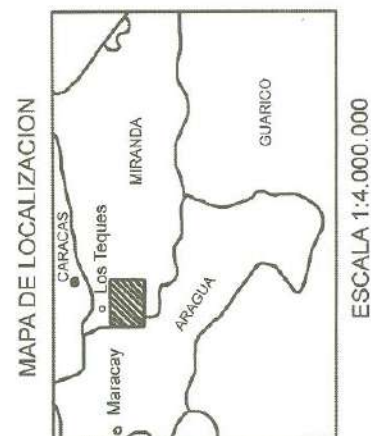


Fig. 3. Mapa geológico de la región de Loma de Hierro - Charallave
(Modificado de SMITH 1953)



mente THAYER Y BROWN (1961), en su discusión teórica sobre el problema de resolver si, los "pseudogabros", son de origen metamórfico o magmático se inclinan hacia la teoría del origen magmático.

En su descripción de la intrusión peridótica de alta temperatura en LIZARD, CORNWALL Y GREEN (1964), describe una aureola metamórfica formada durante el emplazamiento diápirico y hace una comparación con la peridotita de Tinaquillo: las dos intrusiones tienen tamaños aproximadamente similares; ambas han producido una aureola de contacto en la cual la hornablenda verde de la roca caja se convierte en marrón, la plagioclasa se hace más básica hacia la zona de contacto y ambas muestran una intensa milonitización. En el complejo ultramáfico de Mount Albert, Canadá, SMITH Y MACGREGOR (1960), también describen una aureola de contacto de unos 200 metros de anchura alrededor del cuerpo ultrabásico, de composición variable entre roca - caja y zona de contacto desde un esquisto verde, a través de una facies anfibólico - epidótica hasta granulitas piroxénico - hornabléndico - granatíferas en la zona de contacto. La estructura interna y el bandeamiento son semejantes a los pliegues agudos presentes en los domos de sal, como también el mecanismo de la intrusión por tectonismo diápirico. Estos tres ejemplos y otros citados por GREEN op. cit., demuestran que cuando las peridotitas de tipo alpino se emplazan bajo condiciones orogénicas, presentan a menudo una zona o aureola de metamorfismo de contacto; esto contrasta con las observaciones clásicas de que las peridotitas de este tipo exhiben solo una zona de contacto insignificante o carecen de ella en la mayoría de los casos.

Al analizar el probable mecanismo de la intrusión, GREEN (1964), concluye que la peridotita de Lizard es un diapiro cristalino, cuya cristalización se inició originalmente a gran profundidad y que posteriormente se desplazó verticalmente hacia niveles superiores de la corteza dentro de una envoltura foliada y cataclástica, bajo la influencia de esfuerzos regionales no hidrostáticos. Este mecanismo explicaría el hecho de que una roca ultrabásica de alta temperatura, pueda coexistir con rocas de temperatura más baja y menos densas de la corteza siálica.

La peridotita de Tinaquillo pertenece a la asociación de peridotita serpentinizada de los sistemas montañosos alpinos, e intrusionó en forma de agregado o malla de cristales de olivino y piroxeno lubricados por vapor intersticial. A base de la termometría de tres grupos de minerales: las hornablendas, los granates y los piroxenos, MACKENZIE (1960 a y b), opina que la temperatura de la intrusión fue de 900 a 1.000°C. De acuerdo con esta hipótesis, las bandas composicionales de piroxenita resultarían de la alteración hidrotermal de la dunita durante el enfriamiento. Las bandas de anfibolita (cummingtonita magnésica o pargasita magnésica),

se deben a la alteración del piroxeno a temperaturas ligeramente inferiores a las del campo de estabilidad de la enstatita, al tiempo que los fluidos acuosos supercríticos continuaban su movimiento a través de los planos de foliación. En su análisis del bandeamiento composicional en las peridotitas de asociación primaria, GREEN (1964) postula los tres orígenes posibles: acumulación primaria por efectos gravitacionales; bandeamiento debido a la formación durante el flujo cristalino de cordones de material no homogéneo en el "magma" peridótico y bandeamiento causado por metasomatismo selectivo a lo largo de planos de gran deformación. A base de evidencias acumuladas, GREEN op cit se inclina a considerar la segunda hipótesis como la más aceptable.

Con respecto al origen de la serpentinita en Tinaquillo el mapa (Fig. 4), muestra la asociación de esta roca con dos zonas estructurales:

1. El contacto dunita - pseudogabro.
2. De manera especial, el corrimiento de Manrique, a lo largo del cual aflora en una estrecha faja la mayoría de las serpentinitas y yacimientos de asbestos asociados.

MACKENZIE op. cit., en su interpretación paragenésica de la serpentinita, se aparta del concepto mas generalizado de autometasomatismo durante la intrusión y considera que el proceso se debió más bien a la acción de soluciones hidrotermales en movimiento a lo largo de la falla de Manrique, relacionadas con diques ácidos posteriores frecuentes en el área. La variedad dominante de serpentinita es la antigorita y su formación se relaciona a veces con grandes esfuerzos de cizallamiento (HESS, DENG Y SMITH 1952). El desarrollo de vetas y vetitas de asbesto en la roca serpentinizada se considera posterior al último movimiento a lo largo del corrimiento de Manrique; posiblemente las soluciones hidrotermales completaron la serpentinitización y provocaron el relleno con asbesto de las fracturas producidas a consecuencia de la intrusión de granitos más jóvenes, comunes en el frente montañoso.

En la región de Tinaquillo, con excepción de la parte sur donde las elevaciones alcanzan más de 1.000 metros y el relieve pronunciado impide la formación de lateritas se ha desarrollado en las zonas bajas de relieve ondulado un casquete de bastante espesor de lateritas ferruginosas, algunas de las cuales son niquelíferas. En los años 1940 y 1941, los investigadores ENRIQUE RUBIO Y CARLOS FERNÁNDEZ DE CALEYA, efectuaron los primeros estudios sobre las posibilidades niquelíferas de estas lateritas. Posteriormente MOWAT (1960) hizo un desmuestre superficial en las mismas y recomendó su estudio más detallado a excepción del tipo de lateritas transportadas, cuyo tenor niquelífero es pobre. PASQUALI (1967), efectuó una prospección más sistemática a base de calicatas, cuyo resultado

determinó la gran variación de lateritas y las clasificó en tres tipos:

- a. Transportadas, con un contenido muy bajo de níquel.
- b. In situ con drenaje pobre, con un contenido promedio de 0,41% de níquel.
- c. In situ con buen drenaje, con un contenido promedio de 0,65% de níquel.

