Рудные месторождения КУБЫ

•НАУКА•

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ,
МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

АКАДЕМИЯ НАУК
РЕСПУБЛИКИ КУБА

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
И ПАЛЕОНТОЛОГИИ

ACADEMIA DE CIENCIAS
DE LA URSS

INSTITUTO DE GEOLOGÍA
DE LOS YACIMIENTOS MINERALES,
PETROGRAFÍA, MINERALOGÍA
Y GEOQUÍMICA.
LAUREADO CON LA ORDEN
BANDERA ROJA DEL TRABAJO

ACADEMIA DE CIENCIAS
DE CUBA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA
Y PALEONTOLOGÍA

Yacimientos minerales metálicos DE CUBA

Redactor responsable:

miembro correspondent AC de la URSS
N.P. LAVEROV

MOSCU
"NAUKA",
1985

Рудные месторождения КУБЫ

4398

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
Н.П. ЛАВЕРОВ

Институт геологических наук АН Армянской ССР
Библиотека

МОСКВА
"НАУКА"
1985

УДК 553.042/061

Ю.Ю. Бугельский, О. Васкес, И.И. Григорьева, М.Г. Добровольская, Р. Кабрера, Г.Г. Кравченко, Х. Крамер, Н.П. Лаверов, Е.П. Малиновский, Н.В. Павлов, Г. Панталеон, Н. Понсе, Ю.Г. Сафонов, А.Е. Толкунов, Ф. Формель, Х. Эрнандес. **Рудные месторождения Кубы.** М.: Наука, 1985.

В монографии систематически описаны геология, вещественный состав руд, генезис главнейших рудных месторождений экзогенного и эндогенного происхождения: никеленосных латеритов, бокситов, хрома, меди, свинца и цинка, золота и серебра, вольфрама, железа и марганца. Дана краткая геологическая характеристика о-ва Куба, составленная по материалам последних геологических съемок и новых геотектонических концепций. По-новому изложены и разделы, посвященные эндогенной и экзогенной металлогении острова.

Ил. 61, табл. 21, библиогр. 124 назв.

Рецензенты: *М.А. Лицарев, А.Ф. Адамович*

Y.Y. Buguelsky, O. Vazquez, I.I. Grigorieva, M.G. Dobrovolskaya, R. Cabrera, G.G. Kravchenko, J. Kramer, N.P. Laverov, E.P. Malinovsky, N.V. Pavlov, G. Pantaleon, N. Ponce, Y.G. Safonov, A.E. Tolkunov, F. Formell, J. Hernandez. **Yacimientos minerales metálicos de Cuba.** M.: Nauka, 1985.

En la monografia se describen sistemáticamente la geologia, la composición sustancial de las menas y la génesis de los principales yacimientos minerales de origen exógeno y endógeno: las lateritas niqueliferas, bauxitas, yacimientos de cromo, cobre, plomo, zinc, oro y plata, wolframio, hierro y manganeso. Se ofrece además una breve caracterizacion geológica de Cuba confeccionada sobre la base de los materiales obtenidos en el último levantamiento geologico y con las nuevas concepciones geotectónicas. Se examina la metalogenia endógena y exógena de la Isla sobre la base de nuevas descripciones y clasificaciones.

Censoros: *M.A. Litzarev, A.F. Adamovich*

Р $\frac{1904020000\text{-}447}{042\,(02)\text{-}85}$ 201-85–III

© Издательство "Наука", 1985 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Немногим более четверти века назад свершилась Кубинская революция. За этот исторически короткий срок трудящиеся социалистической Кубы достигли больших успехов в разных областях развития народного хозяйства и культуры.

Ярким достижением науки и практики социалистического строительства стали глубокие исследования минеральных богатств страны, организованные сразу же после победы революции. Благодаря тесной связи научно-исследовательских геологических работ с решением практических задач развития горнодобывающей промышленности на Кубе разведаны и успешно осваиваются новые крупные месторождения никеля, создана надежная минерально-сырьевая база для дальнейшего увеличения производства этого важного металла. Выявлены, изучены и подготовлены к освоению новые месторождения меди, свинца и цинка, первые проявления бокситов и других полезных ископаемых.

Тесное содружество кубинских и советских геологов в решении научно-технических и производственных задач продолжается более 20 лет. За эти годы благодаря совместным целенаправленным усилиям коренным образом изменились представления о геологии и тектонике Кубы, закономерностях размещения и условиях формирования месторождений полезных ископаемых страны. Изменилась и оценка потенциальных ресурсов минерального сырья.

Первые совместные работы по изучению рудных месторождений силами научно-исследовательских геологических институтов Академии наук Кубы и Академии наук СССР были организованы 20 лет назад, в 1965 г. В них приняли участие сотрудники Геологического института, Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР и созданного тогда Института геологии и палеонтологии АН Кубы.

Эти исследования были направлены на изучение имеющих важное значение для экономики Кубы месторождений никеля, а также меди, свинца и цинка, марганца и хромитов. Они были тесно увязаны с исследованиями геологии и тектоники Кубы, проводились в контакте с производственными геологическими организациями и рудничными геологами.

Особенно большой новый геологический материал был получен в последние годы в результате планомерного геологического картирования всей территории страны интернациональной группой специалистов академических организаций социалистических стран. На основе данных картирования и специальных тектонических работ, выполненных кубинскими и совет-

скими геологами под руководством академика Ю.М. Пущаровского, разработана новая концепция формирования современной структуры Кубы. Она базируется не только на исследованиях геологии острова, но и на данных о строении всего Карибского бассейна, учитывающих современные представления о глобальной тектонике. В настоящей совместной работе кубинских и советских геологов эти разработки нашли отражение при анализе закономерностей размещения выявленных к настоящему времени на Кубе рудных месторождений.

Результаты совместных исследований кубинских месторождений, проведенных учеными Академий наук СССР и Кубы, имеют важное значение для совершенствования общей теории рудообразования и создания научных основ прогноза новых месторождений.

Для советских геологов в этой совместной работе особый интерес представляли исследования крупных экзогенных месторождений никеля, связанных с молодыми рудоносными корами выветривания, формирующимися в современных условиях тропического климата. В СССР нет подобных месторождений, и соответственно данные об условиях их образования, приведенные в настоящей работе, представляют большой интерес для специалистов.

Значительный вклад в геологию рудных месторождений вносят, на мой взгляд, также результаты совместных исследований оригинальных месторождений меди и комплексных руд района Матаамбре (Западная Куба), а также других районов с полихронным оруденением, изложенные в этой работе. Очерк металлогении Кубы представляет большой интерес для специалистов, разрабатывающих проблему прогноза новых месторождений в мезозойских складчатых областях.

За время совместных исследований в Институте геологии и палеонтологии Академии наук Кубы сформировался творческий коллектив высококвалифицированных специалистов в области геологии рудных месторождений, способный решать сложные научные и производственные задачи на уровне современных требований геологической науки и практики. Это немаловажный результат нашего содружества.

Изложенные в представляемой работе итоги изучения рудных месторождений Кубы свидетельствуют о высоком уровне совместных исследований. Накопленный опыт их организации, сложившаяся атмосфера дружбы, глубокого взаимопонимания между учеными, геологами Академий наук СССР и Кубы создают уверенность, что творческое содружество в будущем принесет еще бóльшие успехи.

Н.П. Лаверов

ВВЕДЕНИЕ

На территории Республики Куба широко распространены рудные месторождения различных генетических классов – магматические, контактово-метасоматические, гидротермальные, осадочные и экзогенные. Куба может рассматриваться как единая металлогеническая провинция, поскольку эндогенные месторождения в ее пределах развиты во всех крупных геологических структурах. Из эндогенных месторождений наибольшее промышленное значение имеют месторождения меди, пирита с полиметаллическим оруденением, хрома, относительно меньшее – месторождения золота, вольфрама, марганца и некоторых других металлов. Однако главное богатство недр Кубы определяется наличием экзогенных месторождений, особенно кор выветривания на массивах ультраосновных пород, образующих крупные месторождения никеля и кобальта в восточной части острова. С экзогенными процессами связаны также залежи окисных железных руд и бокситов. Все это свидетельствует о значительном рудном потенциале Кубы и о серьезных возможностях его увеличения.

Различные в генетическом отношении рудные месторождения формируются в еще более разнообразных геологических условиях. По этой причине изучение условий образования месторождений каждого генетического типа и особенностей их пространственного размещения стало одним из главных направлений работ Института геологии и палеонтологии Академии наук Республики Куба, а также одной из ведущих тем научного сотрудничества с Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Академии наук СССР.

С 1965 г. коллектив авторов настоящей монографии в соответствии с планом сотрудничества между Академиями наук СССР и Кубы начал исследование закономерностей размещения и генезиса месторождений меди и никеля, а затем хрома, марганца, свинца, цинка, золота и др.

Результаты проведенных исследований были опубликованы в двух сборниках по геологии и полезным ископаемым Кубы, а также в ряде статей в различных кубинских и советских изданиях. Эти работы позволили осуществить типизацию рудных месторождений, выяснить многие закономерности их размещения, осветить некоторые генетические аспекты геологии месторождений меди и никеля, а также наметить пути дальнейших исследований в этой области. Одновременно с изучением рудных месторождений многие авторы настоящей монографии принимали участие в проведении более широких геологических исследований, связанных с составлением геологической карты масштаба 1 : 250 000 всей терри-

тории Кубы. Составление такой карты осуществлялось в рамках многостороннего сотрудничества между Академиями наук Кубы, Болгарии, Венгрии, Польши и Советского Союза. Оно позволило уточнить представления о геологическом строении Кубы, ее стратиграфии, развитии магматизма и характере тектонических процессов. Полученные данные способствовали разработке новых концепций о происхождении и геологическом развитии острова. В связи с этим интерёс представляют металлогенические исследования, проведенные на новой геологической основе.

В процессе реализации настоящей работы авторами составлена новая схема геологического строения Кубы масштаба 1:1 000 000, основой которой послужили геологические карты отдельных провинций масштаба 1:250 000. Подготовлена также металлогеническая схема, базирующаяся на выделении структурно-формационных комплексов в соответствии с современными представлениями о геологической структуре Кубы. Это позволило с новых позиций проанализировать особенности пространственного размещения рудных месторождений Кубы.

Как указывалось ранее, металлогения Кубы сложна и многообразна. Здесь имеются магматические месторождения хрома, контактово-метасоматические месторождения железа, гидротермальные месторождения меди, золота, вольфрама и др., осадочные и вулканогенно-осадочные месторождения марганца, а также месторождения никеля, кобальта и железа, связанные с гипергенными процессами.

При характеристике общих закономерностей размещения месторождений главных генетических классов особое внимание обращается на следующие вопросы: 1) геологическое строение и основные структурно-формационные комплексы Кубы; 2) систематика рудных месторождений, закономерности их размещения; 3) геологическая позиция и структура главных месторождений; 4) вещественный состав и условия формирования руд; 5) выявление возможных источников рудных компонентов, возраст рудных месторождений; 6) поисковые критерии.

В процессе подготовки настоящей книги авторами собрана и обобщена обширная информация, полученная за последние годы во время полевых работ в различных рудных районах Кубы, а также данные лабораторных исследований.

Выполнение намеченной работы было бы невозможным без внимания и поддержки Института геологии и палеонтологии АН Республики Куба, прежде всего его директора инженера Х. Суареса, и Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР во главе с академиком Ф.В. Чухровым. Выражаем также нашу благодарность за заботу и помощь академику Ю.М. Пущаровскому.

Глубокую благодарность авторы выражают руководителям Геологического управления Министерства базовой промышленности Республики Куба инженерам П. Вега, Н. Гарсия, Э. Эскобару, Х. Орта и многим другим, без чьей помощи они не смогли бы ознакомиться со многими геологическими материалами и проводить исследования на рудниках. Авторы особенно признательны директору Центра геологических исследований Х.Л. Ипаррагире, вице-директору по твердым полезным ископаемым Х. Эрнандесу, а также директору Национального геологического фонда инженеру Х. Герра.

Авторы выражают надежду, что их работа будет полезной как для геологов, занимающихся научными исследованиями, так и для работающих в промышленных организациях, и тем самым будет способствовать обнаружению новых рудных месторождений на Кубе. Данная книга хотя и содержит решение ряда проблем, вместе с тем поднимает новые вопросы, которые пока еще остаются нерешенными. Отсюда следует, что исследования в данном направлении необходимо продолжить более углубленно и постепенно подойти к более полному познанию геологии и рудных богатств Кубы.

Авторами главы I являются Р. Кабрера, Ф. Формель и Е.П. Малиновский. Прилагаемые к этому тексту карты Кубы (геологическая и рудных месторождений) составлены коллективом геологов Института геологии и палеонтологии АН Республики Куба. Глава II, посвященная экзогенным месторождениям, написана Ю.Ю. Бугельским и Ф. Формелем при участии Н. Понсе. В составлении главы III принимал участие большой коллектив геологов. Разделы по месторождениям меди, свинца и цинка написаны Р. Кабрерой, Н.П. Лаверовым, Е.П. Малиновским и А.Е. Толкуновым при участии М.Г. Добровольской, Х. Крамера, Г. Панталеона. При составлении раздела о хромитовых месторождениях часть его, посвященная вещественному составу хромитоносных гипербазитов и хромитовых руд, изложена И.И. Григорьевой с привлечением материалов Н.В. Павлова, остальные части написаны Г.Г. Кравченко. Широко использованы данные О. Васкеса. В составлении раздела по месторождениям золота и серебра приняли участие Р. Кабрера, Е.П. Малиновский, А.Е. Толкунов, Ю.Г. Сафонов, М.Г. Добровольская, Х. Крамер. Месторождения вольфрама рассмотрены Е.П. Малиновским, железа – Р. Кабрерой, марганца – Р. Кабрерой при участии Е.П. Малиновского и в значительной мере с привлечением данных Е.А. Соколовой. Эндогенная металлогения Кубы рассмотрена в разделе, написанном Р. Кабрерой, Н.П. Лаверовым, Е.П. Малиновским и А.Е. Толкуновым. Введение и заключение написаны при участии всех авторов монографии.

Глава I

ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КУБЫ

Остров Куба представляет собой одну из характерных геологических структур Мексикано-Карибского региона. На севере эта структура граничит с Багамской платформой, на северо-западе – с изометричным прогибом Мексиканского залива, на юго-западе – с Юкатанским прогибом, который в восточном направлении следует вдоль желоба Кайман-Бартлет. На северо-востоке, примыкая к Багамской платформе, желоб Кайман-Бартлет ограничивает Кубинский архипелаг в виде единой дугообразно изогнутой структуры. Гомологами основной геологической структуры Кубы могут служить прочие районы Карибского бассейна и Центральной Америки, что указывает на принадлежность ее к тихоокеанским структурам.

Геологическое строение Кубинского архипелага отличается большой сложностью, поскольку по ряду особенностей о-в Куба можно рассматривать как линейную подвижную зону. Главная особенность геологии Кубы заключается в тесном пространственном совмещении самых различных структурно-формационных комплексов, возникших в совершенно различных палеотектонических условиях. Эти комплексы распространены в определенной последовательности с севера на юг: 1) континентальная окраина; 2) офиолитовый пояс; 3) островные дуги; 4) континентальные блоки. Помимо поперечной тектонической зональности, целесообразно различать неоднородность строения острова и в продольном направлении [27, 90]. Такая неоднородность прежде всего выражается в закономерном изменении мощностей структурно-формационных комплексов, различной степени тектонической нарушенности и эрозионного среза. В этом отношении для целей металлогенического анализа рационально различать три главных блока: Западный, Центральный и Восточный (рис. 1, см. вкл.).

КОМПЛЕКС КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Породы, слагающие этот комплекс, с перерывами обнажаются по северному побережью Кубы – от провинции Пинар-дель-Рио на западе до провинции Ольгин на востоке (см. рис. 1). Они образуют единую полосу, частично перекрытую неоген-четвертичными отложениями, но хорошо обнаженную в секторах Вилья-Клара, Сьерра-де-Кубитас и Хибара.

Многие исследователи включают карбонатные отложения отдельных тектонических пластин района Гавана–Матансас и Пинар-дель-Рио в состав миогеосинклинальной зоны [34 и др.], которая в настоящей работе рассматривается как континентальная окраина. Однако в указанных регионах

не удается обнаружить тектоническую зональность, подобную той, которая выявлена в центральной части Кубы. Помимо того, что карбонатные отложения верхнеюрского–нижнемелового возраста образуют целые тектонические чешуи (на севере района Гавана–Матансас и на северо-востоке Пинар-дель-Рио) и занимают аллохтонное положение в области Гуанигуанико, они отличаются и по фациальному составу. Здесь не сохранилась фациальная последовательность, типичная для отложений континентального склона, поэтому отнесение их к структурно-формационному комплексу континентальных окраин пока предположительно. При дальнейшем описании данного комплекса в качестве типичного региона мы в основном будем опираться на материалы по северной части Центральной Кубы, где наиболее полно и хорошо представлены разрезы, разбуренные глубокими скважинами. В геологической литературе по Кубе мощные эвапоритокарбонатные и карбонатно-терригенные отложения верхнеюрского–мелового и палеогенового возраста обычно относят к миогеосинклинальным [40, 70, 77], причем в пределах области их развития выделяют структурно-фациальные зоны Ремедиос, Камахуани и Пласетас, особенно четко различающиеся на территории бывшей провинции Лас-Вильяс. То же название использовалось коллективом геологов при геологической съемке в этой провинции (И. Канчев и др., 1978 г.), а также М. Итурральде и др. [81, 120], осуществившими съемку в провинции Камагуэй и наиболее полно исследовавшими данные отложения.

Зона Ремедиос, находящаяся севернее остальных, по фациальным и структурным особенностям может рассматриваться как южная краевая зона Багамской платформы, на что указывали некоторые исследователи [55, 63, 81, 99]. В основании разреза вскрыта пачка (мощностью 1 км) доломитов и ангидритов с пропластками известняков титон–готерива (скв. Кайо-Коко и Франсес [85]). Выше расположены обломочные известняки, доломиты, доломитизированные известняки и известняки с линзами кремней и брекчий мелового (формация Ремедиос) и маастрихт-палеоценового возраста. На этих породах с несогласием залегают известняки, мергели и карбонатные брекчии нижнего–среднего эоцена. Вполне вероятно, что в диапировых структурах Кунагуа и Пунта-Алегре (север провинции Сьего-де-Авила), сложенных триасовыми–верхнеюрскими эвапоритами и аргиллитами [95], выступают самые нижние части разреза зоны Ремедиос [121].

Для района к северу от Сьерра-де-Кубитас М. Итурральде с соавторами в пределах зоны Ремедиос выделили две подзоны: Кайо-Коко, соответствующую депрессии, выполненной пелитоморфными известняками и кремнистыми отложениями с радиоляриями и тинтиннидами, и собственно Ремедиос, представленную известковистыми терригенными отложениями большой мощности.

Породы зоны Камахуани, расположенной южнее зоны Ремедиос, слагают пояс, прослеженный севернее Санта-Клары и Пласетаса, а также отдельные блоки около пос. Минас, севернее г. Камагуэй. Эти отложения имеют более глубоководный характер, отличаются пониженными мощностями и сильной деформированностью. В основании разреза залегают титонские известняки и доломиты мощностью 150–400 м, которые перекрываются известняками с прослоями кремнистых пород (баррем–нижний готерив). Верхне-

готеривская, апт-альбская и сеноманская части разреза представлены глубоководными слоистыми известняками с конгломератами в самом верху зоны. Мощность всей пачки составляет всего несколько десятков метров. После некоторого перерыва (с несогласием?) отложились карбонатные конгломераты маастрихтского возраста. В зоне Камахуани описываются также турбидиты.

Зона Пласетас находится южнее зоны Камахуани. Ее породы встречаются в виде крупных блоков (Вилья-Клара) и небольших включений (Камагуэй) среди серпентинитов. Нижняя часть разреза сложена песчаниками, конгломератами, алевролитами и известняками титонского возраста. Выше залегают тонкослоистые глубоководные известняки и доломитизированные известняки верхнего титона–баррема. На них с несогласием отложились кремнистые породы с глинами и известняки с прослоями кремней и алевролитов. Суммарная мощность пачки 350–400 м. На этих породах, тоже с несогласием, залегают терригенно-карбонатные конгломераты маастрихта. Палеоцен-эоценовые осадки, описанные И. Канчевым и др. для зон Камахуани и Пласетас, повсюду залегают несогласно, образуя олистостромовую формацию; они, как и все более ранние породы обеих зон, подверглись деформации.

Отложениям зоны Пласетас А.Л. Книппер и Р. Кабрера [85] приписывали глубоководные условия формирования во впадине типа лептогеосинклинали. И. Канчев и многие другие геологи рассматривают эти отложения как образования независимой зоны. Однако большинство исследователей считают зону Пласетас в фациальном отношении переходной от зоны Камахуани.

Имеется возможность интерпретировать породы зоны Пласетас как океанические образования, принадлежащие верхней части офиолитового разреза (В.Д. Чехович, личное сообщение). В принятой нами схеме геологического строения Кубы зона Пласетас вместе с зоной Камахуани рассматривается как часть отложений континентального склона.

Внутреннее строение структурно-формационного комплекса континентальной окраины достаточно сложное. Отложения зоны Ремедиос деформированы не очень сильно, а породы зон Камахуани и Пласетас испытали сложные пликативные и разрывные деформации, причем в зоне Пласетас очень сильные, с образованием складок, близких к изоклинальным. В течение палеогена обе зоны были разбиты разломами с возникновением олистостром. Характер фаций трех рассмотренных структурно-фациальных зон, их взаимоотношения и пространственное размещение позволяют отнести эти зоны к комплексу континентальных окраин [120].

В пределах развития данного структурно-формационного комплекса не проявились ни магматическая деятельность какого-либо типа, ни эндогенная рудная минерализация.

ОФИОЛИТОВЫЙ ПОЯС

Комплексы пород офиолитового пояса обнажаются в виде полосы шириной 3–30 км, которая прослеживается от провинции Пинар-дель-Рио на западе до Баракоа на востоке на протяжении более 1000 км (см. рис. 1). Офиолиты не образуют непрерывного пояса, а встречаются в виде

отдельных выходов разных размеров и форм. Согласно данным нефтяного разведочного бурения и геофизическим исследованиям, подобные звенья на глубине, под более молодыми отложениями, объединяются, несмотря на наличие поперечных разрывных нарушений и чешуйчатых продольных надвигов.