Este autor recomienda el estudio detallado del tipo (c) a base de calicatas más profundas y sondeos exploratorios para alcanzar la roca fresca, con el fin de establecer definitivamente la presencia o no de valores más altos de níquel en las zonas más profundas, especialmente en el contacto entre las lateritas y la roca alterada; en esta zona es donde se presentan las concentraciones económicas explotables en otros yacimientos similares tales como Loma de Hierro en Venezuela, Brasil, Cuba y Nueva Caledonia.

Peridotitas en la Isla de Margarita

En la Isla de Margarita, en Venezuela, se observan varias intrusiones de rocas ultrabásicas, pero en contraste con las de otras áreas del país, no forman fajas definidas, sino que afloran en una amplia zona de unos 25 kilómetros de longitud por 10 de ancho; las rocas son principalmente dunitas, peridotitas, piroxenitas y serpentinitas.

En 1950, la Dirección de Geología del Ministerio de Minas e Hidrocarburos, en colaboración con la Escuela de Geología de la Universidad Central de Venezuela, efectuó el primer estudio detallado de la región a escala 1:125.000 que sirvió de base para la elaboración de la carta geológica de la Isla de Margarita, editada en 1953. Posteriormente TAYLOR (1960), efectuó un estudio detallado de la parte oriental de la misma y una descripción más completa de las rocas ígneas. Las masas más importantes de rocas ultrabásicas son la de San Juan, que forman los cerros: Fajardo, Chuire, Choima y Grande; la gran intrusión en el flanco oriental del Cerro Matasiete más al este y los cuerpos de Cerro Chico, Loma de Guerra, Manzanillo y Punta Moreno en la parte nororiental.

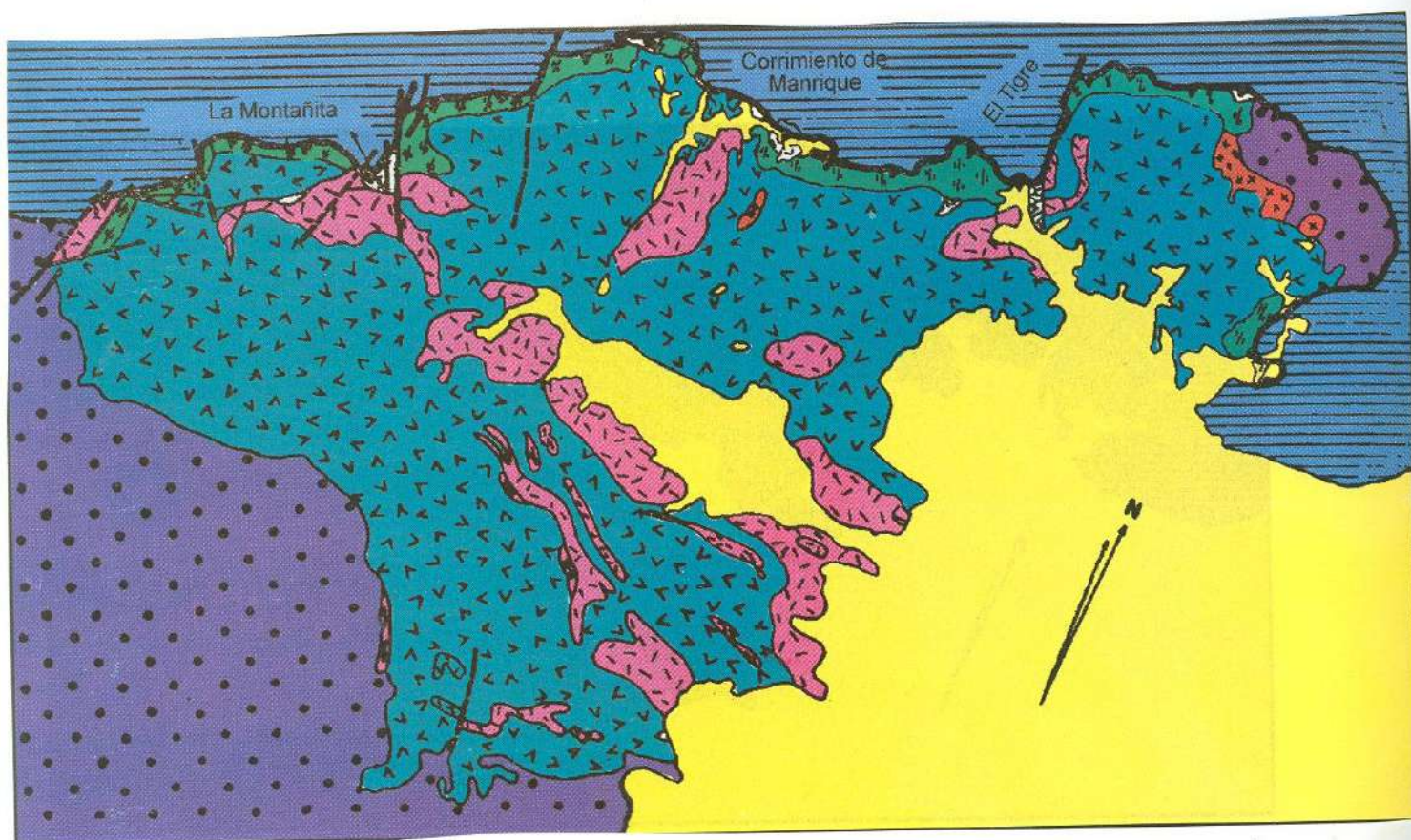
Los yacimientos de magnesita en Margarita se asocian con algunos de estos cuerpos ultrabásicos, presentando la forma de una V invertida con vértice en Punta Manzanillo, limbo oeste extendido hasta Juan Griego a lo largo de la costa noreste y limbo este terminando en Cerro Matasiete. La magnesita se presenta en forma de vetas y masas arriñonadas irregulares en las rocas serpentinizadas. Hasta el año 1953, se habían explotado unas 36.000 toneladas métricas con un promedio de aproximadamente 45% de MgO. En la actualidad la explotación en pequeña escala es realizada por la Compañía "Industrial y Manufacturera de Oriente, S.A.," cuyas minas más importantes son Boquerón y Loma de

Guerra (MARTÍN - BELLIZZIA 1953). El Ministerio de Minas e Hidrocarburos, por intermedio de la Dirección de Minas, lleva a cabo actualmente el estudio detallado de una parte de los yacimientos de magnesita de Margarita; en Loma de Guerra se han evaluado cerca de 5.000.000 de toneladas métricas.

El perfil de meteorización que se desarrolla en una roca ultrabásica depende de la temperatura, precipitación, relieve y drenaje. Bajo condiciones climáticas tropicales o subtropicales, las aguas meteóricas cargadas con CO_2 atacan y descomponen los silicatos ferromagnesianos, transformándolos en sílice, magnesita y óxidos hidratados de hierro. La sílice precipita principalmente en forma de ópalo; una vez formada la magnesita, el exceso de magnesio se disuelve y es transportado por las aguas. La magnesita también puede formarse por acción de aguas hidrotermales cargadas de CO_2 , durante el proceso de esteatización (ampliamente discutido por MARTÍN BELLIZZIA Y BELLIZZIA, A (1967). Esta reacción implica la transformación de la serpentinita en talco y magnesita por adición de CO_2 sin cambios esenciales en el volumen. Entre los afloramientos de las rocas básicas de la Isla de Margarita, las serpentinitas son el tipo numéricamente más abundante, aunque tienden a ser las de menor dimensión; los cuerpos principales (Fig. 5) son: el de Matasiete, la intrusión al norte de Santa Ana, la ubicada a unos 2 kilómetros de distancia de Pedro González y la del Morro Moreno. Las serpentinitas se componen de antigorita verde con una estructura de malla característica.

Entre las peridotitas se encuentran las mayores intrusiones: el sill de Cerro San Juan y el cuerpo de Loma de Guerra, que es una peridotita parcialmente serpentinizada. En ambas localidades la roca es dura, de color gris oscuro en estado fresco y con tonalidades verdosas cuando está serpentinizada. El olivino generalmente se presenta en forma de vestigios esqueléticos; en muchos casos la augita llega a constituir más de 50% de la roca y el ortopiroxeno es escaso. Las dunitas afloran principalmente en tres localidades: en Cerro Chico; en la costa al oeste de Pedro González y al noreste de Tacarigua. Las rocas son de color negro, densas y muy duras, de grano grueso y compuestas esencialmente de olivino. Al norte de Tacarigua existen intrusiones de piroxenita en forma de masas satélites de la peridotita de San Juan; las rocas son de grano grueso y color gris oscuro a verde brillante, con augita como constituyente esencial y pequeñas cantidades de granate como accesorio.

Según TAYLOR (1960), todas las rocas ultramáficas han sido metamorfozadas y exhiben intensa cataclasis a lo largo de los contactos. Tanto las ultramáficas como la roca caja han sufrido alteración del tipo esteatización, que origina el conjunto magnetita - talco - actinolita - clorita, que según HESS (1936) es producto de



ESCALA: 1:100.000

LEYENDA



MAPA DE LOCALIZACION



ESCALA 1:8.000.000

Fig. 4. Mapa geológico de la región de Tinaquillo
(Modificado de MACKENZIE 1953)

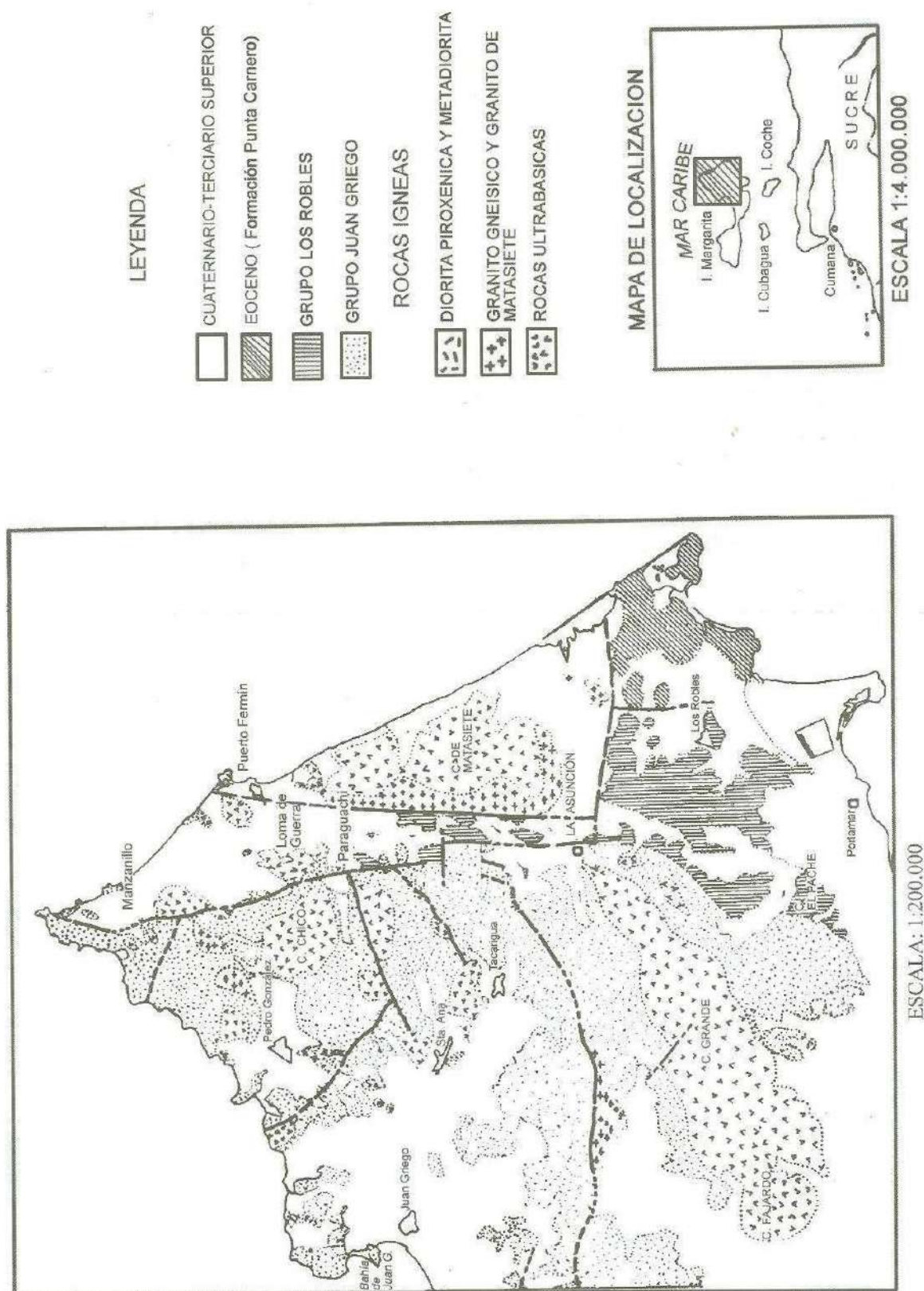


Fig. 5. Mapa geológico región oriental de Margarita
(Simplificado de TAYLOR 1960)

la acción de soluciones hidrotermales. De acuerdo con TAYLOR op. cit., con excepción de los cuerpos pequeños (especialmente las serpentinitas que sin duda alguna son intrusiones "frías" relacionadas con el tectonismo), las intrusiones se emplazaron según el modelo de peridotitas alpinas de altas temperaturas descrito por MACKENZIE (1960a) en la región de Tinaquillo.