Ультрабазитовый пояс Кубы (под этим названием он часто фигурирует в геологической литературе) всегда привлекал внимание исследователей [91, 101, 104 и др.], которые ранее рассматривали ультрабазиты как нормальные интрузивные магматические образования. Такое представление было поддержано и в известной работе Г. Фуррасолы и др. [77]. М.Т. Козари [86] и Ш. Дюкло [70] высказали иную точку зрения, согласно которой ультрабазиты представляют собой блоки, выжатые к поверхности земной коры в твердом состоянии. Дальнейшее развитие этой идеи отражено в работах [16, 35, 85], в которых ультрабазиты Кубы совместно с габброидами и диабазами рассматриваются как составная часть офиолитов. А.Л. Книппер и П. Мэттсон считают офиолиты частью разреза океанической коры. М.Л. Сомин [47], основываясь на отсутствии базальтов и кремнистых пород в ассоциации с ультрабазитами, выразил сомнение относительно принадлежности офиолитов Кубы к океанической коре. В самое последнее время И. Хайдутов и др. (1981 г.), Е. Фонсека и В. Зелепугин [118] дали более полное описание офиолитов Кубы, свидетельствующее о значительном их сходстве с разрезом океанической коры.

В общем офиолитовая ассоциация образована четырьмя главными комплексами: 1) ультрабазитовым; 2) базитовым интрузивным (габбро и габброиды); 3) базитовым эффузивным (диабазы и др.); 4) базальтовым с метаморфизованными вулканическими породами. Относительная распространенность данных комплексов в разных геологических блоках Кубы неодинакова (см. рис. 1).

В Западном блоке офиолитовая ассоциация обнажается в районе Байя-Онда. Согласно [118], в видимой части разреза четыре выделенных комплекса располагаются в следующей последовательности (снизу вверх): 1) серпентинизированные ультрабазиты; 2) полосчатое габбро, габбро-диабазы и троктолиты; 3) диабазы; 4) афировые базальты, недифференцированные. По сравнению с другими районами здесь более широко развит базальтовый комплекс.

В Центральном блоке (сектор Санта-Клара) разрез офиолитов аналогичен описанному выше, но повышенными мощностями отличаются первый и третий комплексы. В секторе Камагуэй мощность четвертого комплекса заметно сокращена. Согласно И. Хайдутову и др. (1981 г.), вулканический комплекс здесь присутствует в виде включений метаморфических пород (зеленые сланцы с метасилицитами) среди серпентинитов.

В Восточном блоке преимущественно развиты ультрабазитовый и интрузивный базитовый (габбро, полосчатое габбро и габброиды) комплексы, а базальтовая часть разреза имеет резко подчиненное значение и ограниченное распространение.

Комплекс параллельных даек, также характерный для офиолитового пояса, устанавливается в Пинар-дель-Рио, Лас-Вильяс и Ориенте [118 и др.]. В районе Камагуэй аналогичную роль играют дайки габбро и габбро-диабазов, встречающиеся на глубине.

Петрохимическими исследованиями, выполненными для пород различных комплексов, обнаружена отчетливая тенденция изменения, характерная для примитивных толеитов [118 и др.]. Однако в то же время выявлены определенные отличия, свидетельствующие об относительной временной независимости развития различных комплексов.

Породы офиолитового пояса подвергались метаморфическим изменениям многократно. Наиболее глубоко изменены ультрабазиты, почти нацело превращенные в серпентиниты. В северной части провинции Вилья-Клара троктолиты и диабазы испытали мощный динамометаморфизм (амфиболиты Перея, по К. Хаттену и др., 1958 г.). Текстура таких пород чрезвычайно непостоянная: от массивной до полосчатой с резкой параллельностью ориентировки минералов. Подобный метаморфизм является результатом диафтореза пород вулканического комплекса, метаморфизованного в условиях океанической коры [97].

Внутреннее строение офиолитов очень сложное, что связано с условиями их становления. Местами, например в районах к северу от Пласетас или северо-восточнее Камагуэя, отдельные комплексы данной ассоциации образуют типичный меланж [85]. Он состоит из серпентинитовой основной массы и включает обломки и блоки как собственно офиолитов, так и иных пород, обычно плотных и мало деформированных. Если серпентиниты залегают в виде протяженных массивов, они пересечены многочисленными трещинами различной ориентировки, разбивающими породу на блоки разного размера, практически вплоть до брекчий. В ряде случаев вдоль контактов ультрабазитовых массивов, прежде всего северных, фиксируются зоны интенсивного рассланцевания [81].

Соотношения офиолитов с окружающими геологическими образованиями, как правило, тектонические. При этом характер северного и южного контактов всегда существенно неодинаков. Северная граница обычно определяется линейной зоной сложных разрывов, называемой разломом Лас-Вильяс [85] или Кубитас [120]. По этому разлому офиолиты перекрываются отложениями комплекса континентальной окраины. В других случаях (на западе и крайнем востоке Кубы) породы офиолитовых комплексов перемежаются в чешуйчатой тектонической структуре с осадочными и вулканическими образованиями.

Южный контакт офиолитов с меловой вулканогенно-осадочной толщей выражен не так четко и прямолинейно, как северный, но имеет более выраженный секущий характер. В отдельных случаях, например к северу от Камагуэя, серпентиниты контактируют с гранитоидами, причем метаморфизуются ими и пересекаются серией маломощных (4–10 см) прожилков.

Выделенные особенности различных офиолитовых комплексов Кубы согласуются с разрезом пород океанического дна, что позволяет некоторым авторам рассматривать их как блоки верхней мантии с необходимыми элементами древней океанической коры [97]. Однако современный уровень исследований не позволяет отвергать возможность образования таких пород во впадинах типа желоба Кайман. Различия, выявляемые при сопоставлении разрезов офиолитов в разных геологических блоках (см. рис. 1), могут быть обусловлены тектоническими явлениями, разным уровнем эрозионного среза, а также недостаточностью проведенных исследований, особенно в пределах Восточного блока.

Относительно геологического возраста офиолитов Кубы не существует единого взгляда, поскольку вся кора формировалась после отложения меловой вулканогенно-осадочной толщи. А.А. Мейерхоф [94] приписывал мантийным блокам пермский возраст, основываясь на радиологических анализах эклогитов из меланжа Пинар-дель-Рио. М.Л. Сомин и Г. Мильян [47] на основе геологических соотношений определяют возраст офиолитов поздней юрой – ранним мелом. Действительно, пока можно утверждать, что время формирования офиолитов домеловое, а появление их в геологической структуре Кубы относится к позднему мелу.

Металлогеническое значение офиолитовых структурно-формационных комплексов определяется тесной пространственной связью с ними месторождений хрома, никеля, кобальта, железа, золота и проявлений меди, платины, ванадия и др. (рис. 2, см. вкл.). Хромитовые месторождения генетически связаны с процессом формирования ультрабазит-базитовых интрузивных пород. Месторождения никеля, кобальта и железа образовались вследствие гипергенных изменений ультрабазитов. Проявления золота и меди, вероятно, характеризуются только пространственной связью с офиолитами, вернее, с разрывными структурами, их сопровождающими.

ОСТРОВНЫЕ ДУГИ

Породы эвгеосинклинальных островодужных комплексов развиты на всем протяжении о-ва Куба, но в значительной мере они перекрыты верхнепалеогеновыми–четвертичными неоплатформенными отложениями. Режим островной дуги Куба переживала дважды – в меловое время (до нижнего кампана) и в палеогене (палеоцен–средний эоцен). Более широко развиты породы мелового островодужного комплекса, поскольку в то время соответствующий режим был характерен практически для всей территории Кубы. Палеогеновая вулканическая деятельность охватила только восточную часть острова (горный массив Сьерра-Маэстра); в центральной части Кубы устанавливаются лишь прослои туфов этого возраста.

Меловая островная дуга. Среди островодужных структурно-формационных комплексов мелового возраста выделяются: вулканогенно-осадочный, интрузивный и молассового чехла. Обычно считается, что породами первых двух комплексов сложена эвгеосинклинальная зона. Вопрос относительно фундамента островной дуги Кубы широко обсуждался [47, 121–124 и др.]. Согласно преобладающему мнению, наиболее вероятно, что Кубинская островная дуга формировалась на коре океанического типа, однако имеются данные, свидетельствующие о наличии метаморфического меланократового или переходного основания.

Вулканогенно-осадочный комплекс развит на территории всего острова, как и в ранее рассмотренных случаях, в неодинаковой степени для различных геологических блоков и при различном участии магматизма (см. рис. 1). В Западном блоке, на территории провинций Пинар-дель-Рио и Гавана, мощность разреза вулканических пород резко сокращена. В ряде случаев они вместе с породами офиолитового комплекса и осадочных юрских–меловых пород входят в состав олистостромы отдельных тектонических чешуй. Наблюдения показывают, что степень дифференциации вулканитов там небольшая. Для района Байя-Онда, Пинар-дель-Рио

А. Пщулковским и др. [124] описаны лавы базальтового состава с маломощными прослоями известняка и горизонтами туфов. Согласно фаунистическим определениям, возраст этих пород отвечает апту и альб-турону.

В районе Гавана–Матансас породы данного комплекса представлены туфами и вулканитами среднего состава предположительно аптского возраста [123]. Выше по разрезу в них возрастает роль терригенной составляющей и появляются прослои известняков альб-сеноманского возраста (формация Ла-Трампа, по [119]). Мощность отложений в этом районе установить трудно, но в наиболее полных разрезах видимая мощность не превышает 500 м.

В пределах Центрального блока разрез меловых вулканогенно-осадочных пород представлен более полно при лучшей сохранности в отдельных геологических структурах.

Несмотря на отсутствие достаточно надежных критериев, к этому же комплексу отнесем метаморфизованные симатические породы, развитые в районах южнее г. Маникарагуа (северная часть провинции Сьенфуэгос), около Гуаймаро, Лас-Тунас и на крайней восточной оконечности мыса Майси. Согласно данным ряда исследователей [49, 62, 121], эти породы относятся к нижней части вулканогенно-осадочного разреза. Литологический состав отличается большим разнообразием: амфиболиты, амфиболизированные диабазы, полиминеральные сланцы, гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, мигматиты и др. Возраст пород точно не установлен. Согласно [62], состав метаморфических пород и высокая степень метаморфизма заставляют рассматривать их как палеозойские. Другие авторы считают возраст пород меловым (апт-альбским), соответствующим остальной части мелового вулканогенного разреза [77 и др.]. М.Л. Сомин и Г. Мильян [47], основываясь на изотопных определениях, считают возраст тех же пород верхнеюрским–нижнемеловым. Все же наиболее вероятным представляется палеозойский возраст метаморфических пород. Контакт отложений данного комплекса с меловыми вулканогенно-осадочными породами во всех обнажениях тектонический. В отдельных случаях он пересекается гранитоидными интрузивами комплекса островной дуги (Мабухина, к северу от Маникарагуа). Более того, оба комплекса пространственно взаимосвязаны на всей территории Центральной и Восточной Кубы; некоторые различия можно отнести на счет неодинакового эрозионного среза.

Видимый разрез вулканогенно-осадочных пород в пределах бывшей провинции Лас-Вильяс, по данным [121], таков. В основании разреза залегают пирокласты среднего состава с пропластками андезитовых и диабазовых лав, линзами агломератов и кремнистых пород. Возраст их доальбский, поскольку они перекрываются альбскими известняками. Вверх по разрезу повышается роль терригенного материала (песчаники, конгломераты), но сохраняются прослои пирокластических пород и андезито-дацитов. Встречаются линзы биогенных известняков, фаунистические находки в которых свидетельствуют об их альбском–нижнетуронском возрасте. Выше с эрозионным несогласием залегают вулканогенные и терригенные породы, отнесенные И. Канчевым и др. [121] к сантону. Среди них встречаются многочисленные линзы биогенных известняков с сантон-нижнекампанской фауной. Общая мощность отложений превышает 10 км.

На территории бывшей провинции Камагуэй представлен следующий эвгеосинклинальный разрез [120]. В основании залегают покровы и силлы базальтовых лав, трахибазальтов, андезито-базальтов с маломощными прослоями туфов и известняков с альб-сеноманской фауной [107 и др.]. Выше они сменяются горизонтами лавоагломератов и туфобрекчий андезито-базальтов, а еще выше – вулканогенно-осадочными отложениями (туфами, алевролитами, песчаниками, туфопесчаниками, туфоконгломератами). Возраст их, по плохо сохранившейся фауне [120], коньяк-туронский. Видимая мощность отложений около 3 км. На них с эрозионным несогласием залегают обломочные вулканогенные породы (агломераты) преимущественно андезитового состава, содержащие обильные прослои туфов и лав того же состава. В средней части разреза установлены горизонты витрокластических туфов мощностью 200–300 м, частично цеолитизированных и окремненных, с прослоями песчаников, туффитов и детритовых мелководных известняков. Общая мощность пород 2,5 км, возраст коньяк-кампанский [120].

Верхняя часть камагуэйского разреза сложена кислыми (липарито-дацитовыми) лавами, часто образующими купола и силлы. В прослоях песчанистых известняков, песчаников и туффитов найдена сенон-кампанская фауна. Мощность около 2 км.

4398

Суммарная мощность разреза меловых вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород центральной части Кубы составляет примерно 10–12 км.

В районе Ольгина вулканогенно-осадочная толща подверглась интенсивной деформации и размыву, что не позволяет охарактеризовать ее полный разрез. В ее составе описываются базальты, их туфы, андезиты и кислые вулканиты, диабазы (офиолитовые), габбро и другие породы, а также линзы известняка. Возраст отложений альб-сеноманский, сеноманский и туронский [1, 122].

В крайней восточной части о-ва Куба (Сьерра-де-Кристаль) вулканогенно-осадочная толща обнажается в отдельных эрозионных или тектонических окнах под покровом офиолитовой чешуи. Разрез отложений островодужного комплекса здесь близок разрезу, описанному для района Ольгина. В Сьерра-дель-Пурьяль установлены метаморфизованные отложения того же комплекса (от слабо рассланцованных до зеленосланцевых). В долинах рек Маль-Номбре, Тоа и Хагуани наблюдаются лавобрекчии, обломки в которых сильно уплощены и ориентированы согласно вмещающей сланцеватой основной массе; линзы известняка здесь также рассланцованы [64]. Последние исследования Х. Кобиела [67], Е. Надя и др. [122] позволили получить новые данные относительно возраста этих пород – по фауне плохой сохранности он определен как меловой (коньяк–маастрихт?).

По петрохимическому составу вулканические породы (базальты и дациты) принадлежат известково-калиевой серии и предположительно связаны с островной дугой, расположенной несколько восточнее Кубы [1]. Очевидно, эти образования относятся к меловому вулканогенно-осадочному комплексу, динамометаморфизованному при надвигании мантийных чешуй офиолитовой ассоциации.

Интрузивный комплекс представлен многочисленными телами, прорывающими ранее охарактеризованные вулканогенно-осадочные отложения. Интрузивы обычно имеют форму небольших плутонов, штоков и даек,

группирующихся в цепочки и образующих в центральной части Кубы единый пояс, вытянутый по азимуту 300–310° (см. рис. 1). По составу интрузивы в основном соответствуют гранодиоритам, кварцевым диоритам, диоритам, плагиогранитам, реже гранитам. Породы полнокристаллические, у контактов и в апофизах с порфировой структурой. Интрузивные массивы сопровождаются аплитовыми, реже пегматитовыми и пегматоидными дайками. Щелочной магматизм проявился только в районе Гуаймаро, провинция Камагуэй, где установлено несколько небольших неправильных тел роговообманковых сиенитов и сиенит-аплитов.

В соответствии с заключением М.Л. Сомина и Г. Мильяна, основанным на низком содержании суммы щелочей в наиболее распространенных гранитоидах и умеренном их содержании в истинных гранитах, интрузивный комплекс меловой островной дуги Кубы заметно отличается от батолитовых орогенных интрузивных комплексов обычных геосинклинальных систем, характеризующихся развитием зрелой земной коры [47].

Возраст более крупных массивов гранитоидов Кубы, установленный геологическими методами и абсолютными геохронологическими K-Ar определениями, отвечает позднему мелу (до маастрихта).

Молассово-флишоидный комплекс меловой островной дуги представлен терригенными и терригенно-карбонатными отложениями, накопившимися в наложенных прогибах начиная с маастрихта. Они залегают с угловым несогласием на ранее описанных островодужных комплексах, за счет местного размыва которых они и образовались. Нижняя часть разреза представлена преимущественно конгломератами, песчаниками, алевролитами, выше преобладают карбонатные отложения (мергели и др.).

Рассматриваемые отложения на всей территории Кубы перекрывают меловые островодужные образования, фиксируя период завершения складчатости и структурной перестройки региона. Внутри комплекса отмечаются локальные несогласия, иногда (нижний–средний эоцен и олигоцен) значительные, свидетельствующие о возобновлении тектонических движений и орогенезе.

Палеогеновая островная дуга. Второй этап развития островной дуги на Кубе начался в палеогене; наиболее полно он проявился в восточной части острова, в районе горного массива Сьерра-Маэстра. Наиболее вероятно, что палеоценовый вулканический пояс сформировался на океанической коре [122], а отчасти и на предшествующих (меловых) островодужных комплексах, представляя, таким образом, эоценовую орогенную магматическую активизацию. Для окончательного решения данного вопроса требуются дополнительные исследования.

Палеогеновая вулканическая дуга тоже образована породами двух комплексов: вулканогенно-осадочного и интрузивного, но распространение их значительно более ограниченное, чем в меловой дуге. Вулканиты представлены порфиритами, туфами, туффитами; они сопровождаются отложениями песчаников и известняков. По составу лавы отвечают диабазам, базальтам, андезитам и дацитам. Здесь же описывались липариты и игнимбриты [24]. В верхней части разреза возрастает роль вулканокластов и агломератов. Характерно резкое выклинивание образований этого комплекса в плане и частое чередование их в разрезе. Суммарная мощность вулканогенно-осадочных отложений (формация Эль-Коб-

ре) определяется примерно в 5 км [24, 92], а возраст – как палеоцен-среднеэоценовый. Эти породы пересечены многочисленными интрузивными телами (штоками и дайками), по составу отвечающими диоритам–плагиогранитам. Здесь же устанавливается серия субвулканических тел порфиритов, образующих иногда поперечные пояса. Возраст их определяется как эоценовый (46–58 млн. лет).

Все упомянутые образования перекрыты терригенными отложениями формации Сан-Луис средне-верхнеэоценового возраста. Пока нет достаточных данных о наличии углового несогласия между отложениями этой формации с нижележащей формацией Эль-Кобре. Конгломераты сложены хорошо окатанными обломками вулканических пород. Выше по разрезу отмечаются известняки, мергели, алевролиты и песчаники. Эти породы слабо деформированы, но иногда образуют пологие складки.

Приведенная характеристика, еще не свидетельствует о существовании второй островной дуги на территории Кубы, поскольку нет возможности наблюдать всю структуру, а также показать наличие типичных окраинных прогибов или желобов. Не исключено, что образования, рассмотренные здесь как палеогеновые островодужные комплексы, представляют собой орогенный пояс, возникший в связи с консолидацией и структурной перестройкой меловой островной дуги.

Ранее зона островных дуг вместе с офиолитовыми комплексами рассматривалась многими исследователями как эвгеосинклиналь, входящая в состав Кубинской геосинклинали под названием "зона Саса". [40, 77, 83 и др.]. В связи с завершением геологической съемки территории всего острова (1969–1981 гг.) и выполнением специальных исследований установлено, что в распространении, составе и строении офиолитового и эвгеосинклинального структурно-формационных комплексов имеются существенные различия. Рассматривая происхождение вулканогенно-осадочных толщ и интрузивных пород мелового и палеогенового возраста, следует учитывать последовательно дифференцированный состав вулканитов (от базальтов к липаритам) при преобладающей роли андезитов, примерный объем вулкано- и пирокластического материала, наличие турбидитов и карбонатно-терригенных мелководных отложений, а также резкую смену литологических фаций по простиранию. Все это позволяет считать, что появление упомянутых отложений относится к периоду формирования островной дуги [35, 55, 122 и др.]. По петрохимическому составу магматические породы относятся к известково-щелочной серии и заметно отличаются от пород, образованных в океанических условиях.

В истории геологического развития островных дуг выделяется несколько этапов (и соответственно структурных ярусов): 1) образование меловых островодужных комплексов; 2) структурная переработка этих комплексов и отложение молассово-флишоидной толщи маастрихта; 3) развитие палеогеновой островной дуги на частично метаморфизованных отложениях предыдущей островной дуги; 4) структурная переработка, консолидация новой структуры, отложение верхнеэоценовой молассы. В течение последнего этапа имела место орогенно-магматическая активизация, которая проявилась не только в структурной переработке ранее существовавших комплексов, но и в интрузивном магматизме (пояс даек и др.) на территории восточной части Кубы.

Распространение островодужных структурно-формационных комплексов сыграло большую роль в металлогении Кубы. С этими комплексами связано большинство месторождений меди, золота, железа, марганца, а также проявления молибдена, вольфрама и др., что, в свою очередь, свидетельствует о достаточно зрелом характере земной коры Кубы в конце мела–палеогене.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ БЛОКИ

Характерной чертой геологии Кубы является участие в ее строении жестких тектонических блоков значительного размера, сложенных породами разного состава. Они отличаются неодинаковой деформированностью и обладают различными соотношениями с ранее рассмотренными структурно-формационными комплексами. Такие блоки располагаются в основном по южному обводу острова от западной оконечности (блок Гуанигуанико, провинция Пинар-дель-Рио) до крайней восточной (Ла-Асунсьон, мыс Майси) (см. рис. 1). Слагающие их комплексы исследовались многими геологами; наиболее полные результаты опубликованы М.Л. Соминым и Г. Мильяном в монографии [47]. Кратко рассмотрим строение и состав отдельных блоков.