Debido a que muchos de los cuerpos ultrabásicos están cubiertos de suelo laterítico, TAYLOR recomendó su prospección para níquel. MOWAT (1960), efectuó un desmuestre superficial de algunas de las localidades más importantes tales como Matasiete, Cerro Grande y Manzanillo; se determinaron valores de níquel variables entre trazas y un máximo de 0,30%. Es posible que la aridez de la isla haya impedido un enriquecimiento secundario de níquel en las lateritas; no obstante, antes de desechar a la región como posible zona enriquecida de níquel, se considera conveniente efectuar un desmuestre más sistemático a base de calicatas profundas, con sondeos exploratorios en las zonas que muestran condiciones más favorables.

Peridotitas en La Península de Paraguaná

Este complejo de rocas ultrabásicas aflora en los cerros El Rodeo y Tausabana en la parte sureste de la Península de Paraguaná. Fue investigado por primera vez por TELLO (1941), para analizar los depósitos de cromita del área. Posteriormente MARTÍN BELLIZZIA (1960) y MÉNDEZ (1960), presentaron un mapa geológico de la región y un estudio petrográfico detallado, a base del cual se determinaron las asociaciones petrológicas siguientes: peridotita serpentinizada, capas de flujos piroxénicos y anfibólicos, noritas, gabros y rocas anortosíticas.

La peridotita constituye el remanente erosional que forma el núcleo intrusivo ultrabásico; es una roca de color negro azulado, compacta, constituida esencialmente de olivino el cual representa un 95% de la roca; el porcentaje restante está representado por enstatita, cromita y magnetita. Las peridotitas serpentinizadas son de color negro verdoso y están formadas esencialmente por antigorita asociada con crisotilo, serpofita y bastita en menores proporciones. En esta roca milonitizada se concentra la cromita; el depósito es de origen ortotéctico cristalizado a profundidad y transportado durante el emplazamiento de la masa ultrabásica. El yacimiento de cromita tiene forma de lente alargado o "boudin", fracturado y encajado concordantemente en la dunita serpentinizada y posee unas reservas probadas de unas 4.000 toneladas métricas, carentes de importancia económica.

Hacia los bordes de la peridotita y dentro de la masa misma, se aprecian bandas negras con textura cataclástica en mortero de piroxenitas y anfibolitas, de hasta un máximo de 20 centímetros de espesor. Las capas piroxénicas se componen esencialmente de enstatita

y olivino con diópsido como accesorio y las anfibólicas, predominantemente de anfíbol asociado con hipersteno. Estas capas delgadas se interpretan como producto de una separación gravitacional progresiva en la etapa temprana de la cristalización durante el descenso progresivo de la temperatura. Sin descartar esta hipótesis, podría también postularse como en el caso de Tinaquillo, un origen por alteración hidrotermal de la peridotita, debido a un metasomatismo selectivo a lo largo de planos de gran deformación.

Los gabros y gabros anortosíticos son las rocas más abundantes y afloran en los cerros de Arajó, Santa Ana, Tausabana y parte noroccidental del Cerro El Rodeo (Fig. 6). En general, las rocas son de color verde oscuro, con textura granular gruesa y se componen de plagioclasas zonadas de composición andesina - labradorita, enstatita, algo de hipersteno y tremolita - actinolita. Ocasionalmente las rocas exhiben estructura gnéisica. Las anortositas, anortositas piroxénicas y anortositas anfibólico - gnéisicas tienen aspecto similar a las rocas descritas anteriormente, de las cuales se diferencian por su bajo contenido de máficos. Las noritas diabásicas y gnéisicas afloran aproximadamente unos 40 metros a ambos lados de la masa de cromita; son densas y de color gris azulado y se encuentran en contacto con las capas piroxénicas y anfibólicas.

Este conjunto petrológico del complejo ultrabásico de los cerros Tausabana y El Rodeo, descrito por MARTÍN C. (1960), presenta las características petrológicas y estructurales de un complejo ultrabásico estratiforme, aunque se requiere trabajo detallado adicional para su clasificación definitiva. Como ya se ha mencionado, el interés económico original en este complejo fue principalmente la cromita; sin embargo, posteriormente se han hecho prospecciones adicionales para minerales de níquel y asbestos. MOWAT (1960), efectuó un desmuestre superficial de algunas de las lateritas del Cerro El Rodeo, cuyos resultados fueron totalmente negativos. Es posible que la gran aridez de la zona haya impedido la concentración residual de níquel, cobalto y cromo en cantidades económicamente explotables.

Otros Cuerpos Ultrabásicos

Como ya se ha mencionado, además de estas intrusiones principales que han sido objeto de estudio geoeconómico, en el Sistema Montañoso del Caribe existen otros cuerpos intrusivos que se han investigado solo regionalmente. En la región de Caracas los más destacados son los de Los Castillitos, Río Curucutí, Las Adjuntas, Río Mamo, Arrecife y La Cumbre. En la zona de Los Teques - Cúa, además de Loma de Hierro ya descrita, las peridotitas serpentinizadas más importantes son las de El Zamuro, Tácata, Charallave, San Pedro y Agua Fria. En Aragua central y norte del estado Guárico se encuentran las de Villa de Cura, sur de San Francisco

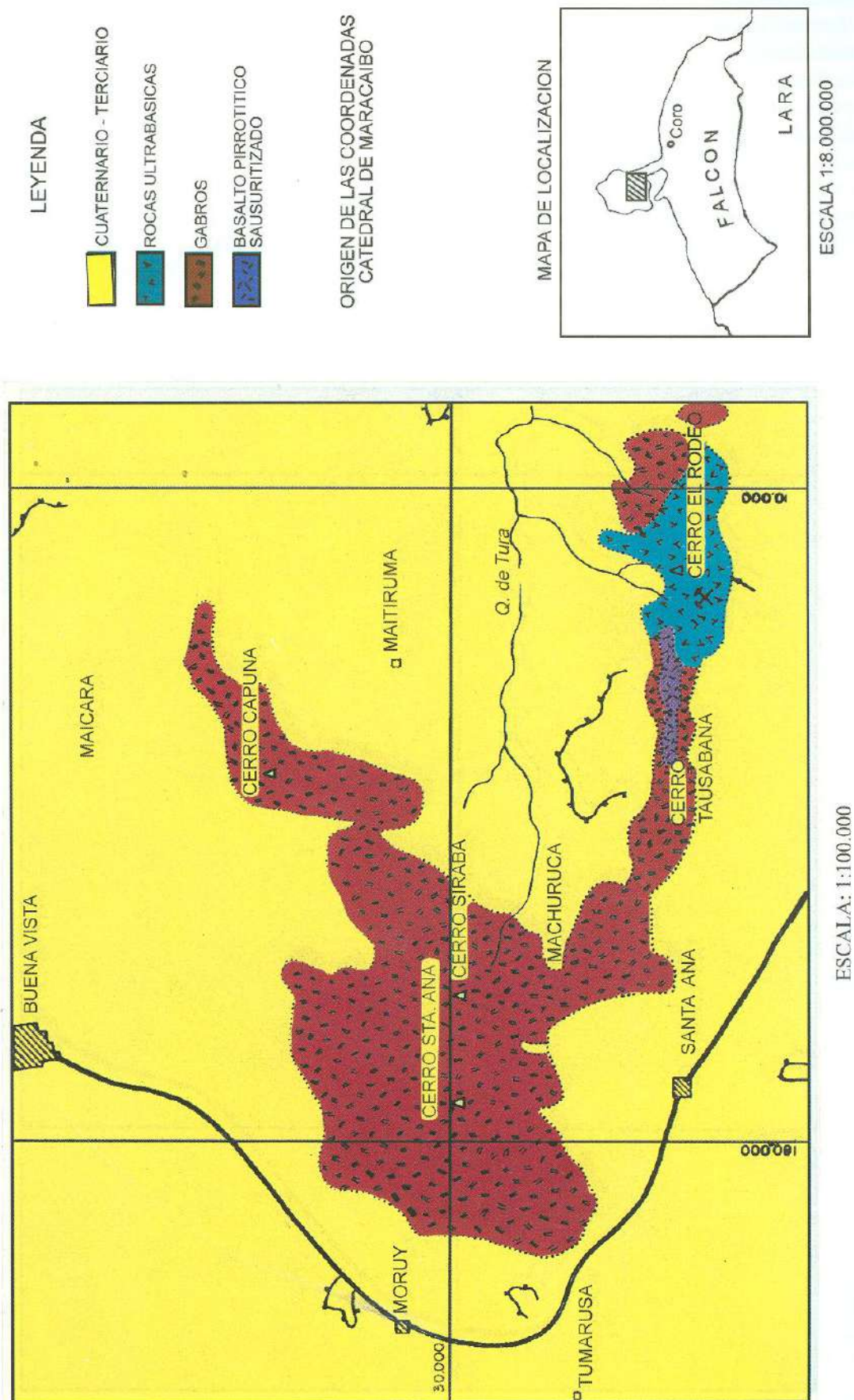


Fig. 6. Mapa geológico de Cerro Santa Ana y alrededores (Tomado de J. G. MENDEZ 1960)

de Yare, Hacienda Agua Fría y otras menores a lo largo del frente montañoso entre San Juan y Camatagua. En los alrededores de Valencia hay varias intrusiones, las mayores de las cuales se encuentran al norte de San Joaquín. En el estado Cojedes, además de Tinaquillo, hay masas menores al nordeste de El Tinaco, la más importante de las cuales es la de Chupón. En Yaracuy, sur de Falcón y Cojedes, además del cuerpo de La Bimba, descrito por MARTÍN C., y BELLIZZIA, A. (1967), se presentan los de Aroa, macizo de Tarana, La Sierra, Charay y especialmente el gran cinturón de serpentinitas que se extiende desde las márgenes del río Yaracuy hasta el río Urama. La Isla de Margarita es la región de las ya descritas que contiene la mayor abundancia de estos cuerpos ultrabásicos. En las penínsulas de Araya y Paria, durante los trabajos de campo que llevó a cabo la Dirección de Geología en la región de Carúpano y la Escuela de Geología de la UCV, en la Península de Paria, se han localizado varios cuerpos ultrabásicos en Cabo Tres Puntas, Morro de la Esmeralda, sur de Carúpano, Casanay y otros más pequeños a lo largo de la Falla de El Pilar (METZ 1964; CHRISTENSEN 1961).

Aspectos Económicos del Níquel

El níquel es un mineral de aleación, empleado preferentemente en la industria del acero en cantidades tales, que sólo es superado por el cromo y el manganeso. Los yacimientos de níquel de importancia comercial son de dos tipos:

1. Los depósitos de sulfuros de cobre - níquel, tales como los del célebre distrito minero de Canadá y de Petsamo en Finlandia.
2. Los yacimientos de concentraciones residuales de silicatos hidratados de magnesio y níquel, producidos por la meteorización de rocas ígneas ultrabásicas; a esta última categoría pertenecen los importantes criaderos de Nueva Caledonia y Cuba (Nicaro), Brasil, Venezuela y las Islas Célebes.

Aunque hay pequeños depósitos de níquel esparcidos en todo el mundo, el 90% de la producción es occidental y es explotada por las compañías canadienses y una compañía francesa en Nueva Caledonia. En Canadá y Finlandia, el níquel se extrae de la pentlandita, un sulfuro asociado con pirrotita y calcopirita. En los países tropicales donde los procesos de lateritización son intensamente activos, se desarrollan depósitos residuales que sin duda alguna, representan las mayores reservas mundiales de níquel. Estos yacimientos se explotan en Nueva Caledonia, Cuba e Islas Célebes y son objeto de amplio estudio en la actualidad en Venezuela, Brasil, República Dominicana, Islas Filipinas, Nueva Guinea, India, Federación Malaya y Guatemala.