Блок Гуанигуанико. Северо-восточную часть провинции Пинар-дель-Рио – к северу от разлома Пинар и до побережья Мексиканского залива – занимает горстовая структура Гуанигуанико. Нижнюю часть ее разреза слагает толща переслаивания песчаников, алевролитов и сланцев формации Сан-Каэтано нижней–средней юры – наиболее древних фаунистически определенных пород Кубы. Верхняя часть разреза сложена углистыми сланцами и песчаниками с карбонатными прослоями верхней юры. В самой северной части блока и на его западной оконечности развиты песчанико-сланцево-карбонатные отложения с силлами основных порфиритов; возраст этих пород по плохо сохранившейся фауне определен как верхняя юра–нижний мел [124]. Верхнеюрские карбонатные породы (преимущественно массивные и тонкослоистые известняки), проходящие полосой через центральную часть блока, отделены от ранее упомянутых образований тектоническими поверхностями и, по-видимому, представляют собой отдельную чешую, коррелирующуюся с комплексом континентальной окраины типа зоны Ремедиос.

Магматизм в этом блоке развит незначительно. По северо-восточной границе блока отмечаются проявления меловых (?) диабазовых порфиритов и габбро-диабазов; встречаются также тела серпентинитов, диоритов, андезитовые лавы, дациты, но они обычно приурочены только к отдельным зонам разломов или могут интерпретироваться как олистолиты (рудное поле Матаамбре и др.). По южному краю блока вдоль разлома Пинар также наблюдаются проявления магматических пород (диориты и др.), причем осадочные породы здесь оказываются глубоко метаморфизованными (пояс Кангре, по [96]).

Породы формации Сан-Каэтано испытали интенсивные и неоднократные складчатые деформации – значительно более сильные, чем карбонатная толща в тектонических пластинах. Весь блок рассечен крупными продольными разломами – как крутыми, так и пологопадающими (на северо-

запад). Последние наиболее широко проявлены вдоль северной границы блока, где они сопровождаются олистостромами среднего–позднего палеогена. Именно эта часть блока интенсивно минерализована: здесь выявлен пояс сульфидных месторождений меди, свинца, цинка, барита, содержащих также кобальт, серебро, золото, германий, галлий.

Блок о-ва Хувентуд сложен преимущественно метаморфизованными терригенно-карбонатными породами. Согласно [47], в основании и в средней части разреза залегают апопелитовые кристаллические сланцы и апопсаммитовые кварциты, выше преобладают метакарбонатные породы, в основном мраморы. Магматические образования в пределах блока представлены двумя группами: дометаморфической и постметаморфической. К первой группе относятся антигоритовые серпентиниты, амфиболиты и породы гранит-гранодиоритового состава, сопровождаемые пегматитами. Во вторую группу входят малые интрузивы и дайки, отчетливо секущие метаморфическую сланцеватость: риолиты, риодациты, липариты, а также дайки субщелочного основного состава. Предполагается, что постметаморфический магматизм проявился в результате эоценовой тектоно-магматической активизации.

По возрасту метаморфизованные породы о-ва Хувентуд относятся к юре, а время их регионального метаморфизма предположительно датируется концом мела–началом палеогена [25 и др.].

Современная структура массива, согласно [47 и др.], определяется наличием ряда пологих антиформных складок (куполов) и прогибов, но выявляется и более ранняя складчатость нескольких генераций. Элементы разрывной тектоники выражены крупными разломами северо-западного и северо-восточного простирания. Последние совпадают с ориентировкой наложенных структур (прогибов, выполненных эффузивами) мелового островодужного комплекса.

В пределах блока выявлено золото-серебряное (с антимонитом) и вольфрамовое оруденение, а также проявления ртути и меди. По-видимому, рудная минерализация связана с постметаморфической магматической деятельностью.

Блок Эскамбрай сложен различными терригенно-карбонатными породами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации, и более глубоко метаморфизованными кристаллическими сланцами. Согласно [47], в основании разреза залегают кварциты, метапесчаники и кварц-слюдистые сланцы. Выше они сменяются зелеными сланцами с тонкими прослоями метасиликатных пород, а верхи разреза представлены мраморами, карбонатными и углистыми сланцами и кристаллическими известняками. В пределах массива Эскамбрай встречаются также небольшие пояса метабазитов (серия Яябо, [47]), особенно характерные для северо-восточной оконечности массива, а также многочисленные тела серпентинитов. Соотношения их с сиалическими породами Эскамбрая либо тектонические, либо не установленные. Возраст карбонатных пород метаморфического комплекса фаунистически определен как юрский.

В структурном отношении метаморфические породы комплекса образуют две антиформы – западную Тринидад и восточную Санкти-Спиритус. Разломы имеют преимущественно продольное, близширотное, и поперечное к нему простирание. Установлены также поверхности надвигов, осо-

бенно многочисленные по северной границе массива, как, впрочем, и крутопадающие разрывы.

Металлогенический облик массива Эскамбрай определяется в основном наличием серии линзообразных пиритовых залежей с убогими концентрациями меди, свинца и цинка.

Блок Ла-Асунсьон. Выход метаморфических пород в районе Ла-Асунсьон на крайней восточной оконечности Кубы занимает площадь около 70 км^2. Здесь описаны терригенно-карбонатные метаморфические породы, приближающиеся к фации зеленых сланцев. В восточной части выхода преобладают мраморы, кристаллические известняки и доломиты, а на западе – метатерригенные сланцы, включающие также тела слабо метаморфизованных диабазов и базальтов. По аналогии с другими областями метаморфическому комплексу Ла-Асунсьон также приписывается нижне-среднеюрский возраст [47]. Породы смяты в изоклинальные складки со сланцеватостью, ориентированной в север–северо-восточном направлении. Многочисленные секущие разрывы имеют субмеридиональное простирание.

Завершая рассмотрение массивов метаморфических пород Кубы, отметим, что относительно их общего структурного положения известны различные мнения. В кубинской геологической литературе наиболее глубоко укоренилось представление о том, что рассмотренные метаморфические комплексы представляют собой выходы основания геосинклинали [40, 77, 101, 104 и др.]. Однако последние результаты геологического картирования и тематических исследований не подтвердили эти ранние представления. Новые выводы, базирующиеся на возрасте метаморфических пород и на их геологических соотношениях с остальными структурно-формационными комплексами Кубы, свидетельствуют о том, что метаморфические комплексы о-ва Хувентуд и Эскамбрая находятся в аллохтонном залегании и частично перекрывают меловой островодужный комплекс [85, 101 и др.], хотя существуют и иные представления на этот счет (И. Хайдутов, 1981 г.).

На современном уровне знаний о структурной эволюции Карибско-Мексиканского региона рассмотренные выше массивы метаморфических пород, скорее всего, представляются континентальными блоками, структурно независимыми от отложений континентальной окраины.

Результаты изучения закономерностей распространения структурно-формационных комплексов Кубы свидетельствуют о том, что за время, предшествующее верхнему эоцену, геологические процессы на территории острова развивались в определенной последовательности и зонально. Поэтому оказалось невозможным установить единую для всей Кубы последовательность формирования структурных этажей, равно как и основных геологических событий – тектонических движений, магматизма и регионального метаморфизма. Последовательная смена различных структурно-формационных комплексов в разных геологических блоках Кубы происходит автономно и со временем мигрирует в пространстве. Попытки решить проблему первоначального положения каждого комплекса и установить характер движений, которые привели к современному залеганию комплекса, предпринимались в работах Ш. Дюкло и М. Вуанья, А. Мейерхоффа и К. Хаттена, К.М. Худолея с соавторами,

А.Л. Книппера, Р. Кабреры и Ю.М. Пущаровского, М. Итурральде, М.Л. Сомина и Г. Мильяна, А.Г. Рябухина и др. В большинстве своем существующие мнения на этот счет сводятся к признанию ведущей роли крупных горизонтальных движений в относительном перемещении некоторых или большинства структурно-формационных комплексов.

В приведенном кратком очерке геологии Кубы, помимо данных, свидетельствующих о несомненном наличии пологих тектонических поверхностей, упоминались и вертикальные разломы центральной части Кубы, отличающейся широким развитием магматизма – как офиолитового, так и мелового островодужного, субщелочного по составу. Таким образом, возникновение и развитие Кубы до верхнеэоценового времени происходило в сложных условиях эволюции Мексикано-Карибского региона между двумя Американскими континентами и двумя океанами как следствие тектонического "скучивания" основных структурно-формационных комплексов [34, 42].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ КУБЫ В ОЛИГОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

В олигоцене на площади современного острова Куба сформировался верхний структурный этаж, перекрывающий все ранее образованные и консолидированные структуры. Различные по форме и размерам прогибы этого времени заполнены терригенными и терригенно-карбонатными отложениями, очень слабо деформированными. В плиоцен-четвертичное время возникли новые депрессионные структуры, выполненные чрезвычайно пестрыми по составу горизонтально залегающими отложениями. Принято, что залегание олигоценового комплекса на верхнеэоценовом на Кубе почти повсюду согласное, а потому их обычно объединяют с послесреднеэоценовыми отложениями в один структурный этаж. Углы наклона верхнеэоценовых отложений на востоке и западе Кубы обычно не превышают 5–20°, но в центральной части острова известны складки с крутизной крыльев до 50°. Таким образом, нельзя считать, что вся территория острова консолидировалась одновременно.

Породы олигоценового возраста отвечают карбонатным, терригенно-карбонатным и терригенным фациям. Мощность их местами достигает 1000 м. Отмечается преобладание терригенных фаций в нижней части разреза, карбонатных – в верхней. Углы падения составляют 5–20, местами до 40°. Слабые складчатые деформации и общее воздымание территории в олигоцене явились важным этапом в становлении современного острова Куба. В это время возникла цепочка довольно крупных островов, окруженных мелководьем с отдельными малыми островками. В отдельных депрессиях (Сан-Диего-де-лос-Баньос, Нипе, Кауто, Ана-Мария) сохранялся более глубоководный режим.

В миоцене произошла значительная трансгрессия, охватившая более 70% современной территории Кубы. Миоценовые отложения перекрывают все более древние образования с заметным несогласием. В них выявляются пологие складки, а также крутопадающие разрывные нарушения. В провинциях Гавана и Матансас для миоцена более характерны терригенно-карбонатные и карбонатные фации, а в Пинар-дель-Рио и Ориенте – терригенные и карбонатно-терригенные. Мощность этих отложений обыч-

но измеряется несколькими десятками – первыми сотнями метров, но в отдельных депрессиях (Лос-Паласиос и др.) может достигать 1000 м.

В верхнем миоцене–плиоцене произошла крупная регрессия моря, а потому отложения этого времени на Кубе развиты локально и имеют малую мощность. В плиоцене воздымание территории было особенно значительным, в связи с чем резко интенсифицировались эрозионные процессы и образовалась обширная выровненная поверхность, которую ныне можно наблюдать на плоских вершинах на отметке порядка 500 м. Согласно С. Массипу и А. Нуньесу-Хименесу, еще более древним является пенеплен Юнке (540 м), которому приписывается плиоценовый возраст. С поверхностями выравнивания на отметках выше 500 м связаны мощные рудоносные коры выветривания районов Маяри, Лос-Мулос, Купеяль, Пилото и др.; возраст этих поверхностей также может считаться плиоценовым [1, 2] и параллелизоваться с пенепленом Юнке.

По данным И.П. Карташова и др. [15], воздымание территории Кубы (на 300–700 м) продолжалось в плейстоцене–голоцене и отмечается вплоть до наших дней. Это обстоятельство весьма существенно для экзогенной металлогении, поскольку для процессов химического выветривания наиболее благоприятны уплощенные возвышенности.

Геологическая история Кубы в четвертичное время трактуется двояко. Большая группа геологов рассматривает ее в основном как континентальный (платформенный) этап развития территории с накоплением существенно биогенных карбонатных фаций окраинных морей [70, 77 и др.]. Согласно этим представлениям, в четвертичный период преобладало воздымание территории Кубы, хотя отдельные блоки и опускались. Другая группа авторов (И.П. Карташов и др. [15]) устанавливает более сложную историю с выделением в плейстоцене сначала "влажной", потом "сухой" эпох, с чередованием периодов трансгрессий и регрессий и накоплением карбонатных отложений по периферии острова за счет размыва уже достаточно обширной возвышающейся территории. Для голоцена характерными оказываются различные типы отложений – морские, аллювиально-делювиальные, болотные и биогенные.

К плиоцен-четвертичному континентальному этапу относится формирование мощных рудоносных кор выветривания, с которыми связаны крупные месторождения оксидно-силикатных руд никеля, кобальта и железа, а также бокситов.

Глава II

ЭКЗОГЕННЫЕ РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Подавляющее большинство экзогенных рудных месторождений Кубы связано с формацией коры выветривания. Накопление рудных компонентов в коре выветривания может происходить двумя путями. Первый – это растворение и вынос вадозными водами главных породообразующих компонентов, не имеющих практической ценности, и накопление в остатке вещества полезного ископаемого. Таким образом формируются остаточные месторождения. Второй путь связан с растворением рудных компонентов, их миграцией и переотложением в нижней части коры выветривания, что приводит к возникновению инфильтрационных месторождений. В ряде случаев оба процесса могут сочетаться и формируются сложные месторождения, имеющие зональное строение.

Экзогенные рудные месторождения часто образуются в результате процессов выветривания in situ. Однако в ряде случаев под влиянием силы тяжести или энергии воды происходит смещение выветрелой минеральной массы и возникают переотложенные залежи.

Среди экзогенных месторождений Кубы наиболее важное значение имеют остаточные месторождения гипергенных железо-кобальт-никелевых руд. По запасам их Куба занимает второе место в мире, а по годовой добыче – первое.

Роль гипергенных никелевых руд в мировом производстве чрезвычайно велика, так как они составляют 70% мировых запасов никеля. По мере отработки месторождений сульфидных никелевых руд значение экзогенных месторождений все более возрастает. Так, в 1968 г. доля силикатно-оксидных руд составляла 25% мирового производства никеля, в 1974 г. – 30%, а в настоящее время около 50% никеля в мире добывается из месторождений коры выветривания.

В настоящем разделе рассмотрены главные типы экзогенных железо-кобальт-никелевых месторождений Кубы, систематизированные в приведенной формационно-генетической классификации. Для каждого из месторождений рассмотрены геоморфологические, структурно-геологические условия, зональность вмещающих рудоносных кор выветривания, морфология и вещественный состав гипергенных рудных тел. Поскольку в последнее время на Кубе все большее значение приобретают продукты переотложения рудоносных кор выветривания, в качестве характерного примера более подробно рассмотрено месторождение Пунта-Горда.

Большой интерес представляют обнаруженные за последнее десятилетие на Кубе месторождения и рудопроявления бокситов. Если до 1969 г. там не было известно ни одного проявления бокситов, то в настоящее время их число превышает 25. Несмотря на то что размеры месторождений бокситов невелики, количество их и разнообразие генетических типов позволяют считать целесообразным продолжение дальнейших поисков и возможным открытие новых достаточно крупных месторождений. В соответствующих разделах главы приведено описание известных в настоящее время на Кубе бокситопроявлений, относящихся к различным генетическим типам.

С процессами выветривания связано также возникновение россыпей. В настоящее время на территории Кубы известны небольшие россыпные рудопроявления золота и титана. Однако недостаток фактического материала не позволяет рассмотреть их в настоящей работе.

ЖЕЛЕЗО-КОБАЛЬТ-НИКЕЛЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Краткая история изучения

История изучения латеритных рудных месторождений восходит ко времени открытия Кубы. Уже в дневнике Колумба было отмечено, что он наблюдал горы "цвета железа" в северо-восточной части провинции Ориенте. Несомненно, что речь шла о породах, которые образуют латериты – верхний слой коры выветривания. В первой половине XVI в. на Кубе велись упорные поиски железных руд. В 1883 г. североамериканская компания "Хурагуа Айрон" начала разработку железа в местечке Фирмеса к востоку от Сантьяго. В 1901 г. созданная в США комиссия геологов, в которую вошли К. Хейс, Т. Вочен и А.К. Спенсер, представила отчет о геологическом изучении Кубы. В нем впервые был описан район северного берега провинции Ориенте от Моа до Маяри включительно, было отмечено большое количество железа, прежде всего в виде лимонитов.

Никель как один из компонентов латеритных минералов Ориенте не был открыт до 1905 г., когда компания "Бетлехем-Куба Айрон" начала разрабатывать месторождение Пинарес-де-Маяри как железорудное. Однако оказалось, что руда здесь содержит никель в таком количестве, что он снижает ее качество. Поэтому интерес к месторождению быстро упал. Никель рассматривался как нежелательный, вредный компонент латеритных месторождений вплоть до 1930 г. В 1935–1938 гг. компания "Парднерс Майнс" заинтересовалась возможностью использования никеленосных латеритов Кубы как сырья для выработки никеля и приобрела крупные месторождения в районах Левиса и Моа. В первом из них уже к 1940 г. были подсчитаны значительные запасы никелевого сырья высокого качества. В 1951 г. филиал компании "Никаро Никель" начал разрабатывать месторождения в районе Моа, где должны были использоваться новейшие технологические методы. Обогатительный комбинат в Моа был пущен в ход кубинскими инженерами и техниками после победы Кубинской революции. Геологические исследования, которые проводились в годы владычества североамериканских монополий, носили всегда чисто практический характер. К этому периоду относятся работы А.К. Спенсера, К. Хейса, В.Л. Комингса, В.Л. Миллера и др. Небольшой объем научных работ был выполнен голландскими исследователями, среди которых следует упомянуть Ф.Г. Кейзера, Д.Р. Де-Влеттера и И.К. Серси [102, 117].

После победы революции одной из главных задач Кубинского института минеральных ресурсов стало исследование богатейших никелевых месторождений. Эти исследования выполнялись с 1961 г. при помощи советских геологов – А.Ф. Адамовича, В.Д. Чеховича, Д.И. Трубина, М.В. Чехович, В.Н. Широкова, А.Н. Павлова и др. [1,2]. Они составили первую детальную карту масштаба 1 : 50 000 районов Никаро и Моа (провинция Ориенте) и охарактеризовали главные латеритные месторождения никеля. В последую-

щие годы там работали многие другие советские специалисты. Изучением никелевых руд занимались также чехословацкие (В. Куделасек, И. Марксова, В. Замарский и др.) и венгерские (Л. Зебени, С. Вег, Л. Сомос и др.) геологи.

С 1965 г. началось изучение гипергенных никелевых месторождений на севере Ориенте сотрудниками Академий наук Республики Куба и СССР – И.З. Кориным, В.И. Финько и Ф. Формелем. В 1967–1971 гг. Ю.Ю. Бугельским и Ф. Формелем была составлена карта кор выветривания для всей территории Кубы масштаба 1 : 1 000 000. Исследования никеленосных кор и связанных с ними рудных месторождений продолжаются и в настоящее время. Изучение вещественного состава никелевых месторождений проводится в созданной при Центре геологических исследований Лаборатории коры выветривания, которой руководит Н. Понсе. Среди работ кубинских геологов следует отметить также труды Е. Сандерса, Кромбета и Ариосо.

Формационно-генетическая классификация

Существующие в настоящее время классификации экзогенных никелевых месторождений и их руд построены на различных принципах. Наиболее обычными и часто применяемыми являются классификации, составленные по принципу химического состава руд. Положив в основу этот критерий, обычно выделяют железистые, железисто-кремнистые, железисто-магнезиальные, магнезиальные и глиноземистые никелевые руды. Такое подразделение, удовлетворяя в целом требованиям технологии переработки руд, не раскрывает ни их геологической характеристики, ни вещественного состава, ни генезиса.

В практике геологопоисковых работ на никелевых месторождениях Кубы классификация самих рудных месторождений не была разработана, а слагающие их руды классифицировались по содержанию составляющих их главных рудообразующих элементов. Эта систематика, разработанная еще американскими компаниями, в принципе удовлетворяет требованиям практики, но не отражает ни геологическую позицию руд, ни их минеральный состав. В ряде случаев руды одной категории имеют различный минеральный состав, что отражается на их технико-экономической характеристике, и, наоборот, руды разных категорий могут иметь близкий минеральный состав. Учитывая, что термин "латеритный" в современной геологической литературе трактуется по-разному, подразделение руд на "латеритные" и "серпентинитовые" представляется неправомерным и весьма условным.

При составлении новой классификации авторы настоящей работы попытались объединить данные по систематике рудоносных кор выветривания, опубликованные ранее [4, 74], с представлениями о рудных формациях, разработанными и применяемыми для эндогенных рудных месторождений. Такой принцип позволяет в одной классификации объединить данные по генезису, морфологии, минеральному и пометальному составу экзогенных месторождений, связанных с корой выветривания, и систематизировать их на основе рудно-формационного метода.

Первый опыт такого синтеза принадлежит И.И. Эдельштейну [57, 58]. На основании детального изучения состава руд и форм нахождения глав-

ных рудообразующих элементов им были выделены две формации гипергенного никелевого оруденения – силикатная и окисная. В последующих работах И.И. Эдельштейн различает ряд формационных типов руд по принципу их формационной принадлежности и составу рудообразующих элементов. Выделенные типы сгруппированы в семь унифицированных субформаций собственно гипергенных месторождений и одну ассоциирующую с ними осадочную. Названия субформаций даны по наиболее типичным месторождениям или группам месторождений, что перевело типовые абстрактные понятия рудных формаций в конкретные, региональные. Использование такой классификации на практике возможно только при большом опыте региональных исследований.

Необходимо также остановиться на основных понятиях, которые будут употребляться в дальнейшем, и показать различия между понятиями "формация коры выветривания" и "рудная формация, связанная с корой выветривания".

По определению В.И. Смирнова [43], кора выветривания представляет собой самостоятельную континентальную геологическую формацию, образующуюся при воздействии энергии жидких и газообразных атмосферных и биогенных агентов на коренные породы. Согласно представлениям И.И. Гинзбурга [12], формация коры выветривания включает не только остаточные коры выветривания (наложенные или инфильтрационные), но также и переотложенные и перенесенные на небольшие расстояния в результате механической, химической и коллоидной миграции. Таким образом, сюда попадают переходные и даже явно осадочные породы, если только их связь с корой выветривания несомненно установлена.

Исходя из этих определений, кора выветривания и продукты ее ближнего переотложения должны рассматриваться как самостоятельная геологическая формация, стоящая по своему значению в одном ряду с магматическими, метаморфическими и осадочными формациями. Так же как и остальные геологические формации, кора выветривания может быть рудоносной или безрудной. В случае ее рудоносности представляется целесообразным употребление понятия "рудные формации коры выветривания".

В современной литературе под рудными формациями понимается группа месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, сформированных в близких геологических условиях независимо от времени образования. Для экзогенных месторождений коры выветривания этот термин практически не применялся за исключением указанных выше работ И.И. Эдельштейна. Однако среди рудоносных кор выветривания уверенно выделяются рудные формации, включающие группы месторождений с одинаковыми и устойчивыми по составу типоморфными минеральными ассоциациями, сформированных в сходных геологических условиях. С формацией коры выветривания могут быть связаны рудные формации оксидного и силикатного парагенезиса. По аналогии с эндогенными рудными формациями названия экзогенных рудных формаций могут быть даны по преобладающему рудосодержащему минералу с указанием тех металлов, которые данная руда содержит.

Таким образом, предлагаемая формационно-генетическая классификация экзогенных железо-кобальт-никелевых месторождений Кубы постро-

на, с одной стороны, на принципах систематики кор выветривания, а с другой стороны, несет рудно-формационную нагрузку.

Исходя из того, что остаточные коры выветривания и продукты их ближнего переотложения, согласно И.И. Гинзбургу, составляют единую геологическую формацию, представляется возможным выделить две генетические группы экзогенных железо-кобальт-никелевых месторождений: 1) месторождения собственно коры выветривания, среди которых на территории Кубы преимущественно распространен остаточный класс; 2) осадочные месторождения, представленные механически переотложенным классом, сформированные за счет продуктов ближнего переотложения коры выветривания (табл. 1). Первая группа охватывает практически почти все известные на Кубе месторождения. В последнее десятилетие на Кубе все чаще обнаруживаются месторождения второй генетической группы, приобретающие большое практическое значение [75].

По морфологическим особенностям группа остаточных месторождений подразделяется на площадные и линейные месторождения, а среди осадочных выделяется только площадной тип.

В зависимости от структурно-тектонических и геоморфологических условий вещественный состав руд, форма рудных тел и их мощность изменяются, и поэтому площадные месторождения подразделяются на четыре морфологических подтипа: на платообразных низких горах с абсолютными отметками 500–800 м; в пределах холмистых предгорий с отметками 100–500 м; на высоких абразионных террасах с отметками 200–500 м; на низких абразионных террасах с отметками 5–200 м.

Каждый из этих морфогенетических подтипов приурочен к корам выветривания с различным типом профиля и разным вещественным составом. Эти различия обусловлены геоморфологическими и микроклиматическими факторами, суммарное воздействие которых выражается в гидрогеохимических условиях того или иного района.

Месторождения линейного морфологического типа в зависимости от структурно-тектонических и литолого-фациальных условий подразделяются на три подтипа: 1) линейно-трещинный; 2) линейно-контактовый; 3) контактово-карстовый.

Среди площадных месторождений осадочной генетической группы выделяются два морфогенетических подтипа: 1) залегающие на выветрелых породах ультраосновного состава; 2) залегающие на закарстованных карбонатных породах.

В соответствии с разработанными ранее принципами систематики кор выветривания [4, 37] для кубинских месторождений можно выделить полный керолит-нонтронит-охристый и сокращенный керолит-охристый типы рудоносных профилей. Неполный профиль коры выветривания хотя иногда и содержит несколько повышенные по сравнению с исходными породами содержания металлов, но не вмещает экзогенные рудные месторождения.

В контактово-карстовых месторождениях профиль коры выветривания не изучен. В месторождениях осадочной (механически переотложенной) группы минералого-геохимический профиль коры выветривания отсутствует.

По вещественному составу руд все экзогенные месторождения обеих

Таблица 1

Формационно-генетическая классификация экзогенных железо-кобальт-никелевых месторождений Кубы

Генетическая группа и класс месторождений	Морфологический тип месторождений	Морфогенетический подтип месторождений	Тип рудного профиля	Минеральный парагенезис	Рудные формации (главные подчеркнуты)	Главные минералы	Размеры месторождений	Примеры месторождений
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Месторождения коры выветривания (остаточные)	Площадной	На платообразных низких горах (500–800 м)	Сокращенный керолит-охристый	Оксидный	Гематит-гётитовая, железорудная Гётитовая Fe–Co–Ni Нонтронит-серпентиновая, никелевая	Гётит, гематит Гётит Нонтронит, сапонит, серпентин	Крупные	Пинарес-де-Маяри, Лос-Муллос, Эль-Прадо, Пилото, Купейяль, Иберия, Буэна-Виста
					Гётитовая Fe-Co-Ni Нонтронитовая, никелевая Серпентиновая, никелевая	Гётит Нонтронит Серпентин	Крупные, средние	Окухаль, Соль-Либано, северные фланги Марти
		В пределах холмистых предгорий (100–500 м)	Полный керолит-нонтронит-охристый	Силикатный, оксидный	Гематит-гётитовая, железорудная Гётитовая Fe–Co–Ni Нонтронит-серпентиновая, никелевая	Гётит, гематит Гётит Нонтронит, серпентин	Крупные	Атлантик, Моа, Камариока
		На высоких абразионных террасах (200–500 м)	Сокращенный керолит-охристый	Оксидный	Гематит-гётитовая Гётитовая Fe–Co–Ni Нонтронитовая, никелевая Серпентиновая, никелевая	Гётит, гематит Гётит Нонтронит Серпентин	Крупные, средние	Пунта-Горда, Купей, Ла-Дельта, Плайа-ла-Вака
		На низких абразионных террасах (5–200 м)	Полный керолит-нонтронит-охристый	”				
	Линейный	Линейно-трещинный	Сокращенный керолит-охристый	”	Гематит-гётитовая, железорудная Гётитовая Fe-Co-Ni Нонтронитовая, никелевая	Гётит, гематит Гётит Нонтронит	Средние	Участки Моа и Марти
		Линейно-контактовый	Полный керолит-нонтронит-охристый	Силикатный	Нонтронитовая, никелевая	Нонтронит	Рудопроявления	Харагуа
					Гарниерит-керолитовая	Керолит, гарниерит	То же	Участки Марти
		Контактово-карстовый	Не изучен	”	Гётитовая Fe-Co-Ni Нонтронитовая, никелевая	Гётит Нонтронит	Средние	Северные фланги Пунта-Горда, Северная и Восточная Камариока
Осадочные месторождения (механически переотложенные)	Площадной	На выветрелых ультрабазитах	Отсутствует	Оксидный, силикатный	Каолинит-гётитовая	Гётит	Рудопроявления	Сьерра-де-Кубитас, Сан-Мигель-де-лос-Баньос
		На закарстованных карбонатных породах	”	Оксидный				

генетических групп и различных морфологических типов и подтипов могут быть разделены на месторождения оксидного и силикатного минеральных парагенезисов.

В минералах оксидного парагенезиса никель и кобальт находятся преимущественно в структуре кристаллической решетки. В минералах силикатного парагенезиса основная часть никеля также входит в кристаллическую решетку, изоморфно замещая железо и магний, а кобальт обычно не накапливается.

Типоморфные минеральные ассоциации обоих парагенезисов сопровождаются постоянным присутствием рентгеноаморфной фазы переменного

железо-кремниевого состава. Детальные исследования И.В. Витовской [9] показали, что эта фаза нередко содержит больше никеля, чем кристаллическая.

Месторождения с оксидным минеральным парагенезисом объединяют гематит-гётитовую железорудную и гётитовую железо-кобальт-никелевую рудные формации. Месторождения с силикатным минеральным парагенезисом объединяют нонтронитовую никелевую и серпентиновую никелевую рудные формации.

Главными минералами гематит-гётитовой железорудной формации являются гётит, гематит, гиббсит, галлуазит, второстепенными – магнетит, хромшпинелиды, марганцевые минералы. Руды этой формации распространены почти на всех месторождениях площадного типа.

Главным минералом гётитовой железо-кобальт-никелевой формации является гётит, второстепенными – магнетит, гиббсит, хромшпинелиды, минералы группы серпентина, марганцевые минералы. Руды этой формации преобладают почти на всех месторождениях площадного типа, на некоторых месторождениях линейного типа, а также встречаются на осадочных (механически переотложенных) месторождениях.

Главными минералами нонтронитовой никелевой формации являются нонтронит, минералы группы серпентина, гидроокислы железа, второстепенными – хромшпинелиды, магнетит, марганцевые минералы. Руды этой формации распространены на месторождениях площадного типа, сформированных в пределах холмистых предгорий, в меньшей степени на низких абразионных террасах. Широко распространены они также на осадочных месторождениях, переотложенных на выветрелые ультрабазиты.

Главными минералами серпентиновой никелевой формации являются минералы группы серпентина, сапонит, нонтронит, гидроокислы железа; второстепенными – хромшпинелиды, магнетит, марганцевые минералы. Руды этой формации распространены почти на всех месторождениях, но в настоящее время редко имеют практическое значение.

Более подробная характеристика выделенных рудных формаций приведена в последующих разделах на примерах наиболее известных месторождений Восточной Кубы.

Месторождения кор выветривания ультрабазитов на платообразных низких горах

Месторождения этого подтипа наиболее широко развиты на территории Кубы и имеют важное практическое значение. Более 50% известных в настоящее время железо-кобальт-никелевых месторождений относится к этому подтипу. Большинство из них сконцентрировано в северо-восточной части провинции Ольгин, и лишь небольшие месторождения известны в районе Кахальбана в провинции Пинар-дель-Рио и на плато Сан-Фелипе в провинции Камагуэй.

Районы распространения месторождений рассматриваемого подтипа в целом характеризуются гумидным климатом, хотя количество атмосферных осадков редко превышает там 2000 мм/см^2/год. Рельеф этих районов представлен платообразными низкими горами (Сьерра-де-Нипе, Кристаль, Моа, Кучильяс, Баракоа), которые составляют поверхность единого пенеплена,

приподнятого в плиоцен-четвертичное время. Общая форма этой поверхности слегка выпуклая, наиболее изогнутая в центре по сравнению с краями. Поэтому абсолютные отметки различных частей пенеплена неодинаковы – по краям ниже, чем в центре. Этим объясняется, почему абсолютные отметки плато Пинарес-де-Маяри, расположенного в крайней западной части структуры, достигают 500–600 м, а район плато Пилото в центральной части приподнят до 800–900 м. В восточной части абсолютные отметки опять снижаются до 500–600 м.

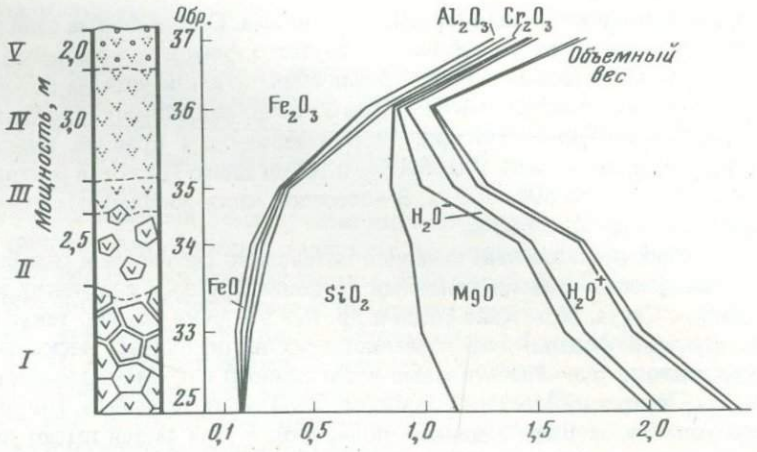
Единый приподнятый пенеплен интенсивно расчленен и разобщен на ряд частей антецедентными долинами наиболее крупных рек, таких как Маяри, Левиса, Сагуа, Моа, Кайо-Гуам и др. Все эти реки обычно текут в долинах V-образной формы, и протяженность их не превышает нескольких десятков километров. Расчлененные части единого пенеплена включают поверхности Пинарес-де-Маяри, Лос-Мулос, Эль-Прадо, Купейяль, Пилото, Иберия и Буэна-Виста. Выположенные поверхности этих частей имеют площади от десятков до сотен квадратных километров. Абсолютные отметки их варьируют от 500 до 1000 м, а относительные превышения водоразделов над тальвегами водотоков составляют 300–500 м. Пенепленизированные поверхности ограничены крутыми склонами с углом наклона больше 30–35° и протяженностью 200–300 м, а иногда и больше. Склоны, ограничивающие плато, рассечены узкими долинами второго и третьего порядков. Общая плотность речной сети составляет в среднем 1 водоток на 500 м. Горизонтальная расчлененность рельефа колеблется от 300 до 500 м, вертикальная – достигает 200 м и более.

Геоморфологические особенности совместно с большим количеством атмосферных осадков создают условия активного водообмена. Минерализация подземных вод в этой зоне обычно не превышает 100 мг/л. Состав вод гидрокарбонатно-магниевый. Сильная трещиноватость материнских ультрабазитов субстрата приводит к активной фильтрации атмосферных осадков, и поэтому в этих районах верхняя часть ультрабазитов находится в условиях частой смены влажного и сухого состояния. Ритмичная смена сухих и влажных периодов, интенсивность циркуляции подземных вод помогают выносу кремнезема и магния и содействуют развитию процессов химического выветривания. Практически все поверхности приподнятых слабо всхолмленных плато, сложенных ультрабазитами, покрыты мощной (3–5 м) корой выветривания площадного типа.

Наиболее типичным примером является плато Пинарес-де-Маяри, на котором расположено одно из крупнейших месторождений Кубы. Плато занимает водораздельную поверхность горной системы Сьерра-де-Нипе. Общая его площадь 120 км^2, а абсолютная высота колеблется от 500 до 600 м.

Дренаж поверхности осуществляется ручьями – притоками небольших рек (Рио-Медиа, Рио-Пинос, Рио-Секо, Сохо, Буэна-Вентура). Плато ограничено крутыми эрозионно-тектоническими склонами. Коры выветривания на них практически отсутствуют, так как крутизна склонов, превышающая угол критического откоса, не способствовала накоплению и сохранности образующихся на них продуктов выветривания. Таким образом, кора выветривания развита только в пределах плато и резко обрывается по мере изменения углов наклона дневной поверхности.

Профиль коры выветривания на месторождении Пинарес-де-Маяри до-



вольно постоянен, несколько изменяется лишь в краевых частях. Наиболее типичный профиль наблюдается в северной части плато (рис. 3) и может быть представлен следующим образом.

1. В основании наблюдаются дезинтегрированные серпентинизированные перидотиты. Макроскопически это плотные, массивные породы, зеленовато-серого, иногда до черного цвета, с прожилками белого, зеленоватого или голубоватого окремнелого керолита. Объемный вес дезинтегрированных серпентинитов от 2,11 до 1,97 г/см^3. В шлифах видно, что главным минералом является серпентин, формирующий типичную сетчато-ячеистую текстуру породы. В ячейках серпентинит желтовато-зеленоватый, почти изотропный. В ряде случаев сохраняются реликтовые зерна оливина и пироксенов. Перегородки, разделяющие ячейки, также сложены серпентином хризотилового состава с примесью лизардита. На отдельных участках сетчато-ячеистая текстура постепенно сменяется микрочешуйчатым серпентином. По трещинам развиты многочисленные прожилки керолита и опала. Рудные минералы представлены хромитом и магнетитом в виде тонкой вкрапленности или мелких прожилков. Химический состав дезинтегрированных пород приведен в табл. 2. Количество никеля в серпентинитах обычно не превышает 0,3%. Интенсивная керолитизация приводит к повышению его содержаний до 1,5%. В этих случаях с зоной дезинтегрированных серпентинитов связаны руды серпентиновой никелевой формации.

2. Выше по профилю развиты выщелоченные серпентинизированные перидотиты. Макроскопически это рыхлые с поверхности и твердые внутри породы зеленовато-серого цвета. Объемный вес их 1,7–1,28 г/см^3. Видимая мощность зоны 0,7–1,0 м. Под микроскопом видно, что главным минералом также является серпентин, имеющий сетчато-ячеистую текстуру. В ячейках серпентин желтовато-зеленый, слабо двупреломляющий. Шнуры перегородок сложены волокнистым хризотилом и пластинчатым лизардитом. Лизардитом сложены также отдельные участки, где сетчато-ячеистая текстура выражена не ясно. В прожилках наблюдаются керолит и опал. Рудные минералы представлены хромитом и магнетитом в виде отдельных зерен, прожилков и мелкой вкрапленности. Вблизи них достаточно широко развиты гидроокислы железа. В верхней части серпентиниты нонтронитизиро-

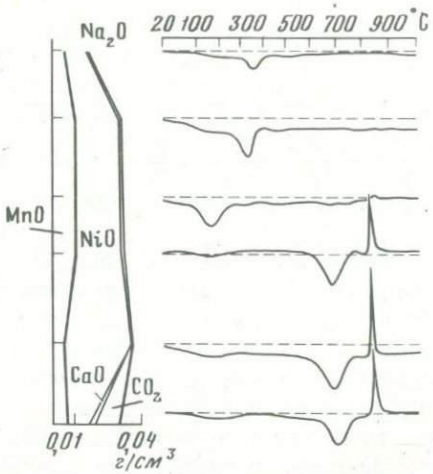


Рис. 3. Геохимическая диаграмма по профилю коры выветривания на месторождении Пинарес-де-Маяри

I – дезинтегрированные ультрабазиты; *II* – выщелоченные ультрабазиты; *III* – нонтрониты; *IV* – структурные охры; *V* – бесструктурные охры с железистыми конкрециями

ваны, но сохраняют сетчато-ячеистую текстуру. Ячейки заполнены либо нонтронитом, либо сапонитом. Наличие нонтронита фиксируется характерным базальным отражением 14,2 Å, которое при насыщении глицерином смещается до 18,4 Å. Хотя нонтронитизация широко распространена на месторождении, зона чистых нонтронитов как таковая обычно отсутствует и наблюдается в редких случаях, как, например, по дороге в Лас-Куэвас. Химический состав пород зоны выщелачивания приведен в табл. 2. Содержания никеля в них меняются до 1,37%. С зоной выщелоченных ультрабазитов обычно связаны руды серпентиновой никелевой либо нонтронит-серпентиновой никелевой формации.

3. Выше по разрезу, обычно непосредственно на выщелоченных серпентинитах, залегает зона структурных охр. Это землистые, рыхлые, пылеватые образования оранжево-желтого цвета. Объемный вес их 1,56–1,05 г/см^3. Мощность зоны 1–10 м. Местами охры сохраняют сетчато-ячеистую текстуру исходных пород. Перегородки ячеек сложены нонтронитизированным серпентинитом, а ячейки выполнены охрами. В минеральном составе преобладает гётит. Приведенные в табл. 2 результаты химического анализа показывают резкое снижение содержаний кремнезема и магния и увеличение – железа и алюминия. Концентрация никеля около 1,5 %. С зоной структурных охр связаны руды гётитовой железо-кобальт-никелевой формации.

4. Заканчивается разрез зоной бесструктурных охр с железистыми конкрециями. Охры темно-красного цвета, в верхней части переполнены железистыми конкрециями, за счет которых объемный вес охр увеличивается до 1,84 г/см^3. Конкреции обычно имеют округлую форму с гладкой блестящей твердой поверхностью темного, нередко черного цвета. Размер конкреций от 1 до 30 мм. Состав их гётитовый, в меньшей степени гематитовый. Сцементированы конкреции обычно рыхлым гётитовым материалом. Однако нередко цемент твердый, и тогда конкреции образуют крупные стяжения – агломераты, имеющие форму округлых блоков. Размер этих стяжений достигает 1–1,5 м, но обычно не превышает 10–20 см. Особенно часто они наблюдаются в центральной части плато в прирусловой части временных водотоков. Общая мощность зоны бесструктурных охр колеблется от 1 до 7 м. Мощность зоны распространения железистых

Таблица 2

Химический состав продуктов коры выветривания ультрабазитов в районе месторождения Пинарес-де-Маяри, вес.%

Порода	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
Дезинтегрированные ультрабазиты	39,2	0,91	7,14	1,63	0,28	32,4	–
Выщелоченные ультрабазиты	36,9	1,1	12,3	1,7	0,47	28,2	–
Выщелоченные нонтронитизированные ультрабазиты	35,7	0,96	26,1	0,69	0,83	10,3	–
Охры структурные	2,67	5,5	70,4	–	1,26	1,0	0,28
" бесструктурные	3,47	3,0	75,37	–	0,32	0,7	–

Таблица 2 (окончание)

Порода	Na_2O	K_2O	NiO	CoO	Cr_2O_3	H_2O^-	H_2O^+
Дезинтегрированные ультрабазиты	0,03	0,02	1,55	0,02	0,92	4,41	10,9
Выщелоченные ультрабазиты	0,03	0,03	1,37	0,03	1,48	3,73	12,1
Выщелоченные нонтронитизированные ультрабазиты	0,06	0,02	1,57	0,04	2,15	11,3	9,0
Охры структурные	0,05	0,03	1,55	0,15	3,1	2,8	10,9
" бесструктурные	0,04	0,04	0,74	0,06	3,1	2,56	10,5

конкреций во многом зависит от глубины проникновения корневой системы растительности, что отмечалось в ряде работ [5, 6, 51]. Тесная взаимосвязь мощности этой зоны коры с современным растительным покровом позволяет предположить молодой (вплоть до современного) возраст образования железистых конкреций. Процессы перераспределения железа приводят к потере никеля и кобальта, содержания которых в этой зоне снижаются соответственно до 0,7 и 0,06% и становятся ниже кондиционных. С зоной бесструктурных охр связаны обычно железные руды гематит-гётитовой формации.

Описанные выше зоны составляют сокращенный профиль коры выветривания, сформированной в условиях интенсивного водообмена. При снижении интенсивности водообмена в краевых, выполаживающихся к югу частях плато можно наблюдать полный керолит-нонтронит-охристый профиль. Примером может служить обнажение в юго-восточной части плато по дороге в Лас-Куэвас, где снизу вверх обнажены следующие зоны.