Para 1963, la producción mundial de níquel ascendió a 384.000 toneladas, con la distribución siguiente: Canadá, 219.941 Tm; Rusia, 90.000 Tm; Nueva Ca-

ledonia, 32.200 Tm; Cuba, 18.400 Tm; Estados Unidos, 11.432 Tm; Finlandia, 3.402 Tm; Albania, 3.300 Tm; Sur África, 2.700 Tm; Polonia, 1.400 Tm; otros países, 1.225 Tm. Para 1964, la producción alcanzó 357.000 Tm y para los años: 1962, 401.000 Tm; 1961, 403.000 Tm y 1960, 359.000 Tm. Para el año de 1966, el precio del metal es de 77,75 céntimos de dólar por libra; el precio del ferro - níquel es de 75,25 céntimos de dólar por libra.

Para los años de 1964 y 1965, el consumo mundial de ambos tipos de producto en toneladas métricas, fue lo siguiente: Estados Unidos, 154.000 Tm y 175.000 Tm respectivamente; Mercado Común Europeo, 63.500 Tm y 67.500 Tm; Inglaterra, 43.500 Tm y 45.500 Tm; Japón, 35.500 Tm y 33.500 Tm; Suecia, 15.500 Tm y 16.000 Tm; Canadá, 8.000 Tm y 9.000 Tm; otros países, 15.000 Tm y 19.000 Tm (WARE, G., 1963, 1965; THOMPSON, A. C., 1966 y McGraw Hill Publications, 1966).

Los yacimientos de sulfuros de níquel descubiertos recientemente en Canadá, Manitoba (THOMPSON, op. cit.), aseguran el dominio canadiense de la producción de sulfuros de níquel, con las mayores reservas de níquel del mundo occidental durante más de cincuenta años.

Usos

El níquel es un metal de aleación y se utiliza ampliamente con este fin en la preparación de aceros especiales resistentes al calor, la abrasión, la corrosión e impacto y en la fabricación de monedas. A pesar del gran avance en los sistemas de tratamiento de las menas níquelíferas, quedan aún muchos problemas por resolver, tales como son el desarrollo de procesos metalúrgicos más económicos para separar el níquel y el cobalto y de procedimientos de bajo costo, para extraer níquel de los yacimientos de lateritas níquelíferas de bajo tenor.

La importancia de lograr el beneficio de los yacimientos residuales estriba principalmente en la gran demanda de níquel que existe en los países industriales, especialmente en los Estados Unidos, cuyo territorio carece de yacimientos importantes de níquel, de gran valor estratégico. Para cubrir sus necesidades, los ingenieros metalúrgicos de Estados Unidos y otros países se han aplicado a desarrollar procedimientos que permitan la explotación económica de este tipo de yacimientos residuales. Un ejemplo es la explotación de los yacimientos cubanos, cuyas lateritas níquelíferas contienen un promedio de 1,35% de níquel. Los métodos de beneficio en Nicaro, Cuba, se consideran como uno de los mayores adelantos metalúrgicos del período de la segunda guerra mundial. En julio de 1943, la Compañía de Níquel de Nicaro (controlada por la Compañía de Azufre Freeport) inauguró sus instalaciones en la Bahía de Levisa, Cuba y la Corporación de Instalaciones de la Defensa facilitó \$33.500.000 como contribución a la referida instalación.

BIBLIOGRAFÍA

- AGUERREVERE, S. E.; ZULOAGA, G. (1937). Informe geológico sobre la región amiantífera de Tinaquillo, estado Cojedes. *Boletín de Geología*, MF. Caracas, 1(1): 5-36.
- AGUERREVERE, S. E.; ZULOAGA, G. (1937). Observaciones geológicas en la Cordillera de la Costa, Venezuela. *Boletín de Geología*, MF. Caracas, 1(2-4): 22.
- BAIN, G. W. (1936). Serpentinization of Vermont ultrabasic. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 47(12):1961-1980.
- BELLIZZIA, A. (1960) Yacimientos de níquel en Venezuela. Dirección de Geología, MMH, *Informe Inédito*, Caracas.
- BELLIZZIA, A.; GONZÁLEZ DE JUANA, C. (1964). Texto explicativo sobre la contribución de Venezuela a la edición del Mapa Geológico Mundial. Dirección de Geología, MMH, *Informe inédito*, Caracas.
- BELLIZZIA, A.; MARTIN B., C. (1956) Rocas ígneas en la Cordillera de la Costa. *Boletín de Geología Pública Esp., N° 1*. MMH, Caracas, pp. 178-182.
- BOLDT JR., J. R. (1966). The geology of the lateritic nickel ores. Fall International Nickel Co., Inc.; Thos. A. Canning, Edit., pp. 26-29.
- BOWEN, N. L.; TUTTLE, O. F. (1949). The system MgO-SiO₂-H₂O. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 60, pp. 439-460.
- BOWIN, C. O.; NOLWALK, A. J.; HERSEY, J. B. (1966). Serpentinized peridotite from the north wall of the Puerto Rico Trench. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 77(3): 257-280.
- BRINDLEY, G. W. (1961). Kaoline serpentine and kindred minerals. The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. G. Brown, Editor. Mineralogical Society, London, pp. 51-131.
- BUSHMAN, J. R. (1958). Geology of the Barquisimeto area, Venezuela. Tesis Doctoral mimeografiada, Departamento de Geología, Univ. de Princeton.
- BUSHMAN, J. R. (1965). Geología del área de Barquisimeto. *Boletín de Geología*, MMH, Caracas, 6(11):3-111.
- CHETELAT, E. DE (1948). Genése et évolution des gisements de nickel de la Nouvelle Calédonie. *Soc. Géol. France, Bull*, 5e. sér, Vol. 17, N° 7.
- CHIDESTER, A. H. (1962). Petrology and geochemistry of selected talcbearing ultramafic rocks and adjacent country rocks in north-central Vermont. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 345, 207 p.
- CHRISTENSEN, R. A. (1961). Geology of the Paria - Araya penínsulas, north-eastern Venezuela. Tesis Doctoral mimeografiada, Departamento de Geología, Univ. Nebraska.
- CLARK, R. H.; FYFE, W. S. (1961). Ultrabasic liquids. *Nature*, 191(4784):158-159.
- CORNWALL, H. R. (1966) Nickel deposits of North America. U.S. Geol. Surv., *Bull.* 1223, p. 62.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. (1962). Rock - forming minerals. John Wiley & Sons, Inc., New York. Vol. 1, 333 p.; Vol. 3, 270 p.
- DENGO, G. (1951) Geología de la región de Caracas. *Boletín de Geología*, MF. Caracas, 1(1): 39-116.
- FAUST, G. T. (1966). The hydrous nickel - magnesium silicates - the garnierite Group. *Amer. Min., Bull.*, 51(3-4):279-298.
- FAUST, G. T.; FAHEY, J. S. (1962). The serpentine - group minerals. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper-384A, 92 p.
- FISHER, R. B.; DRESSEL, W. M. (1959). The Nicaro (Cuba) nickel ores; basic studies, including differential thermal analyses in controlled atmospheres. U.S. Bur. Mines Rept., Inv. 5496.
- GONZALEZ DE JUANA, C.; MUÑOZ, N. G.; VIGNALI, M. (1965) Reconocimiento geológico de la parte oriental de Paria. *Boletín Informativo*, AVGMP, Caracas, 8(9): 255-279
- GREEN, D. H. (1964). The paragenesis of the high - temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. *Jour. Petrol.*, 5(1):134-188.
- HARDER, E. C. (1920). Magnesite on Margarita Island. Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Dirección de Geología, *Informe Inédito*, Caracas.
- HARDER, E. C. (1949). Stratigraphy and origin of bauxite deposits. *Geol. Soc. Am., Bull*, 60(5): 887-908.
- HARRISON, J. B. (1933). The katamorphism of the igneous rocks under humid tropical conditions. Thos. Murby & Co., London.
- HESS, H. H. (1936). Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rocks. *Am. Min.*, Vol. 21, pp. 333-362.