1. В основании разреза располагается зона дезинтегрированных ультрабазитов. Макроскопически это твердая, плотная порода темно-зеленого до черного цвета, на поверхности которой выделяются блестящие зерна выветрелых пироксенов. Под микроскопом видно, что главным минералом является серпентин, почти полностью заместивший исходный оливин. Текстура породы типично сетчато-ячеистая. Пироксен превращен вторичными изменениями в бастит. Изредка наблюдаются прожилки светло-зеленого кериолита.

2. Выше находится зона выщелоченных серпентинизированных ультрабазитов. Эти породы макроскопически зеленовато-желтого цвета, мягкие, рыхлые, легко ломаются в руках. Они образуют округлые блоки различных размеров, которые с поверхности выщелочены и слабо нонтронитизированы, а внутри достаточно плотные и сложены менее выщелоченными породами. Поверхность этих блоков шероховатая и мягкая, но сохраняет полностью структурно-текстурные особенности исходных пород. Размеры блоков выщелоченных нонтронитизированных ультрабазитов достигают нередко больше 1 м в диаметре. Общая мощность зоны выщелоченных ультрабазитов составляет 2 м.

3. Выше по профилю наблюдается зона нонтронитов, включающая ядрообразные блоки выщелоченных ультрабазитов. Переход выщелоченных ультрабазитов в нонтрониты очень постепенный. Приблизительная граница проходит обычно по поверхности блоков выщелоченных серпентинитов. Нонтрониты имеют темно-зеленую окраску, часто с желтым восковидным оттенком на свежем изломе. Нонтрониты мягкие, пластичные, в руках легко разминаются. Зона нонтронитов не выдержана по мощности и нередко уменьшается за счет образования карманов, выполненных охрами. Мощность зоны нонтронитов около 4 м.

4. Выше по разрезу следует зона структурных охр, рыхлых, землистых, но сохраняющих сетчатую структуру материнских пород. Цвет охр оранжево-желтый. Переход нонтронитов в зону охр также очень постепенный, и резкую границу между ними установить трудно. Мощность зоны структурных охр достигает 3 м.

5. Заканчивается профиль зоной бесструктурных охр темно-красного цвета с многочисленными конкрециями гематит-гётитового состава. Конкреции сцементированы рыхлыми пылеватыми охрами.

В составе рудного комплекса месторождения Пинарес-де-Маяри выделяются образования двух рудных парагенезисов: 1) оксидный с гематит-гётитовым железистым и гётитовым железо-кобальт-никелевым формационными типами; 2) силикатный с преобладанием серпентиновой никелевой формации. Главное промышленное значение имеют руды гётитовой железо-кобальт-никелевой формации.

В общем виде площадь месторождения совпадает с площадью распространения коры выветривания, сплошным покровом покрывающей плато. Однако пологие современные долины ручьев и временных водотоков разбивают месторождения на ряд залежей. В разрезе залежи имеют форму пластообразных субгоризонтальных тел с плавной верхней границей, повторяющей рельеф местности, и довольно ровной нижней поверхностью. Лишь местами ровная поверхность подстилающих исходных пород осложнена тектонически ослабленными зонами, по которым мощность рудных тел увеличивается.

Таблица 3

Усредненный химический и минеральный состав руд месторождения Пинарес-де-Маяри, вес.%

Рудная формация	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO
Гематит-гётитовая железорудная	3,2	0,12	13,1	63,9	0,64	0,87	0,62
Гётитовая железо-кобальт-никелевая	5,47	0,1	5,46	67,3	1,01	1,91	1,36
Серпентиновая никелевая	32,11	–	3,80	29,1	0,39	15,13	1,5

Размеры залежей различны – от 0,01 до 40 км^2. Мощность от 1 до 10 м. Наибольшие мощности отмечаются в северо-восточной и юго-восточной частях месторождения. Рудные формации сменяют друг друга в разрезе сверху вниз – от гематит-гётитовой до серпентиновой никелевой. Однако в ряде случаев какая-либо из формаций может отсутствовать и в залежи образуются "окна" – обнажаются либо подстилающие формации, либо породы материнского субстрата.

Руды гематит-гётитовой формации представлены темно-красными охрами с большим количеством железистых конкреций. Средняя мощность рудных тел 1,07 м; в центральной части она увеличивается до 2,2 м. Объемный вес руд колеблется от 1,52 до 1,84 т/м^3. В гранулометрическом составе преобладает тонкая фракция 0,063–0,007 мм (61,7%), на втором месте – грубые фракции > 1 мм (15,6%) за счет большого количества железистых конкреций. В химическом составе преобладающее значение имеют Fe_2O_3 – 63,9% и Al_2O_3 – 13,1% (табл. 3). Содержания кремнезема составляют в среднем 3,2%. Концентрации никеля и кобальта в рудах ниже кондиционных – соответственно 0,54 и 0,04%. Поэтому руды этой формации могут быть использованы только как железные. В их минеральном составе преобладает гётит (60–75%), гематита значительно меньше (5–10%). Характерным минералом руд этой формации является гиббсит (10–20%). Количество марганцевых минералов обычно не превышает 1%.

Наиболее важное значение для месторождения имеют оксидные руды гётитовой железо-кобальт-никелевой формации. Они слагают 122 близко расположенные рудные залежи, причем 56% общих запасов руд сосредоточено в восьми из них. Самая крупная залежь расположена в восточной части плато. Мощность руд изменяется от 1 до 6 м, составляя в среднем 2,6 м. Руды представлены структурными охрами, рыхлыми, землистыми, оранжево-желтого цвета. Объемный вес руд 1,25 т/м^3. В гранулометрическом составе преобладает фракция 0,063–0,007 мм (82,7%), на втором месте фракция 0,25–0,1 мм (6,9%). Так же как и в рудах гётит-гематитовой формации, в химическом составе доминирует Fe_2O_3 – 67,3%. Средние содержания Al_2O_3 – 5,5%. Содержания никеля в рудах этой формации в среднем 1,5, а кобальта – 0,23%.

В минеральном составе преобладает гётит (72%), который является глав-

NiO	CoO	Cr_2O_3	Минеральный состав, %
0,54	0,04	2,24	Гётит – 68, гиббсит – 16, галлуазит – 15, гематит – 5, магнетит – 4, хромшпинелиды – 2,5, серпентин – 0,9, марганцевые минералы – 1
1,50	0,23	2,87	Гётит – 72, магнетит – 6,4, гиббсит – 5,4, серпентин – 3,2, хромшпинелиды – 3,01, марганцевые минералы – 1,3
1,58	0,06	0,96	Серпентин – 50–65, нонтронит-сапонит – 20–30, гётит – 20, хромшпинелиды – 1, марганцевые минералы – 0,4

ным минералом-носителем никеля в рудах. Часть никеля связана с магнетитом и марганцевыми минералами, но содержание их в рудах невелико. Кобальт в рудах связан преимущественно с марганцевыми минералами.

Силикатные руды серпентиновой никелевой формации на месторождении Пинарес-де-Маяри имеют подчиненное значение. Хотя они образуют 60 рудных залежей, площадь их невелика и колеблется от 0,02 до 0,4 км^2. Наиболее крупная из них расположена в западной части месторождения. Мощность руд в среднем 2,2 м. Руды представлены сильно выветрелыми разложенными серпентинитами зеленовато-серого цвета. Серпентиниты полностью сохраняют текстурно-структурные особенности исходных пород. По трещинам и в ячейках серпентинитов наблюдаются нонтронит и сапонит. При интенсивной нонтронитизации серпентинитов – руды рыхлые. Твердые руды представлены кусками серпентинитов с сапонитом, развитым в ячейках. Местами серпентиниты обохрены. Объемный вес рыхлых серпентиновых руд составляет 1,49, твердых – 2,11 г/см^3. В гранулометрическом составе рыхлых руд количество фракции 0,063–0,07 мм хотя и преобладает, но составляет всего 27,4%. Роль грубых фракций значительно возрастает. Так, количество фракций $>$ 1 мм достигает 15,4%, фракции 1–0,5 мм – 8,9%, а фракции 0,5–0,25 мм – 10,7%. В твердых серпентиновых рудах доминирует фракция $>$ 1 мм (91,5%).

В химическом составе руд преобладающее значение имеют кремнезем (32,1%) и магний (15,1%). Содержание железа меняется в зависимости от степени обохривания. Среднее содержание никеля выше, чем в оксидных рудах, и составляет 1,58%. В отличие от него содержание кобальта снижается до 0,06%, и руды этой формации становятся однометальными. В вещественном составе преобладают минералы группы серпентина (50–65%). В значительных количествах присутствуют нонтронит и сапонит (20–30%), а также гётит (20%). Главная часть никеля в рудах связана с нонтронитом и сапонитом, меньшая – с гётитом.

Не менее интересные месторождения наблюдаются в других частях приподнятого пенеплена, венчающего горную систему Сагуа-Баракоа. Так, плато Купейяль-дель-Норте представляет собой чрезвычайно перспективный район для поисков оксидных никелевых руд. На всей площади плато, сложенного ультраосновными породами, развита площадная кора выветривания

мощностью 3–5 м. Наличие тектонических нарушений дает основание ожидать увеличения мощностей коры. Сходство петрографического состава, геоморфологических особенностей и гидрогеологических условий массивов Купейяль-дель-Норте и Пинарес-де-Маяри обусловливает сходство вещественного состава, зональности и мощности развитых на них кор выветривания. В обоих случаях коры представлены сокращенным керолит-охристым профилем.

Месторождения, расположенные на поверхности приподнятого пенеплена, можно наблюдать также на плато Пилото (800–900 м), Иберия (500–700 м) и Буэна-Виста (500–600 м).

Плато Буэна-Виста расположено между верховьями рек Нибухон и Баес, имеет площадь 12 км^2 и сложено серпентинизированными ультраосновными породами.

Плато Иберия находится в верховьях рек Хигуани и Нибухон и занимает несколько бо́льшую площадь – 15–20 км^2. Это плато сложено ультрабазитами не полностью, в западной его части развит массив габбро, который, так же как и ультрабазиты, перекрыт мощной корой выветривания. Это дает возможность прогноза в районе плато Иберия значительных по площади бокситоносных кор выветривания.

Широкое развитие рудоносных кор выветривания в восточной части описываемого региона отмечалось в процессе геологической съемки масштаба 1 : 250 000. К сожалению, труднодоступность этих участков и отсутствие естестественных обнажений не позволили к настоящему времени изучить вещественный состав коры выветривания и ее рудоносность. В то же время сходство состава исходных пород, геоморфологических и гидрогеологических особенностей этих новых участков с изученными ранее частями единого поднятия пенеплена позволяет предположить сходство развитых на них кор выветривания. Поэтому имеются все основания рекомендовать участки Купейяль-дель-Норте, Иберия и Буэна-Виста как районы, благоприятные для дальнейших поисков и разведки месторождений оксидных руд гётитовой железо-кобальт-никелевой формации.

Месторождения холмистых, интенсивно расчлененных предгорий

В районе Никаро, в пределах северных склонов горной системы Сьерра-Кристаль, расположена группа месторождений, имеющих важное практическое значение. Состав руд этих месторождений преимущественно силикатно-никелевый. Отличительной чертой, имеющей важное значение для формирования руд, является рельеф района, сформированный в результате сочетания сложных процессов эрозии, денудации и в меньшей степени абразии.

Эрозионно-денудационные процессы привели к образованию в районе двух комплексов рельефа: 1) низкогорный, интенсивно расчлененный рельеф, включающий зоны месторождений Рамона, Сан-Хуан, Белла-Мария, верхние части Соль-Либано, Карлота и др.; 2) рельеф низких и пологих холмов, интенсивно расчлененных, включающих месторождения Окухаль, нижние части Соль-Либано, Марти, Левиса и др. Первый образован в результате расчленения поверхности выравнивания с абсолютными отметками

300–500 м, второй – 100–300 м. Установление этих поверхностей в современном рельефе затруднено интенсивной расчлененностью. Все же в некоторых местах они сохраняются в виде реликтов, как, например, на участках Белла-Мария и Рамона (верхняя ступень) или на Окухаль – более низкая поверхность.

Интенсивность расчленения рельефа достигает в горизонтальной плоскости 500–700 м и в вертикальной 100–200 м для первого комплекса и 20–50 м для второго. Плотная сеть поверхностных водотоков расчленяет регион на ряд небольших холмов с пологими склонами и выположенными водоразделами. Долины ручьев в верхнем течении имеют V-образную форму. В нижнем течении долины расширяются и часто меняют свое направление от субмеридионального до субширотного, что связано с наличием сети прототектонических нарушений, вдоль которых эрозия шла более интенсивно. Наличие сети таких нарушений особенно хорошо видно на отработанных участках месторождения Соль-Либано, где твердые выщелоченные или дезинтегрированные ультрабазиты сохраняют структуру ромбоэдрических блоков, ограниченных прототектоническими нарушениями.

Кора выветривания почти сплошным покровом перекрывает все элементы рельефа – как выположенные водоразделы, так и пологие склоны, углы которых не превышают 30–35°. Средняя мощность коры выветривания составляет 5–10 м. Наибольшие мощности приурочены к нижним частям склонов в местах их выполаживания. Наличие тектонических зон дробления приводит к образованию "карманов" мощностью до 20 м, как, например, на участке месторождения Рамона.

Среднее количество атмосферных осадков в районе составляет 1800–1600 мм/см^2/год. Меньшее количество атмосферных осадков и более низкие абсолютные отметки рельефа по сравнению с предыдущим районом приводят к снижению интенсивности водообмена и затрудняют фильтрацию подземных вод. Поэтому рассматриваемый район характеризуется среднеинтенсивным водообменом, который наиболее благоприятен для постепенного и полного протекания процессов выветривания и приводит к формированию полного керолит-нонтронит-охристого профиля выветривания.

Типичный разрез коры выветривания полного профиля наблюдается в районе Никаро на месторождении Соль-Либано (рис. 4). Там снизу вверх обнажаются следующие зоны.

1. Зона массивных серпентинизированных ультрабазитов, дезинтегрированных или слабо выщелоченных. Макроскопически они представлены массивными, плотными породами, разбитыми на блоки. Цвет пород изменяется от светло-серого до темно-серого, почти черного с зеленоватым оттенком. В шлифах отчетливо видна сетчато-петельчатая текстура серпентинитов. Химический состав дезинтегрированных серпентинитов представлен в табл. 4.

2. Зона выщелоченных серпентинитов, рыхлых, разламывающихся в руках, но сохраняющих текстурно-структурные особенности исходных пород. Цвет их обычно желтовато-серый, часто с грязно-зеленым оттенком. Мощность зоны достигает 3–5 м. Поверхность блоков выщелоченных серпентинитов часто нонтронитизирована. Нонтронитизация развита по трещинам между блоками, нередко и под ними. Под микроскопом наблюдается сохранность сетчато-петельчатой текстуры серпентинитов. Ячейки выполнены

Таблица 4

Химический состав продуктов коры выветривания ультрабазитов на месторождении Соль-Либано, вес.%

Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
Дезинтегрированные серпентиниты	40,0	Сл.	–	5,94	1,4	0,26
Выщелоченные серпентиниты	39,7	–	2,8	16,9	0,7	0,18
Нонтроиты	41,4	Сл.	2,9	25,6	–	0,11
Структурные охры	1,9	0,075	5,68	70,3	–	0,47
Бесструктурные охры	6,9	0,02	8,84	66,6	–	0,9

светло-зеленым нонтронитом. Химический состав выщелоченных серпентинитов представлен в табл. 4.

3. Вверх по разрезу нонтронитовые прожилки сливаются в единую зону нонтронитов – массивных, пластичных, зеленовато-бурого цвета с желтым восковидным оттенком на свежем изломе. Мощность зоны нонтронитов колеблется от 1 до 17 м. В шлифах нонтронит темно-буро-зеленого цвета, местами сохраняет текстуру серпентинитов, местами микрочешуйчатый. Химический состав нонтронитов приведен в табл. 4.

4. Зона нонтронитов постепенно переходит в зону рыхлых структурных охр от желто-бурого до красновато-бурого цвета. Мощность зоны варьирует от 1 до 16 м. Главным породообразующим минералом охр является гётит, диагностика которого подтверждается термическим и рентгеноскопическим анализами. Химический состав охр приведен в табл. 4.

5. Разрез коры выветривания завершается зоной бесструктурных охр темно-красного цвета, содержащих большое количество железистых конкреций. В минеральном составе наряду с преобладающим гётитом отмечается достаточное количество гематита. Мощность зоны колеблется от 0,5

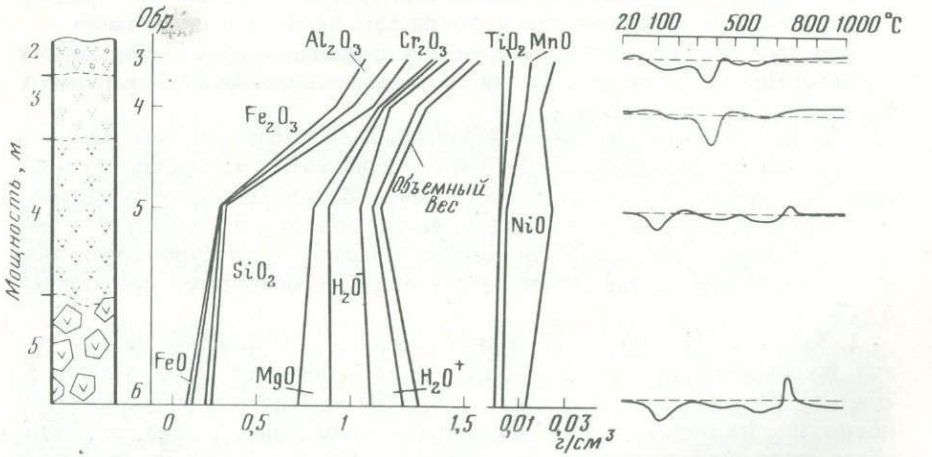


Рис. 4. Геохимическая диаграмма по профилю коры выветривания на месторождении Соль-Либано

Обозначения см. рис. 3

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	CoO	Cr_2O_3	H_2O^-	H_2O^+
36,6	–	0,01	0,002	0,32	0,01	0,36	2,6	11,7
14,7	–	0,03	0,01	1,0	Не опр.	1,25	13,0	9,2
6,9	0,27	–	–	1,66	"	1,8	13,0	7,0
0,43	0,15	–	–	1,33	"	6,2	2,8	10,7
0,87	0,17	0,02	0,12	0,81	"	3,0	3,4	8,1

до 5 м. Химический состав продуктов выветривания этой зоны представлен в табл. 4.

Описанный профиль распространен в пределах месторождения далеко не повсеместно. По мере увеличения крутизны склонов и увеличения абсолютных отметок рельефа мощность коры выветривания и ее отдельных зон сокращается. При этом зона нонтронитов иногда сокращается до полного выпадения из разреза и полный профиль коры сменяется сокращенным. Такие примеры встречаются в южной части района вдоль дорог от месторождения Соль-Либано к Лос-Мулос и от Окухаль к Рамоне. Там по мере перехода от рельефа холмистых предгорий к более высоким поверхностям выравнивания полный керолит-нонтронит-охристый профиль сменяется сокращенным керолит-охристым. Там, где склоны имеют еще большую крутизну, наблюдается неполный профиль, представленный зонами дезинтеграции и выщелачивания, а ниже – линзы и шлейфы рыхлых охристых пролювиально-делювиальных отложений.

Руды месторождений в районах холмистых, сильно расчлененных предгорий относятся к трем рудным формациям: 1) гематит-гётитовой железорудной; 2) гётитовой железо-кобальт-никелевой; 3) нонтронитовой никелевой. Руды первой формации распространены в меньшей степени, чем в районах платообразных низких гор. Руды представлены охристыми образованиями, не сохранившими текстурные особенности исходных пород, с большим количеством железистых конкреций. Количество их увеличивается снизу вверх. В нижней части зоны преобладают тонкие фракции ($<$ 0,05 мм). В верхней части содержание песчанистых и более грубых фракций значительно возрастает за счет увеличения количества железистых конкреций. Мощность руд этой формации колеблется в пределах 0,5–5 м. Среднее содержание Fe_2O_3 составляет 43, а никеля – 0,53%. В минеральном составе руд преобладает гётит (50–70%), присутствуют гиббсит и галлуазит (10–15%), хромшпинелиды (8%), магнетит (3%), минералы марганца (2–3%).

Руды гётитовой железо-кобальт-никелевой формации распространены на месторождениях почти повсеместно. Они представлены структурными охрами темно-желтого и красновато-оранжевого цветов. В верхней части они содержат некоторое количество железистых конкреций. Содержание Fe_2O_3 составляет 41,7%, а количество никеля увеличивается по сравнению с гематит-гётитовыми рудами в среднем до 1,34%. Преобладают тонкие

фракции (< 0,05 мм). Мощность руд колеблется от 1 до 16 м. В минеральном составе руд преобладает гётит (60–70%), присутствуют также галлуазит (10–20%), реликтовые минералы группы серпентина (5–10%), нонтронит (5–8%), хромшпинелиды (3–5%), магнетит (3–5%).

Руды нонтронитовой никелевой формации представлены глинистыми образованиями зеленовато-серого, желтовато-зеленого и темно-зелено-бурого цветов. Руды рыхлые, пластичные. В гранулометрическом составе преобладают тонкие фракции. Содержание Fe_2O_3 сокращается до 16,2%, в то время как количество никеля возрастает до 1,54%. Мощность этих руд довольно изменчива и колеблется от 1 до 17 м. В вещественном составе преобладают нонтронит и нонтронитизированный серпентинит (50–60%), гидроокислы железа составляют 10%, минералы марганца – 2, хромшпинелиды – 2%.

В отличие от других рудных районов Кубы руды нонтронитовой никелевой формации в районе Никаро по своему промышленному значению не уступают рудам гётитовой железо-кобальт-никелевой формации.

Месторождения высоких абразионных террас

Наиболее типичным представителем этой морфологической подгруппы является месторождение Камариока. Оно расположено к юго-востоку от пос. Моа между реками Моа и Кайо-Гуам, на северных склонах Сьерра-Кучильяс. С севера приблизительно на высотах 200–300 м оно граничит с месторождением Пунта-Горда. С юга границей месторождения является плато Пилото с абсолютными отметками 800–900 м. Месторождение Камариока подразделяется на три участка: Северный, Восточный и Южный (рис. 5). Северный отделен от Восточного долиной р. Ягрумахе, протекающей в субмеридиональном направлении. Южный участок отделяется от Северного руч. Арройон, впадающим в р. Моа.

В пределах месторождения рудоносная кора выветривания площадного типа почти сплошь покрывает площадь около 200 км^2. Кора выветривания расположена на выположенных водораздельных пространствах, характерных для северных склонов массива Сагуа-Баракоа. В пределах месторождения эти поверхности образуют серию ступенчатых поднятий, слабо наклоненных с юга на север. Происхождение их связывалось рядом авторов с блоковой тектоникой. На самом деле эти поверхности представляют собой реликты абразионных террас, которые прослеживаются вдоль побережья на северных склонах горной системы Сагуа-Баракоа и четко коррелируются с классическими террасами мыса Майси, описанными Исааком де Корралем [68]. Эти террасы начали формироваться с плиоцена, когда в районе установился режим общего медленного поднятия. Абразионное происхождение этих поверхностей подтверждается их расположением, параллельным современной береговой линии, и присутствием только на северных склонах горной системы. Абразионные поверхности расчленяются антецедентными долинами рек Моа, Ягрумахе, Кайо-Гуам, которые текут в субмеридиональном направлении, вдоль крупных тектонических нарушений.

Мощные рудоносные коры выветривания развивались по породам офиолитового комплекса, представленным главным образом ультрабазитами гарцбургитового состава. Среди них встречаются довольно крупные

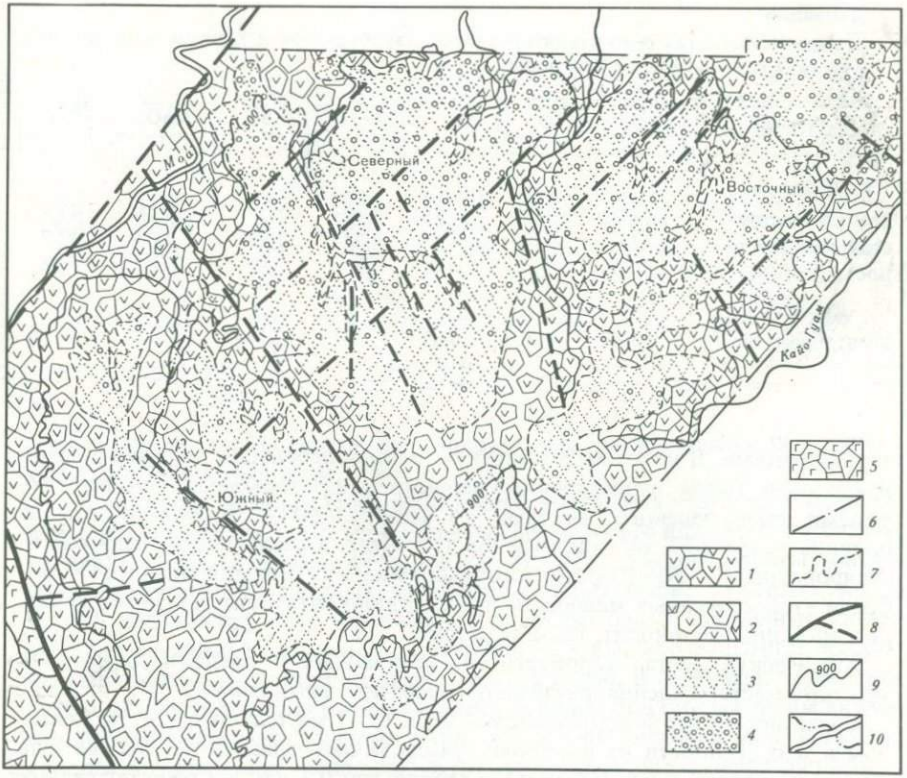


Рис. 5. Схематическая карта месторождения Камариока

1 – дезинтегрированные ультрабазиты; *2* – выщелоченные ультрабазиты; *3* – структурные охры; *4* – бесструктурные охры; *5* – дезинтегрированные основные породы; *6* – границы месторождения; *7* – геологические границы; *8* – тектонические нарушения; *9* – горизонтали; *10* – речная сеть

ксенолиты пород другого состава, вовлеченные в комплекс в процессе меланжа. Эти породы были вовлечены в тектонические движения, вероятно, ь посткампане–предмаастрихте, о чем свидетельствуют грубообломочные продукты, обнаруженные впервые в маастрихтских молассах. В маастрихте, очевидно, существовали условия для формирования первой древней коры выветривания по ультрабазитам. Различные генерации кор выветривания, образовавшиеся позднее в ходе геологической истории, можно устанавливать по продуктам их переотложения в грубообломочных терригенных осадках различного возраста, накапливающихся по периферии горных массивов Нипе-Кристаль и Моа-Баракоа.

В конце, миоцена в регионе возобновилась тектоническая активизация с медленными постепенными поднятиями, что создало благоприятные условия для формирования коры выветривания, которая наблюдается в настоящее время.

Район месторождения Камариока отличается от других более интенсивной серпентинизацией ультраосновных пород, которая увеличивается в направлении от Южного участка к Северному.

Перидотиты, слагающие все три участка, представлены главным образом

Таблица 5

Химический состав серпентинизированных гарцбургитов и дунитов на различных участках месторождения Камариока, вес.%

Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
Гарцбургиты							
Южный участок	38,77	0,02	0,88	8,40	0,50	0,11	47,4
Северный участок	37,1	0,01	0,87	8,04	0,48	0,07	37,7
Восточный участок	39,36	0,01	0,41	5,27	2,52	0,12	40,6
Дуниты							
Южный участок	35,49	0,01	0,61	7,18	2,19	0,11	43,26

гарцбургитами. В некоторых местах встречены небольшие тела лерцолитов и верлитов. Слабо выщелоченные перидотиты представлены плотными породами темно-зеленого, местами до черного цвета. Порода состоит из оливина – 60–70%, ортопироксенов (энстатит, в различной степени баститизированный) – 30–40%. Акцессорный минерал – хромшпинелид (1–2%). Среди второстепенных минералов присутствуют антигорит, хризотил, лизардит, тремолит, актинолит, тальк и хлорит.

Химический состав гарцбургитов, отобранных в пределах различных участков месторождения, различается незначительно (табл. 5).

Среди перидотитов встречаются тонкие (2–3 м) тела дунитов. На Северном и в особенности на Восточном участках наблюдаются небольшие тела плагиоперидотитов (до 0,2 км^2) и габбро (до 0,1 км^2). Среди последних различают нормальные и оливиновые габбро, а также габбро-троктолиты. Плагиоперидотиты расположены обычно в зоне контакта перидотитов и габбро. В восточном секторе встречено небольшое тело андезитовых порфиритов, а в северном – диабазов.

На сложном гетерогенном субстрате развита мощная площадная кора выветривания, которая отсутствует только на крутых склонах долин рек и ручьев, дренирующих район (рис. 6), где обнажаются дезинтегрированные, интенсивно трещиноватые породы. В целом кора выветривания, развитая на месторождении, сформирована in situ и характеризуется сокращенным профилем. В обобщенном виде его можно описать следующим образом.

1. Зона дезинтегрированных ультрабазитов представлена слабо измененными, свежими, плотными породами, интенсивно трещиноватыми, темно-зеленого, местами до черного цвета. По тонким трещинам наблюдаются прожилки серпофита и керолита. Трещиноватость пород возрастает снизу вверх. Зона дезинтегрированных ультрабазитов распространена повсеместно под покровом рыхлой коры выветривания, но обнажается на поверхности лишь в некоторых местах. Мощность зоны непостоянна (от 1 до 10 м), наибольшие ее значения отмечаются в зоне тектонических нарушений. Обычно эта зона безрудна. По существующей номенклатуре к ней могут быть приурочены забалансовые твердые серпентинитовые руды. Концентрация никеля в них связана с тонкими прожилками инфильтрационного нике-

	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	CoO	Cr_2O_3	P_2O_5	П.п.п.	Сумма
	0,19	0,11	0,02	0,65	0,016	0,31	0,08	11,92	99,36
	0,11	0,02	Сл.	0,39	0,011	0,33	0,07	14,72	99,97
	Сл.	0,13	0,03	0,37	0,008	0,93	0,05	11,11	99,94
	,,	0,11	0,03	0,48	0,012	0,36	0,06	9,4	99,30

левого керолита либо со слабым обохриванием и нонтронитизацией, развитыми по тонким трещинам.

2. Зона выщелоченных слабо нонтронитизированных ультрабазитов представлена пористыми, легкими породами светло-серого или зеленовато-серого цвета. Породы сильно трещиноваты. По сети трещин развиты тонкие прожилки инфильтрационных минералов – карбонатов, серпофита, керолита. В обнажениях часто наблюдаются округлые блоки, сложенные в центре более свежими породами, а с поверхности – выщелоченными и нонтронитизированными. Нонтронитизация развита слабо. В ассоциации с нонтронитом наблюдаются кристобалит и феррисапонит. Под бинокуляром видно, как первый замещает серпентин в шнурах, ограничивающих ячейки. Пространство внутри ячеек выполнено желтым восковидным феррисапонитом. По трещинам между блоками выщелоченных серпентинитов развито интенсивное обохривание. В верхней части зоны трещины сливаются и постепенно переходят в зону структурных охр. Мощность зоны выщелоченных ультрабазитов в среднем 2–4, достигая по зонам разломов 13 м. С этой зоной связаны серпентинитовые твердые и рыхлые руды, большей частью забалансовые.

3. Зона структурных охр представлена рыхлыми, землистыми образованиями желто-бурого и красновато-бурого цветов, сохраняющими текстуру материнских пород. В охрах обычно присутствуют скопления псиломелана в виде гнезд и тонких прожилков. Вкрапленность хромшпинелидов развита по всей массе охр. Зона охр распространена повсеместно. Средняя ее мощность 1,5–6,5, в отдельных местах 12 м. Отмечается тесная взаимосвязь между зоной структурных охр и зоной выщелоченных нонтронитизированных ультрабазитов. По мере возрастания мощности зоны структурных охр мощность зоны выщелоченных ультрабазитов сокращается, и, наоборот, увеличение в профиле зоны выщелоченных серпентинитов сопровождается уменьшением зоны охр. С зоной структурных охр связаны главные запасы балансовых никелевых руд месторождения. Гораздо реже в местах, где кора выветривания развита не по перидотитам, а по другим типам горных пород, к зоне структурных охр приурочены забалансовые никелевые руды.

4. Зона бесструктурных охр с железистыми конкрециями расположена непосредственно на предыдущей и связана с ней постепенными переходами.

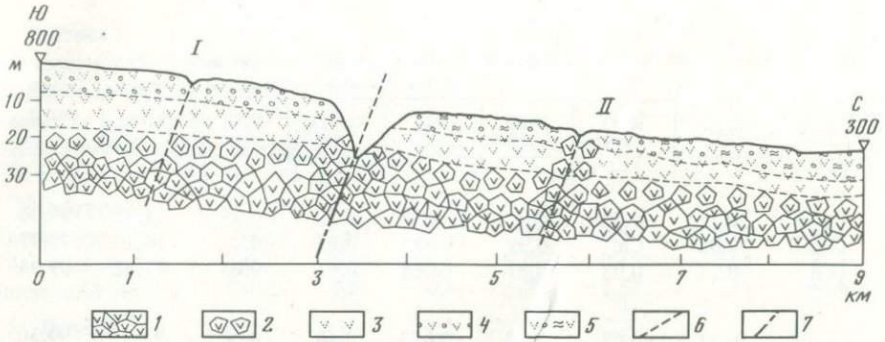


Рис. 6. Геологический разрез месторождения Камариока

I – Южный участок; *II* – Северный участок; *1* – дезинтегрированные ультрабазиты; *2* – выщелоченные ультрабазиты; *3* – структурные охры; *4* – бесструктурные охры с железистыми конкрециями; *5* – переотложенные охристо-глинистые продукты выветривания; *6* – геологические границы; *7* – тектонические нарушения

Охры представлены плотными, землистыми образованиями темно-бурого до красновато-фиолетового цвета, не сохранившими структуру исходных пород. По всей массе распространены железистые конкреции, количество которых возрастает снизу вверх. В верхней части профиля они образуют горизонт кирасы, где железистые конкреции сцементированы гидроокислами железа в твердые каменистые блоки. Мощность зоны бесструктурных охр 1–6 м. С этой зоной местами тесно связаны продукты переотложения коры выветривания, имеющие пролювиально-делювиальный характер. Они представлены охристо-глинистыми образованиями различного цвета – от темного красно-бурого до светло-желтого и светло-коричневого. Нередко в них наблюдается тонкая субгоризонтальная слоистость. Мощность этих отложений 1,5–2,5 м. Картирование таких охристо-глинистых образований представляет большую трудность, так как с поверхности они почти неотличимы от бесструктурных охр, за счет эрозии которых сформировались. В то же время отмечается четкая закономерность увеличения мощности переотложенных продуктов выветривания в направлении с юга на север, от более высоких участков месторождения к более низким. Такая же закономерность была установлена и для месторождения Пунта-Горда, расположенного в том же районе на более низких абсолютных отметках, чем месторождение Камариока. С горизонтом бесструктурных охр и продуктами их переотложения связаны железные балансовые руды.

В целом в составе рудного комплекса месторождения Камариока можно выделить три рудные формации: 1) гематит-гётитовую железорудную; 2) гётитовую железо-кобальт-никелевую; 3) нонтронит-серпентиновую никелевую.

Руды гематит-гётитовой формации приурочены к верхней части профиля коры выветривания, представленной бесструктурными охрами и продуктами их переотложения. Руды, начиная с поверхности и до глубины 0,5 м, преимущественно состоят из железистых конкреций. Последние распространены по площади месторождения неравномерно. На Северном и Восточном участках их количество колеблется от 20 до 50, иногда до 60% общего объема руд, на Южном участке – не превышает 10, редко достигая 15%.

Это связано с бо́льшим развитием процессов переотложения железных руд в пределах Северного участка по сравнению с Южным, расположенным на более высоких гипсометрических отметках. Охристая и охристо-глинистая части руд представлены рыхлыми образованиями от темно-коричневого и красно-фиолетового до желтовато-бурых тонов. Часто можно видеть тонкую стратификацию различно окрашенных прослоев глинистых охр.

Объемный вес руд в среднем 1,37 г/см^3. В минеральном составе руд обычно преобладает гётит-гидрогётит: 57,2% на Восточном и Северном участках и 67% на Южном. Количество гиббсита там составляет всего 15,3%, в то время как на Восточном участке оно достигает 24,8%. Из других минералов повсеместно распространены хромшпинелиды (5,5%). Количество других минералов (магнетита, гематита, марганцевых минералов) колеблется в пределах 1–4%.

Химический состав руд этой формации представлен в табл. 6. Изменения химического состава руд на различных участках месторождения соответствуют различиям их минерального состава. Содержания никеля в рудах всех участков достаточно постоянны и не превышают 0,72%.

Руды гётитовой железо-кобальт-никелевой формации включают главные запасы месторождения. Они представлены структурными охрами, рыхлыми, местами землистыми, но сохраняющими структурно-текстурные особенности материнских пород. В гранулометрическом составе преобладают глинистые микропелитовые фракции (91–95%), алевритовые фракции не превышают 2, а песчанистые 1,5%. Объемный вес руд в среднем 1,09 г/см^3.

В минеральном составе преобладает гётит-гидрогётит (55,5–84%). Его среднее содержание в рудах Южного участка составляет 64,2%, Северного – 70,2, Восточного – 71,2%. Содержание гиббсита в рудах колеблется от 9,2 до 17,4%. Магнетит, хромшпинелиды и минералы марганца встречаются в рудах примерно в одинаковых количествах (в сумме 12–13%). Реликтовые минералы группы серпентина составляют обычно 6,7%, и только на Южном участке их содержание достигает 10%.

Химический состав руд гётитовой железо-кобальт-никелевой формации представлен в табл. 6. Преобладающее значение в составе руд имеет трехвалентное железо, содержание которого колеблется от 61 до 65%. Содержание алюминия значительно снижается по сравнению с гематит-гётитовыми рудами (8–9%), а никеля, напротив, возрастает (1,4–1,8%). Увеличивается также количество кобальта (0,12–0,15%).

Руды нонтронит-серпентиновой никелевой формации, несмотря на повсеместное распространение, имеют на месторождении меньшее практическое значение, чем руды предыдущей формации. Они представлены выщелоченными слабо нонтронитизированными ультрабазитами. Макроскопически это легкие, пористые, местами песчанистые, местами глинистые породы, сохраняющие структурно-текстурные особенности исходных ультрабазитов. Цвет их меняется от светло-серого до темно-серого, иногда зеленовато-серого. Гранулометрический анализ показывает, что руды на 70–80% состоят из макропелитовых фракций. Алевритовые и песчанистые фракции составляют 15–30%. В более твердых рудах роль грубых фракций возрастает и содержание их может достигать 55%. Объемный вес рыхлых руд составляет 0,9, а твердых 1,5 г/см^3.

В минеральном составе преобладают серпентин и нонтронит, количество

Таблица 6

Усредненный химический состав руд на различных участках месторождения Камариока, вес.%

Рудная формация	Участок	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
Гематит-гётитовая железорудная	Северный	4,14	0,27	12,47	63,96	0,18	0,65	1,64
	Восточный	1,86	0,34	14,84	64,43	0,14	0,69	0,61
	Южный	5,70	0,22	13,85	59,32	0,75	0,69	1,97
Гётитовая железо-кобальт-никелевая	Северный	5,50	0,1	8,77	63,96	0,14	0,91	2,67
	Восточный	4,08	0,12	8,84	65,11	0,11	1,50	2,38
	Южный	6,55	0,11	9,4	61,69	0,38	0,81	2,74
Нонтронит-серпентиновая никелевая	Северный	21,95	0,07	6,31	38,36	0,26	0,70	15,14
	Восточный	21,93	0,09	6,63	31,5	0,34	0,59	14,12
	Южный	25,47	0,14	6,06	37,4	0,66	0,49	13,49
Серпентиновая никелевая	Восточный	37,46	0,04	1,79	12,27	0,80	0,17	31,34
	Южный	37,70	0,15	3,38	12,53	1,91	0,24	29,43

которых составляет в среднем 46% для Восточного, 50% для Северного и 43,9% для Южного участков. Количество гётита-гидрогётита в рудах этих участков не превышает соответственно 40, 35 и 38%. Хромшпинелиды, магнетит, минералы марганца, кварц, а в Северном и Южном участках – гиббсит не превышают в сумме 3%.

Химический состав руд представлен в табл. 6. По сравнению с другими рудными формациями содержание кремнезема в них значительно увеличивается, а железа и алюминия – сокращается. Концентрация никеля в рудах этой формации максимальная (1,5–1,9%). В то же время количество кобальта резко уменьшается и становится ниже кларкового.

Преобладание в составе рудного комплекса гётитовой железо-кобальт-никелевой формации, наблюдаемое на месторождении Камариока, свойственно всем месторождениям региона, приуроченным к высоким абразионным террасам. Аналогичным составом минеральных ассоциаций характеризуются верхние участки месторождения Моа, а также месторождения Атлантик, Яманигуэй и др. Состав рудного комплекса месторождений высоких абразионных террас в значительной степени похож на состав месторождений, расположенных на низких платообразных горах. Это сходство обусловлено близостью геоморфологических, гидродинамических и гидрогеохимических условий.

Месторождения низких абразионных террас

Наиболее типичным примером этой морфологической подгруппы является месторождение Ла-Дельта. Оно расположено на северных склонах Сьерра-де-Моа и ограничено с запада р. Кайо-Гуам, а с востока – р. Кесигуа. На севере границей месторождения является крупный массив габ-

CaO	Na_2O	K_2O	NiO	CoO	Cr_2O_3	P_2O_5	П.п.п.	Сумма	Объемный вес, г/см^3
0,23	0,21	0,08	0,69	0,056	2,16	0,07	12,83	99,64	1,37
0,09	0,22	0,06	0,72	0,032	2,15	0,06	13,67	100,03	1,37
0,19	0,22	0,07	0,69	0,089	2,38	0,08	13,70	99,96	1,23
0,20	0,22	0,05	1,81	0,129	2,57	0,07	12,92	99,94	1,06
0,13	0,19	0,06	1,48	0,156	2,77	0,06	13,06	99,86	1,09
0,12	0,22	0,06	1,47	0,126	2,74	0,07	13,23	99,74	1,50
0,25	0,15	0,06	1,90	0,065	1,85	0,05	12,3	99,41	0,97
0,11	0,17	0,07	1,87	0,075	1,93	0,04	12,24	99,73	0,95
0,50	0,20	0,04	1,53	0,057	1,21	0,05	11,32	99,82	0,83
0,05	0,21	0,08	1,94	0,025	0,72	0,04	12,61	99,55	1,5
0,72	0,08	0,05	1,53	0,030	1,34	0,04	10,70	99,33	1,5

бро Кемадо-дель-Негро, а на юге – притоки р. Кайо-Гуам. Месторождение вытянуто в виде узкой полосы субмеридионального простирания. Поверхность рельефа имеет абсолютные отметки от 400 до 80 м. В этих пределах выделяется пять выположенных ступеней, слабо наклоненных с юга на север. Ступени отделяются друг от друга уступами и представляют собой абразионные террасы. Высотные отметки их совпадают с отметками террас месторождения Пунта-Горда и вместе с ними входят в единую систему абразионных поверхностей, обрамляющих северо-восточное побережье Кубы.

Кора выветривания повсеместно распространена на этих поверхностях и отсутствует только на крутых склонах V-образных долин, ограничивающих месторождение. В отличие от других месторождений кора выветривания месторождения Ла-Дельта развита по гетерогенному субстрату. Кроме обычных серпентинизированных гарцбургитов, в состав материнских пород входят дуниты, плагиоперидотиты, габбро, образующие единый офиолитовый комплекс (рис. 7). Контакты перидотитов и габбро тектонические. Гетерогенность материнских пород обусловливает различную степень рудоносности развитой на них коры выветривания, конфигурацию рудных тел и содержание в них полезного компонента.