- (1955). Serpentine, orogeny and epeirogeny. *Geol. Soc. Am., Sp. Paper 62* ("Crust of the Earth"), pp. 391-408.
- (1960). The Stillwater complex, Montana. *Geol. Soc. Am., Mem.* 80.
- (1962). History of ocean basins. *Geol. Soc. Am., Petrologic Studies, Buddington Vol.*, pp. 599-619.
- ; MAXWELL, J. C. (1949). Geological reconnaissance of the Island of Margarita (Venezuela). *Geol. Soc. Am., Bull.*, 60(12): 1857-1868.
- (1953). Caribbean research project. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 64(1): 1-6.
- HESS, H. H.; DENG, G.; SMITH, R. J. (1952). Antigorite from the vicinity of Caracas, Venezuela. *Amer. Min., Bull.*, Vol. 373, pp. 65-75.
- HOSTETLER, P. B.; COLEMAN, R. G.; MUMPTON, F. A. (1966). Brucite in alpine serpentinites. *Am. Min.*, Vol. 51, pp. 75-98.
- HOTZ, P. E. (1964). Nickeliferous laterites in southwestern Oregon and northwestern California. *Econ. Geol., Bull.*, Vol. 59, N° 3, pp. 355-396.
- IPCO (INTERNATIONALE PLANUNGS UND CONSULTING, G.M.B.H. (1965). Investigaciones sobre las cualidades y la utilización del mineral de níquel de Loma de Hierro. Duisburg, Alemania. Partes I y II. Dirección de Geología, MMH, *Informe Inédito*, Caracas.
- JARVIS, H. A. (1966) Geología de la región de Río Pao - Río Tiznados, estados Cojedes y Guárico, Venezuela. *Boletín de Geología*, MMH, Caracas, 8(15):73-115.
- JURKOVIC, I. (1962). Information on the visit to Loma de Hierro. Dirección de Geología, MMH, *Informe Inédito*, Caracas.
- KERR, P. (1955). Hydrothermal alteration and weathering. *Geol. Soc. Am., Sp. Paper 62* ("Crust of the Earth"), pp. 525-544.
- KNOX, A. B. (1941). The Loma de Guerra magnesite deposits of Margarita Island. Departamento de Minería, MF, *Informe Inédito*, Caracas.
- KONIGSMARK, T. A. (1958) Geology of the northern Guárico - Lake Valencia area, Venezuela. Tesis doctoral mimeografiada, Depto. de Geol., Univ. Princeton, USA.
- (1965). Geología del área de Guárico septentrional-Lago de Valencia, Venezuela. *Boletín de Geología*, MMH, Caracas, 6(11): 209-285.
- LOVERING, T. S. (1950). The geochemistry of the argillic and related types of rock alteration. *Colo. School of Mines Quarterly*, Vol. 45, N° 1-B, Golden, Colo., pp. 227-260.
- MACKENZIE, D. B. (1953). Geology of the north central Cojedes map-area, Venezuela. Tesis doctoral mimeografiada. Depto. de Geol., Univ. de Princeton.
- (1960a) High - temperature alpine-type peridotite from Venezuela. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 71, pp. 308-318.
- (1960b). La peridotita de Tinaquillo. III. Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología, Public. Esp. N° 3*, MMH, Caracas, Tomo. 2, pp. 761-826.
- (1966). Geología de la región norte-central de Cojedes. *Boletín de Geología*, MMH, Caracas, 8(15): 3-72.
- MACLACHLAN, J. C. (1952). Geology of the La Victoria area, Venezuela. Tesis doctoral mimeografiada, Depto. de Geología, Univ. Princeton, USA.
- MARTIN B., C. (1960). Estudio petrográfico de rocas procedentes de los Cerros El Rodeo, Tausabana y Santa Ana. III Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología, Public. Esp. N° 3*. MMH, Caracas, Tomo 2, pp. 728-742.
- ; BELLIZZIA, A. (1953). Materias primas en relación con la industria del hierro en Venezuela. *Boletín de Geología*, MMH, Caracas, 2(7): 78-92.
- MASON, B. (1956). Principles of geochemistry. 2ª ed., John Wiley & Sons, Inc., New York, 276 p.
- MCGRAW-HILL PUBLICATIONS (1966). Metals and Minerals Markets. Vol. 37, N° 27.
- MENDEZ, J. G. (1960). La cromita de Paraguaná, estado Falcón. III Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public. Esp. N° 3*. MMH. Caracas, Vol. 2, pp. 719-722.
- MENÉNDEZ, A. (1962). Geology of the Tinaco area, north central Cojedes, Venezuela. Tesis doctoral mimeografiada, Depto. de Geol., Univ. Princeton.
- (1965). Geología del área de Tinaco, centro - norte del estado Cojedes, Venezuela. *Boletín de Geología*, MMH, Caracas, 6(12): 417-543.
- (1966). Tectónica de las Montañas del Caribe. *Boletín de Geología*, MMH, Caracas, 8(15): 116-139.