Наиболее благоприятным субстратом являются гарцбургиты, состоящие на 60–70% из оливина и на 30–40% из баститизированного энстатита. Хромшпинелиды и магнетит составляют 1–2%. Гарцбургиты в различной степени серпентинизированы. Вторичные минералы представлены хризотилом, лизардитом, тремолитом, актинолитом, тальком и хлоритом.

Второе место занимают дуниты, обычно сильно серпентинизированные. Они состоят из оливина и лизардита, в виде рассеянных зерен встречаются хромшпинелиды и магнетит. Серпентин образует сетчатую тексту-

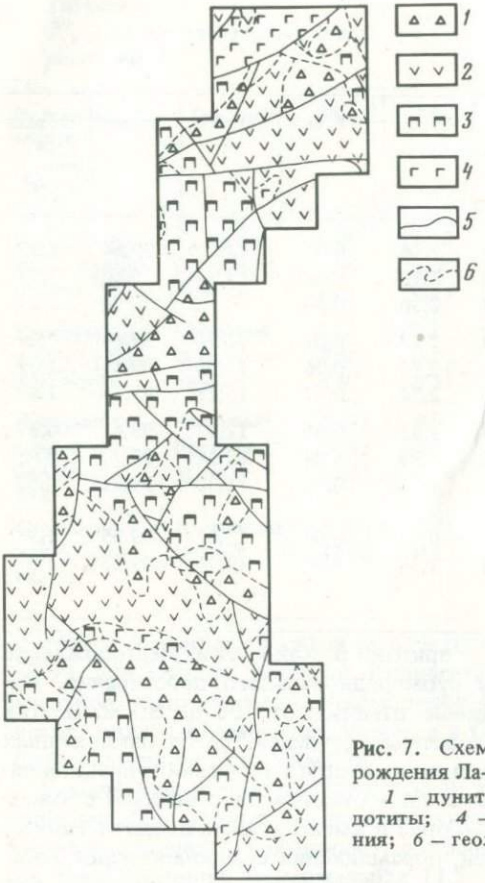


Рис. 7. Схематическая геологическая карта месторождения Ла-Дельта

1 – дуниты; *2* – перидотиты; *3* – плагиоперидотиты; *4* – габбро; *5* – тектонические нарушения; *6* – геологические границы

ру, в ячейках которой сохраняются реликтовые зерна оливина. Иногда серпентинизация развита настолько интенсивно, что оливин практически не наблюдается.

В составе субстрата встречаются также серпентинизированные лерцолиты, состоящие из оливина, орто- и клинопироксенов и акцессорных минералов, представленных хромшпинелидами и магнетитом. Эти породы отличаются от гарцбургитов более высоким содержанием клинопироксенов (диопсида), составляющего иногда 50%.

Наблюдаются также серпентинизированные верлиты, состоящие из оливина и клинопироксенов с редкими включениями кристаллов ортопироксена и плагиоклаза (< 1%).

Нередко лерцолиты и верлиты содержат большее количество плагиоклазов и образуют плагиоклазиты с псевдопорфировой и сетчатой текстурой.

Среди габброидов преобладает оливиновое габбро, состоящее из плагиоклаза–лабрадора (60–70%), клинопироксенов (20–25%) и оливина (10–15%).

На всех породах развит единый площадной покров коры выветривания,

сформированный in situ (рис. 8), характерной чертой ее является повышенное содержание гиббсита, обусловленное наличием плагиоклазов в материнских породах. На более высоких участках месторождения преобладают коры выветривания сокращенного профиля. На более низких террасах, где интенсивность водообмена снижается до среднеинтенсивного, развит полный профиль коры выветривания. Мощность коры выветривания колеблется от 1 до 13 м и находится в прямой зависимости от угла наклона подстилающей поверхности (рис. 9).

Обобщенный профиль коры выветривания на ультрабазитах в пределах месторождения может быть представлен следующим образом.

1. Зона дезинтегрированных серпентинизированных ультрабазитов сложена почти не измененными породами, мало отличающимися от свежих, но разбитых интенсивной трещиноватостью. Породы темно-серого, зеленовато-серого, иногда до черного цвета. По трещинам развиты тонкие прожилки серпофита и керолита, на поверхности которых часто видны зеркала скольжения. Трещиноватость пород возрастает снизу вверх, где по более крупным трещинам иногда наблюдаются нонтронитизация и обохривание. Мощность зоны дезинтегрированных пород 1–10 м. Наибольшие мощности совпадают с зонами интенсивной трещиноватости и милонитизации. Породы этой зоны обычно безрудны. Повышенное содержание никеля встречается только в участках интенсивной трещиноватости, где развиты нонтронитизация и обохривание.

2. Зона выщелоченных и нонтронитизированных ультрабазитов представлена пористыми легкими породами, легко рассыпающимися под ударом молотка. Цвет их зеленовато-серый, светло-серый, оливково-зеленый. Породы интенсивно трещиноваты, многочисленные прожилки выполнены серпофитом, керолитом или опалом. Местами керолит образует гнездоподобные скопления, замещая серпентинит. Выщелоченные ультрабазиты часто слагают округлые блоки, с поверхности слабо нонтронитизированные, а внутри более свежие. Между блоками интенсивно развиты нонтронитизация и обохривание, которые при интенсивной трещиноватости выполняют "карманы" линейной коры выветривания. Мощность зоны 2–12, в среднем 4–5 м. С этой зоной связаны твердые и рыхлые серпентинитовые руды.

3. Зона структурных охр представлена рыхлыми, землистыми, пылеватыми в сухом состоянии и пластичными во влажном породами, сохраняющими текстурно-структурные особенности исходных пород. Цвет их меняется от желтого, темно-оранжевого до красновато-коричневого. На общем фоне отчетливо видны более темные прожилки и гнезда, выполненные марганцевыми минералами. Присутствует рассеянная вкрапленность хромшпинелидов и магнетита. В верхней части зоны иногда наблюдается силицификация. Мощность зоны 2–12, иногда 20 м, в среднем 7 м. С этой зоной связаны основные запасы латеритных никелевых руд. Вверх по разрезу структурные охры постепенно переходят в зону бесструктурных охр.

4. Зона бесструктурных охр представлена рыхлыми, землистыми образованиями коричневато-бурого, красновато-бурого до красного цвета с большим количеством железистых конкреций. Количество их возрастает снизу вверх так, что в верхней части зоны нередко образуется твердая

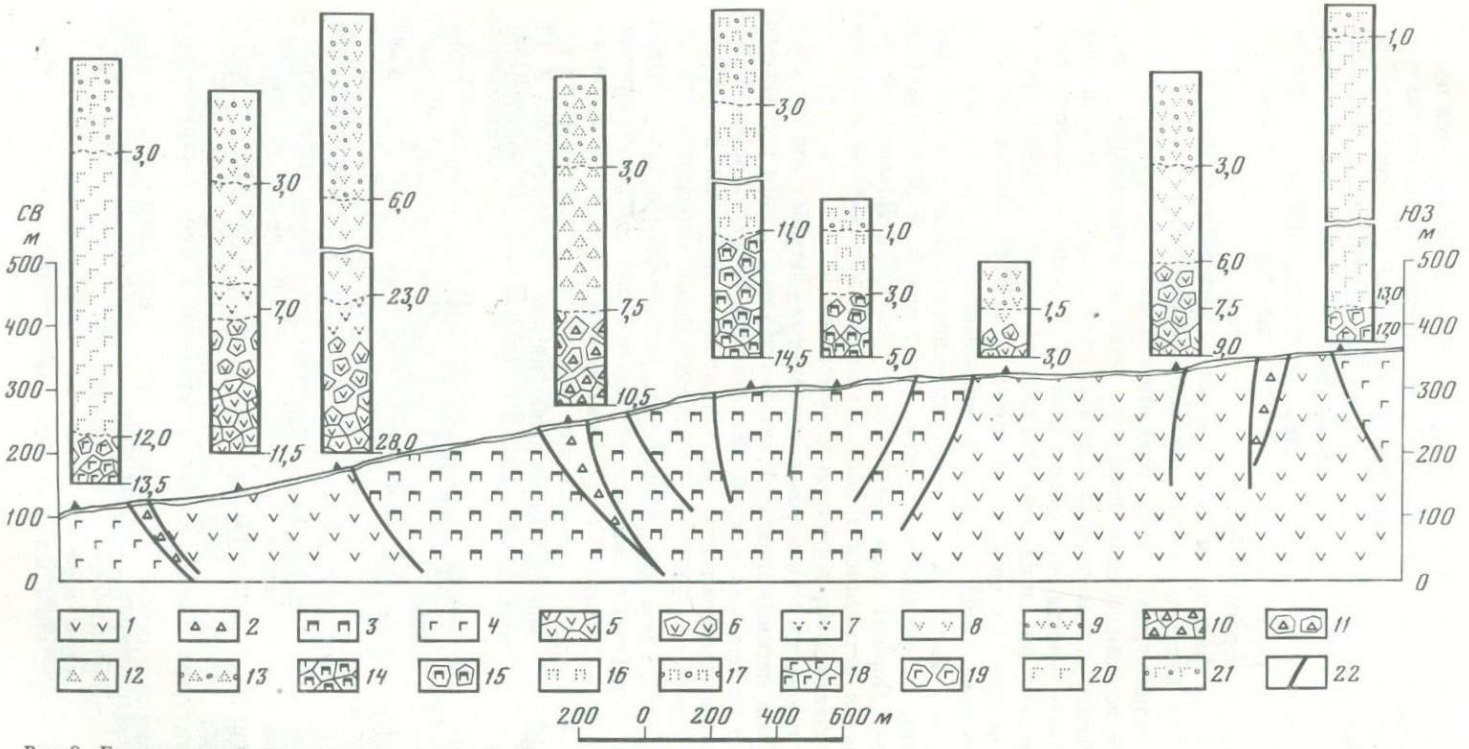


Рис. 8. Геологический разрез месторождения Ла-Дельта

1 — перидотиты; *2* — дуниты; *3* — плагиоперидотиты; *4* — габбро; *5* — дезинтегрированные перидотиты; *6* — выщелоченные перидотиты; *7* — выщелоченные нонтронитизированные перидотиты; *8* — структурные охры по перидотитам; *9* — бесструктурные охры с железистыми конкрециями; *10* — дезинтегрированные дуниты; *11* — выщелоченные дуниты; *12* — структурные охры по дунитам; *13* — бесструктурные охры по дунитам; *14* — дезинтегрированные плагиоперидотиты; *15* — выщелоченные плагиоперидотиты; *16* — охры по плагиоперидотитам; *17* — бесструктурные охры по плагиоперидотитам; *18* — дезинтегрированное габбро; *19* — выщелоченное габбро; *20* — обохренные каолиниты; *21* — бесструктурные охры по габбро; *22* — контакты пород и разрывы

Рис. 9. Зависимость мощности коры выветривания от угла наклона подстилающей поверхности, месторождение Ла-Дельта. График составлен А.С. Быковым

кираса из конкреций, сцементированных гидроокислами железа. Местами в охрах наблюдается слоистость, образованная тонкими пропластками глинистых пластичных охр различной окраски. Этот материал представляет собой продукты пролювиально-делювиального переотложения коры выветривания. Мощность зоны бесструктурных охр обычно 2–7, в среднем 2,8 м.

Различия в материнском субстрате приводят к формированию различных кор выветривания, в то же время очень похожих по внешнему облику. Поэтому выделение никеленосных кор выветривания в пределах месторождения возможно только по данным химических анализов.

Месторождение состоит из четырех главных рудных тел и 26 более мелких. Наиболее крупные имеют изометричную форму и занимают площадь 0,5–1,2 км^2. Размер мелких рудных тел колеблется от 0,01 до 0,04 км^2.

Первое рудное тело расположено в крайней северной части месторождения. Границами тела являются тектонические нарушения, отделяющие перидотиты и дуниты от других непродуктивных пород (габбро, плагиоперидотитов). По геоморфологическим условиям рудное тело занимает водораздельное пространство между реками Кайо-Гуам и Кесигуа, на котором сохранились в виде ступеней реликты абразионных террас с абсолютными отметками от 80 до 180 м.

Второе рудное тело находится к югу от первого, имеет изометричную форму и несколько меньшие размеры. Границы его устанавливаются по низким содержаниям никеля, характерным для кор выветривания, развитым по плагиоперидотитам. В рельефе рудное тело расположено на более высоких абразионных террасах, выработанных как в северных, так и в пологих западных склонах долины р. Кайо-Гуам, где они сохраняются в виде реликтов "вложенного рельефа". Абсолютные отметки рудного тела в северной части составляют 180, а в южной 265 м. Мощность рудного тела 3–6 м.

Третье рудное тело расположено в юго-западной части месторождения, имеет неправильную форму, удлиненную в субмеридиональном направлении. Рудное тело не так выдержано по площади, как два предыдущих, что обусловлено гетерогенностью материнского субстрата. Средняя мощность коры 5–10 м. Рудное тело занимает наиболее высокие участки месторождения. Абсолютные отметки выположенных абразионных поверхностей уменьшаются с юга на север от 400 до 280 м. На восточном и западном флангах месторождения выположенные участки срезаются крутыми склонами рек Кесигуа и Кайо-Гуам.

Таблица 7

Усредненный химический и минеральный состав руд месторождения Ла-Дельта, вес.%

Рудная формация	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Гематит-гётитовая железорудная	3,28	0,52	19,86	57,83	0,48	0,45	0,79	0,26	0,02	0,03
Гётитовая железо-кобальт-никелевая	2,47	0,33	9,12	68,3	0,36	1,07	1,48	0,15	0,01	0,01
Нонтронит-серпентиновая никелевая	28,46	0,25	6,1	28,9	0,63	0,48	16,09	0,25	0,01	0,01
Серпентиновая никелевая	35,24	0,20	2,73	15,37	3,27	0,29	30,1	0,96	0,02	0,01

Четвертое рудное тело занимает крайнюю юго-восточную часть месторождения и имеет наименьшую площадь. Оно приурочено к корам выветривания, развитым по гарцбургитам, а с северо-востока ограничено корами по плагиоперидотитам. Мощность рудного тела от 3 до 8 м. В рельефе рудное тело расположено на абразионной поверхности с отметками около 400 м.

Более мелкие тела имеют подчиненное значение как вследствие малых размеров, так и из-за низкого качества руд.

В составе рудного комплекса месторождения Ла-Дельта можно выделить следующие рудные формации: 1) гематит-гётитову́ю железорудную; 2) гётитовую железо-кобальт-никелевую; 3) нонтронит-серпентиновую никелевую.

Руды гематит-гётитовой железорудной формации представлены бесструктурными охрами с большим количеством железистых конкреций. Мощность руд этой формации закономерно увеличивается от 2 м в пределах южных участков месторождения до 8 м в северных. Это связано с возрастанием количества переотложенных продуктов коры выветривания в северной части месторождения. Объемный вес руд колеблется от 1,25 до 2,05, составляя в среднем 1,66 г/см^3, что обусловлено неравномерным распределением в охрах железистых конкреций. В гранулометрическом составе руд преобладают (86,3%) тонкие фракции ($\leqslant$ 0,05 мм), фрак-

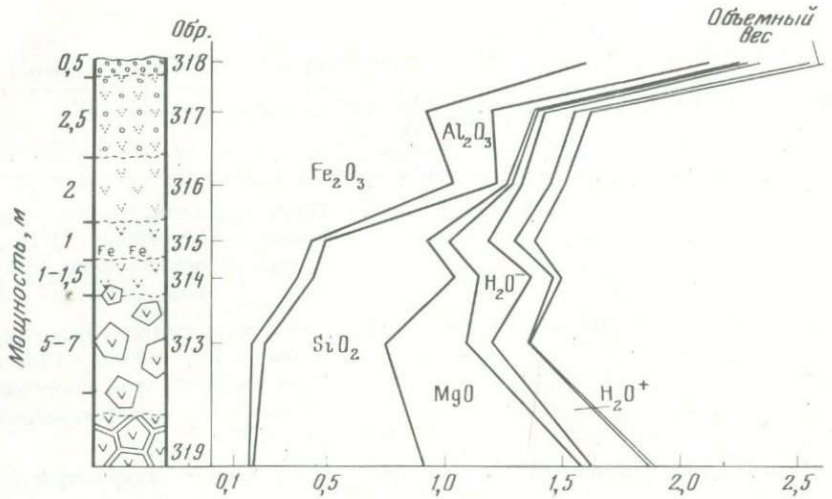
NiO	CoO	Cr_2O_3	P_2O_5	SO_3	П.п.п.	Объемный вес, г/см^3	Минеральный состав, %
0,47	0,04	1,3	0,01	0,27	14,78	1,66	Гётит, гидрогётит, гематит, гидрогематит – 63,2, гиббсит – 23,8, хромшпинелиды, магнетит, асболан – 5,5, кварц, серпентин – 4,9
1,13	0,13	2,65	0,012	0,34	11,4	1,33	Гётит, гидрогётит, гематит, гидрогематит – 71,3, гиббсит – 10,1, магнетит, маггемит, хромшпинелиды, асболан – 7,6, серпентин, кварц и др. – 8,3
1,94	0,06	2,31	0,008	0,03	11,69	1,37	Минералы группы серпентина (лизардит, антигорит, хризотил), нонтронит, кристобалит, феррисапонит, керолит – 48,5–63,7, гётит, гидрогётит, гематит, гидрогематит – 16,9–29,4, гиббсит – 4,1, рудные акцессории – 2,3
1,17	0,02	0,77	0,008	0,02	10,3	2,30	

ции > 1 мм составляют 7,1%, а фракции 0,5–1 мм – 6,5%. В химическом составе преобладает Fe_2O_3 (57,83%). По сравнению с другими месторождениями в повышенных количествах присутствует алюминий (в среднем 19,86, местами 29%). Среднее содержание никеля составляет 0,47%. Химический состав руд приведен в табл. 7.

В минеральном составе преобладающее значение имеют гётит и гематит, составляющие 63,2%. Содержание гиббсита 23,8%.

Руды гётитовой железо-кобальт-никелевой формации имеют главное практическое значение для месторождения. Они приурочены к зоне структурных охр. В верхней части рудных тел содержится небольшое количество железистых конкреций, в нижней – реликты выщелоченных нонтронитизированных серпентинитов. Объемный вес руд 0,88–1,78, в среднем 1,33 г/см^3. В гранулометрическом составе преобладает фракция < 0,05 мм (83,2%). Фракция 0,1–0,05 мм составляет 3,34%, фракция 0,25–0,1 мм – 2,15, фракция 0,5–0,25 мм – 4,34, фракция 1–0,5 мм – 5,82%. Наиболее грубая фракция > 1 мм составляет всего 1,1%, что свидетельствует о незначительном участии железистых конкреций в составе руд.

В химическом составе преобладает Fe_2O_3 (68,3%). Количество алюминия уменьшается до 9,12% и лишь в редких случаях достигает 15,4%. Вследствие гетерогенности субстрата содержание никеля в рудах ниже, чем на других месторождениях, – в среднем 1,13%. Концентрация кобальта доста-



точно высокая (0,13%), что связано с наличием марганцевых минералов.

В минеральном составе преобладают окислы и гидроокислы железа (71,3%), среди которых доминирует гётит. Содержание гиббсита снижается по сравнению с рудами предыдущей формации и не превышает 10%.

Руды нонтронит-серпентиновой никелевой формации приурочены к зоне выщелоченных нонтронитизированных серпентинитов. Они имеют меньшее промышленное значение, чем руды гётитовой формации, и отличаются невыдержанной мощностью и переменным составом. Последнее затрудняет подразделение их на нонтронитовую и серпентиновую формации, так как степень нонтронитизации выщелоченных серпентинитов различна. Как общую закономерность можно отметить увеличение нонтронитовой составляющей в рудах с юга на север по мере уменьшения абсолютных отметок рельефа. Объемный вес более рыхлых нонтронитизированных разностей 0,98–1,64, в среднем 1,37 г/см^3. Объемный вес твердых серпентиновых руд возрастает до 2,30 г/см^3. Как в рыхлых, так и в более твердых рудах в гранулометрическом составе преобладают тонкие фракции (< 0,05 мм): в рыхлых рудах – 74,3, а в твердых – 68,9%. В твердых серпентиновых рудах количество песчанистой фракции (0,5–0,25 мм) резко увеличивается до 23,3%.

Минеральный состав руд существенно отличается от руд предыдущих формаций. Преобладающее значение имеют минералы группы серпентина (лизардит, антигорит, хризотил), нонтронит; встречаются также кристобалит, феррисапонит, серпофит и керолит. Все вместе эти минералы составляют 48,5% объема рыхлых руд и 63,7% объема твердых. В составе рыхлых руд большое участие принимают окислы и гидроокислы железа (до 29,4%), в то время как в твердых они не превышают 16,8%. Гиббсит наблюдается только в рыхлых рудах (4,12%) и полностью отсутствует в твердых. Магнетит, маггемит и хромшпинелиды составляют 7,8% в рыхлых рудах и не превышают 3,25% в твердых.

Соответственно минеральному составу в химическом составе руд этой формации значительно возрастают концентрации кремнезема и магния

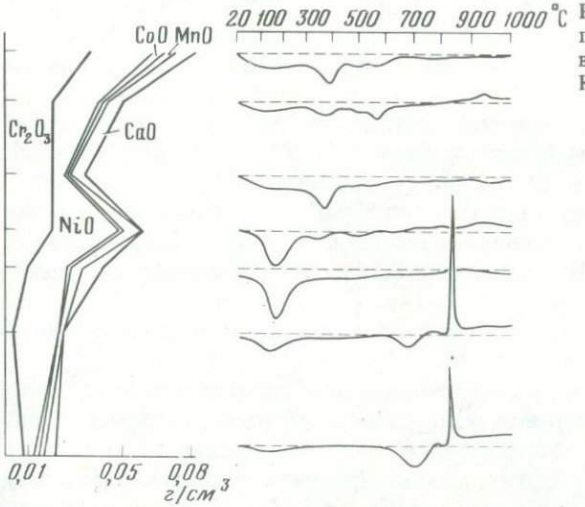


Рис. 10. Геохимическая диаграмма по профилю коры выветривания на месторождении Купей

Обозначения см. рис. 3

(до 28,5 и 35,2% соответственно) и уменьшается количество Fe_2O_3. Содержание никеля в рыхлых нонтронитизированных рудах достигает максимальных значений для месторождения в целом (1,94%). В то же время содержания кобальта становятся ниже кондиционных (0,02–0,06%), так что руды этой формации являются однометальными. Полные химические анализы приведены в табл. 7.