- METZ, H. L. (1964). Geology of the El Pilar fault zone, state Sucre, Venezuela. Tesis doctoral mimeografiada, Depto. de Geol., Univ. Princeton, USA.
- MONTOYA, J. W.; BAUR, G. S. (1963). Nickeliferous serpentines, chlorites and related minerals found in two lateritic ores. *Am. Min., Bull.*, 48(11-12): 1227-1238.
- MOSKALEVA, S. V. (1966). Chemistry of metasomatic conversions in Uralian dunite-pyroxenite-gabbro formation. *Internat. Geology Rev.* 1966, 8(11):1347-1384.
- MOWAT, J. R. (1960). A reconnaissance study of the laterite - manganese occurrences in the Venezuelan Guayana and Coastal Regions. Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Dirección de Geología, *Informe Inédito*, Caracas.
- NAGY, B., FAUST, G. T. (1956). Serpentine: natural mixtures of chrysotile and antigorite. *Am. Min., Bull.*, 41(11-12): 817-838.
- NOBLE, J. A. y TAYLOR, H. P. (1960). Correlation of the ultramafic complexes of southeastern Alaska with those of other parts of North America and the world. Cong. Geol. Internac. XXI, Copenhagen, 1960, Report, Pt. XIII (Petrographic Provinces, Igneous and Metamorphic Rocks), pp. 188-197.
- OXBURGH, E. R. (1960) Geology of the eastern Carabobo area, Venezuela. Tesis doctoral mimeografiada, Depto. Geol., Univ. Princeton.
- (1965). Geología del área de Carabobo oriental, Venezuela. *Boletín de Geología*, MMH, Caracas, 6 (11):113-208.
- PECORA, W. T. (1944). Nickel - silicate and associated nickel - cobalt - manganese oxide deposits near Sao Jose do Tocantins, Goiaz, Brazil. *U.S. Geol. Surv., Bull.* 935-E, pp. 247-305.
- ; HOBBS, S. W. (1942) Nickel deposit near Riddle, Douglas County, Oregon. *U.S. Geol. Surv., Bull.* 931-1, pp. 205-226.
- ; MURATA, K. J. (1949). Variations in garnierite from the nickel deposit near Riddle, Oregon. *Econ. Geol., Bull.*, 44(1): 13-23.
- RANKAMA, K.; SAHAMA, TH. G. (1952). Geochemistry. 2ª edic., The University of Chicago Press.
- ROBINSON, G. W. (1936). Soils, their origin, constitution and classification. 2ª ed., Thos. Murby & Co., London, 442 p.
- RUBIO, E. (1946). Depósitos residuales de níquel en Venezuela. Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Dirección de Geología, *Informe Inédito*, Caracas.
- RUCKMICK, J. C.; NOBLE, J. G. (1959). Origin of the ultramafic complex at Union Bay, southeastern Alaska. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 70(8): 981-1018.
- SEIDERS, V. M. (1962). Geology of central Miranda, Venezuela. Tesis doctoral Mimeografiada, Depto. de Geol., Univ. Princeton.
- (1965). Geología de Miranda central. *Boletín de Geología*, MMH, Caracas, 6 (12):290-417.
- SHAGAM, R. (1960a). Geology of central Aragua, Venezuela. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 71, pp. 249-302.
- (1960b) Geología de Aragua central, Venezuela. III Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public. Esp.*, N° 3. MMH. Caracas, Tomo 2, pp. 574-673.
- SINKOVEC, B. (1966). Laterites of the Serrania de Los Guaicas area (Venezuela) and their mother rocks. *Geoloski Vjesnik, Zagreb (Yugoeslavia)*, 18(2): 215-244.
- SMITH, C. H.; MACGREGOR, I. D. (1960). Ultrabasic intrusive conditions illustrated by the Mt. Albert ultrabasic pluton, Gaspe, Quebec. Resumen en: *Geol. Soc. Am., Bull.*, 71(12): 2.
- SMITH, R. J. (1952). Geología de la región de Los Teques-Cúa, Venezuela. *Boletín de Geología*, MMH, Caracas, 2(6): 333-406.
- (1953) Geology of the Los Teques - Cúa region, Venezuela. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 64, pp. 41-64.
- TAYLOR, G. C. (1960). Geología de la Isla de Margarita, Venezuela. III Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public. Esp.*, N° 3. MMH, Caracas, Tomo 2, pp. 838-894.
- TAYLOR JR., H. P.; NOBLE, J. H. (1960). Origin of the ultramafic complexes in southeastern Alaska. Cong. Geol. Internac. XXI, Copenhagen, 1960, Report, Pt. XIII (Petrographic Provinces, Igneous and Metamorphic Rocks), pp. 175-187.
- TELLO, M. (1941) Yacimiento de cromita, Paraguaná, estado Falcón. Departamento de Minería, MF, *Informe Inédito*, Caracas.
- THAYER, T. P. (1966) Serpentinization considered as a constant-volume metasomatic process. *Amer. Min., Bull.*, 51(5 & 6): 685-710.

- ; BROWN, C. E. (1961). Is the, Tinaquillo, Venezuela "pseudogabbro" metamorphic or magmatic? *Geol. Soc. Am., Bull.*, 72(10): 1565.
- THOMPSON, A. G. (1966) Nickel. En: Mining, 1966: reseña anual publicada por *Mining Journal*, London, pp. 47-56.
- TURNER, F. J.; VERHOOGEN, J. (1960). Igneous and metamorphic rocks. 2^a ed., McGraw-Hill, New York, 694 p.
- VLETTER, D. R. (1955). How Cuban nickel ore was formed. A lesson in laterite genesis. *Eng. & Min. Journ.*, 158(10): 84-87.
- WARE, G. C. (1963) Nickel. Minerals Yearbook, Vol. I: Metals and Minerals, U.S. Bur. Mines, pp. 843-857.
- (1965) Nickel. En: Minerals facts and problems. U.S. Dept. *Inter., Bur. of Mines Bull.* 630, pp. 607-619.
- WHITTAKER, E. J. W.; ZUSSMAN, J. (1956). Characterization of serpentine minerals by X-ray diffraction. *Min. Mag.*, Vol. 31, pp. 107-126.
- YODER, H. S. (1952). The MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O system and the related metamorphic facies. *Am. Journ. Sci.*, Bowen Vol. 2, pp. 569-627.