Помимо месторождения Ла-Дельта, к этой же морфологической подгруппе относятся месторождения, расположенные на еще более низких абразионных террасах, с абсолютными отметками 5–10, 10–20, 20–40, 60–80 м: Ла-Вака, Купей, Кесигуа, северные фланги месторождения Пунта-Горда. Более низкие абсолютные отметки рельефа в пределах этих месторождений обусловливают снижение водообмена до среднеинтенсивного. Изменение гидродинамического режима приводит к более полному взаимодействию фильтрующихся вод с вмещающими породами и формированию полного керолит-нонтронит-охристого профиля коры выветривания. Наиболее детально такой профиль изучен в пределах небольшого месторождения Купей, где на поверхности цокольной морской террасы высотой 20 м развита мощная (до 10 м) кора выветривания.

1. В основании разреза в волноприбойной зоне обнажаются твердые дезинтегрированные ультрабазиты, слабо выщелоченные, керолитизированные, зеленовато-серого цвета. В шлифах видна сетчато-петельчатая текстура серпентина, который является главным породообразующим минералом. Перегородки сеток сложены хризотилом. Ячейки обычно выполнены пластинчатым лизардитом. Иногда сохраняются реликтовые зерна пироксенов и оливина. Видимая мощность зоны 0,5–1,0 м.

2. Выщелоченные ультрабазиты, мягкие, желтовато-зеленоватого цвета, сохраняющие сетчато-ячеистую текстуру исходных пород. По трещинам выделяются прожилки керолита и нонтронита. Рудные минералы развиты в виде отдельных зерен и мелкой вкрапленности. Местами вокруг них наблюдается развитие гидроокислов железа, и порода приобретает буроватую окраску. Мощность зоны 5–7 м.

3. Выщелоченные серпентиниты постепенно переходят в зону нонтронитов, мягких, пластичных, темно-зеленого цвета с желтоватым оттенком на свежем изломе. В верхней части зоны нонтрониты обохрены. Мощность зоны 1–1,5 м.

4. Выше по разрезу обохренные нонтрониты сменяются зоной структурных охр, рыхлых, землистых, от желтого до красного цвета. Главным минералом охр является гётит. Мощность зоны до 1 м.

5. Завершается профиль зоной бесструктурных охр темно-красного цвета. В верхней части охры переполнены железистыми конкрециями диаметром от 0,5 до 2–2,5 см. Вещественный состав конкреций преимущественно гематит-гётитовый. Мощность зоны 2–3 м.

Геохимическая диаграмма по профилю коры выветривания на месторождении Купей приведена на рис. 10.

Месторождения с аналогичной зональностью встречаются и на более низких (высотой 5 м) террасах голоценового возраста: например месторождение Плайа-ла-Вака. Характерно, что вблизи уровня моря на этом участке, так же как и на других, рыхлые продукты не сохраняются, а сносятся и переотлагаются в илистых осадках зал. Моа. Поэтому есть основания считать, что древняя кора выветривания (если она существовала) при формировании абразионных террас была смыта вплоть до зоны твердых дезинтегрированных пород, которые в настоящее время образуют цоколь террас. Рыхлые же продукты коры, которые наблюдаются сейчас на поверхности террас, сформированы после того, как последние были приподняты над уровнем моря, т.е. в четвертичное время.

Месторождение Пунта-Горда

Месторождение Пунта-Горда расположено на северо-восточном побережье Кубы между реками Моа и Кайо-Гуам (рис. 11). Месторождение делится на три участка. Первый из них, ограниченный реками Моа и Ла-Вака, расположен к северу от р. Ягрумахе. Второй занимает водораздельное пространство между р. Ягрумахе и руч. Пунта-Горда. Третий находится между руч. Пунта-Горда и р. Кайо-Гуам.

Все три участка расположены в пределах развития низких абразионных поверхностей выравнивания. В рельефе четко выделяются три ступени, отделенные друг от друга пологими уступами. Верхняя ступень, слагающая южную часть месторождения, представляет собой полого наклоненную к северу поверхность с абсолютными отметками от 250 до 200 м. Поверхность слабо расчленена, долины рек незначительно выработаны. Общий наклон к северу обусловлен длительными процессами денудации. Поверхность выравнивания покрыта сплошным чехлом коры выветривания сокращенного профиля. С севера поверхность ограничена пологим уступом с абсолютными отметками от 200 до 150 м. Уклон русел на уступе более крутой, в результате чего долины рек приобретают V-образную форму. Поверхность уступа также покрыта сплошным чехлом коры выветривания охристого профиля.

К северу уступ выравнивается и переходит в абразионную поверхность с абсолютными отметками 110–150 м. Наиболее хорошо эта поверхность прослеживается между р. Ягрумахе и руч. Лириус в виде отдельных широ-

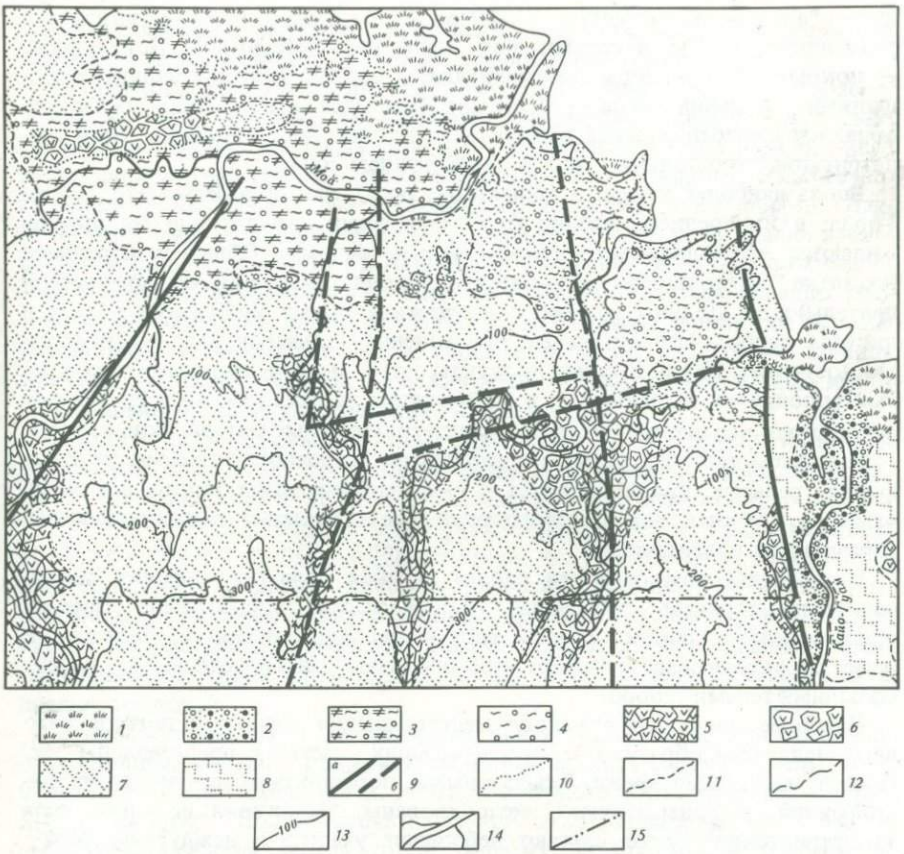


Рис. 11. Схематическая карта месторождения Пунта-Горда

1 —мангровые заросли; *2* — аллювиальные отложения, илы, пески, гравий; *3* — алевролиты, глины, доломиты с включениями переотложенных латеритов; *4* — переотложенные продукты коры выветривания, охры, пестроцветные глины; *5* — дезинтегрированные серпентиниты; *6* — выщелоченные серпентиниты; *7* — охры по серпентинитам; *8* — охры по габбро; *9* — тектонические нарушения (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); *10* — геологические границы; *11* — границы распространения остаточной коры выветривания; *12* — границы распространения переотложенных продуктов коры выветривания; *13* — горизонтали; *14* — поверхностные водотоки; *15* — южная граница месторождения

ких плосковерхих холмов, разделенных небольшими ложками. Сопоставление геологических, геоморфологических и палеонтологических данных позволило ряду исследователей определить возраст этой абразионной поверхности как раннеплейстоценовый [48, 28]. К этой поверхности приурочены наиболее мощные никеленосные коры выветривания. Ниже этой поверхности на северном фланге месторождения распространен аккумулятивно-абразионный комплекс рельефа. В этой части месторождения преобладают пологоволнистые, всхолмленные формы рельефа с широкими уплощенными водоразделами, слабо расчлененными долинами небольших ручьев. Поверхность осложнена рядом террас, отделенных друг от друга невысокими (5—10 м) уступами. Наиболее ярко выраженные из них

имеют абсолютные отметки 50–80 м. Возраст этой террасы датируется указанными выше авторами как среднеплейстоценовый. Поверхность ее покрыта чехлом коры выветривания, в составе которой наряду с профилями, сформированными in situ. появляются, а в северной части преобладают переотложенные продукты выветривания. Мощность коры выветривания непостоянна – от 1 до 30, в среднем 20 м.

Вдоль наиболее крупных водотоков, таких как Моа, Ягрумахе, Пунта-Горда, в их среднем течении на южном фланге месторождения прослеживаются эрозионно-тектонические формы рельефа. Общее четвертичное поднятие антиклинория Моа-Баракоа привело к усилению эрозионной деятельности. Долины рек на этих участках имеют V-образную форму и лишены террас. Относительные превышения тальвегов над водоразделами достигают 100 м. Рыхлые продукты коры выветривания на таких крутых склонах не сохраняются, и в их нижних частях, а также в руслах рек обнажаются выщелоченные либо дезинтегрированные материнские породы.

В нижнем течении тех же рек наблюдаются эрозионно-аккумулятивные формы рельефа, проявляющиеся в виде аллювиальных террас, высотные отметки которых четко коррелируются с отметками соответствующих абразионных поверхностей.

В геологическом строении района главная роль принадлежит ультраосновным породам, слагающим единый массив Моа-Баракоа. Породы представлены главным образом серпентинизированными гарцбургитами, реже пироксенитами. Ультрабазиты прорваны многочисленными, но небольшими телами габбро.

Наиболее древними в районе месторождения являются породы нижнего мела. Они образуют четыре небольших участка и представлены диабазами, спилитами, реже базальтовыми порфиритами с прослоями лавобрекчий. Породы сложно дислоцированы. Отложения верхнего мела (маастрихтские) также слагают небольшие участки в междуречье Моа–Калентура. Они представлены в нижней части конгломератами с галькой ультраосновных пород и диабазов. Выше залегают средне- и мелкозернистые туфопесчаники. В самой верхней части разреза встречаются линзовидные прослои органогенных известняков с фауной. Видимая мощность маастрихтских отложений 150 м.

Эоценовые отложения встречаются в виде небольших разобщенных участков вдоль побережья Атлантического океана, восточнее района месторождения, где они залегают на поверхности плотных серпентинизированных ультрабазитов. Они представлены алеврито-глинистыми породами с прослоями мелкозернистых известковистых песчаников, органогенных известняков, конгломератов и тонкоплитчатых мергелей. Видимая мощность 60–80 м.

Миоцен-четвертичные отложения на северо-востоке района залегают на размытой поверхности эоценовых отложений и представлены органогенными известняками с крупными колониями кораллов. В пределах месторождения это пестроцветная алеврито-глинистая толща, в северной части с прослоями карбонатно-глинистых отложений белого и светло-желтого цветов. В этих отложениях обнаружена фауна (Archais angulatus, Elphidium puertoricence, Miliolida, Ostracoda, обломки раковин моллюсков) миоцен-четвертичного возраста.

Четвертичные отложения представлены аллювиальными и морскими осадками, делювиальными и пролювиальными образованиями.

В структурном отношении район месторождения Пунта-Горда расположен в северном крыле антиклинория Моа-Баракоа. Выделяется только верхний структурно-тектонический этаж, включающий недислоцированные моноклинально-залегающие отложения эоценового и миоцен-четвертичного возраста. Дизъюнктивная тектоника представлена более широко. Наиболее крупные нарушения имеют субмеридиональное простирание и совпадают с долинами рек Моа и Кайо-Гуам. Смещение пород по этим разломам привело к возникновению оперяющих нарушений, разбивающих месторождение на блоки площадью 100–500 м^2. Однако амплитуды перемещения блоков измеряются обычно первыми метрами, реже 10–15 м. Лишь крайний юго-западный блок в междуречье Ягрумахе–Пунта-Горда имеет максимальную амплитуду смещения 40–50 м.

В районе месторождения Пунта-Горда, так же как и в других, главными исходными породами, по которым развиты рудоносные коры выветривания, являются серпентинизированные перидотиты. Возраст их, по данным Л. Руттена [101], Д. Флинта и др. [73], определяется как раннемеловой. М. Козари [86] и Ш. Дюкло [70] считали, что ультрабазиты выжимались в виде блоков, внедрение которых продолжалось вплоть до конца эоцена. Сходных взглядов придерживались также А.Л. Книппер и М. Пуиг-Рифа [18], согласно данным которых тектоническое становление ультрабазитовых протрузий происходило в два этапа – предмаастрихтский и позднеэоценовый.

Макроскопически это плотные, массивные, средне- или мелкозернистые породы, в разной степени трещиноватые. Цвет свежей породы зеленовато-серый или темно-серый, иногда до черного. Объемный вес породы 2,41–2,58 г/см^3. Под микроскопом отчетливо видна сетчато-петельчатая структура, представляющая собой решетку из прожилков серпентина, в ячейках которой заключены зерна оливина и пироксенов.

В минеральном составе преобладают минералы группы серпентина (хризотил, лизардит, антигорит), количество которых часто превышает 60%. Первичные минералы составляют обычно 5–30%, в редких случаях их количество достигает 50%. В небольших количествах присутствуют хромшпинелиды и магнетит в виде отдельных зерен и небольших агрегатов.

Химический состав серпентинизированных перидотитов представлен в табл. 8. Почти повсеместно ультраосновные породы покрыты сплошным покровом коры выветривания (см. рис. 11). Достаточно равномерная трещиноватость горных пород привела к формированию коры выветривания площадного типа. Хотя нижняя граница ее несколько осложнена наличием многочисленных "карманов", развитых вдоль более трещиноватых зон, мощные линейные коры на территории месторождения отсутствуют (рис. 12, 13).

В зависимости от геоморфологических условий профиль коры выветривания различен. На верхних ступенях рельефа с абсолютными отметками 200–250 и 150–200 м в южной части месторождения развит сокращенный керолит-охристый профиль коры выветривания. На абразионной поверхности выравнивания с абсолютными отметками 110–150 м распространен полный керолит-нонтронит-охристый профиль. На более низких ступенях

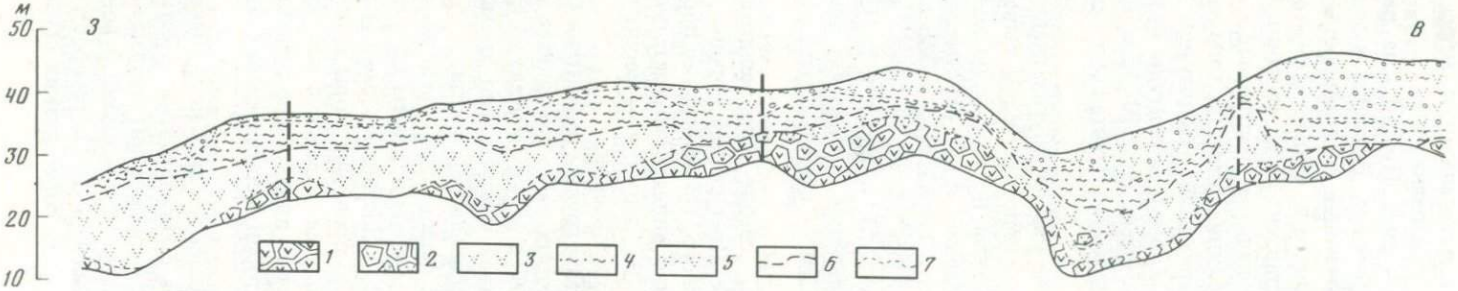


Рис. 12. Субширотный геологический разрез месторождения Пунта-Горда

1 – выщелоченные серпентиниты; *2* – выщелоченные обохренные серпентиниты; *3* – структурные охры; *4* – охристо-глинистые продукты переотложения коры выветривания; *5* – охристые продукты переотложения с железистыми конкрециями; *6* – границы распространения переотложенных продуктов выветривания; *7* – геологические границы

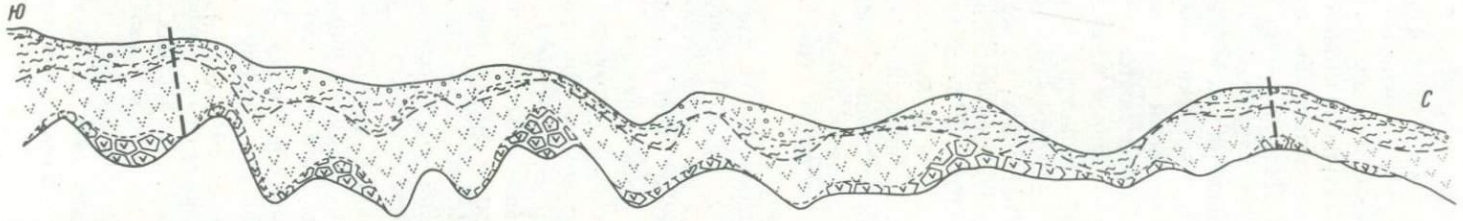


Рис. 13. Субмеридиональный геологический разрез месторождения Пунта-Горда

Обозначения см. рис. 12

Таблица 8

Химический состав серпентинизированных перидотитов в районе месторождения Пунта-Горда, вес. %

Участок	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO
Северный	38,83	Сл.	0,73	8,24	1,84	0,37
Южный	40,39	"	0,44	6,89	1,18	0,22

Таблица 8 (окончание)

Участок	MgO	MnO	Cr_2O_3	NiO	CoO	П.п.п.
Северный	35,81	0,11	0,28	0,31	0,015	14,02
Южный	36,9	0,1	0,27	0,30	Сл.	13,83

рельефа, развитых на аккумулятивно-абразионном комплексе в северной части месторождения, профиль коры выветривания in situ покрывается переотложенными продуктами выветривания.

Полный профиль коры выветривания представлен пятью зонами, характеризующимися своими минеральными ассоциациями и геохимическими особенностями. В основании разреза залегает зона дезинтегрированных серпентинизированных ультрабазитов, развитая повсеместно. Дезинтегрированные ультрабазиты внешне часто неотличимы от свежих пород, однако при ударе в них обнаруживается интенсивная трещиноватость. Породы обычно зеленовато-серые, местами темно-серые, но в целом светлее исходных пород. Осветление и трещиноватость пород заметно повышаются снизу вверх. Объемный вес 2,5–2,3 г/см^3. Мощность зоны, по геофизическим данным, достигает 50–60 м.

Химический состав дезинтегрированных перидотитов близок к составу свежих пород (табл. 9). Отмечается незначительное снижение содержаний кремнезема и магния и возрастание – железа, алюминия, хрома и никеля.

В минеральном составе преобладают хризотил, бастит, антигорит. Суммарное количество минералов серпентиновой группы колеблется от 40 до 90%. Реликты первичных минералов исходных пород оливина и пироксенов составляют 10–40%, хромшпинелиды – от 0,7 до 3,6%, магнетит – 2,0–6,0%. Развитие по тонким трещинам процессов керолитизации находит отражение в минеральном составе зоны. Количество керолита достигает иногда 10%. В меньшей степени распространены нонтронитизация и обохривание: количество нонтронита и гидроокислов железа обычно не превышает 0,1%.

Зона дезинтегрированных серпентинитов в целом безрудна. Содержания никеля в ней обычно не превышают 0,5%, а рудные концентрации наблюдаются только в зонах интенсивной трещиноватости, где они связаны с тонкими прожилками керолита и нонтронита.

Зона дезинтегрированных ультрабазитов вверх по разрезу переходит в зону выщелоченных серпентинизированных ультрабазитов, также развитую

Таблица 9

Усредненный химический состав продуктов коры выветривания в районе месторождения Пунта-Горда, вес. %

Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	P_2O_5	Na_2O	K_2O	NiO	CoO	Cr_2O_3	П.п.п.
Дезинтегрированные серпентиниты	37,93	0,04	1,40	11,9	0,5	0,20	31,12	Сл.	Не обн.	0,02	0,00	0,51	0,02	0,60	12,93
Выщелоченные серпентиниты	35,87	0,06	1,98	17,07	0,20	0,14	26,7	0,81	"	0,02	0,00	1,27	0,02	0,76	12,40
Нонтронитизированные серпентиниты	32,1	0,07	2,53	21,35	0,18	0,22	23,09	0,07	0,02	0,25	0,07	1,96	0,04	0,93	12,06
Структурные охры	2,53	0,09	6,20	67,98	0,09	1,05	1,50	0,18	0,27	0,26	0,07	1,78	0,10	2,96	13,58
Бесструктурные охры	3,02	0,09	6,88	68,08	0,20	0,18	0,83	0,42	0,042	0,25	0,11	1,20	0,05	3,18	12,57
Кираса	3,51	0,18	14,41	62,72	0,19	0,22	0,88	0,41	0,07	0,17	0,08	0,61	0,04	2,86	13,61

на всей территории района месторождения. Она представлена желтовато-зеленовато-серыми, иногда светло-серыми породами, более пористыми и легкими, чем дезинтегрированные серпентиниты. Объемный вес выщелоченных серпентинитов от 1,7 до 1,3 г/см^3. Мощность зоны 3–5 м.

Как макроскопически, так и в шлифах отчетливо различается унаследованная сетчато-ячеистая текстура материнских пород. В ячейках под микроскопом видны реликтовые зерна оливина и моноклинного пироксена.

По трещинам развиты процессы карбонатизации и керолитизации. Керолит обычно зеленого цвета, местами ярко-зеленый, местами светлый с голубоватым оттенком. По данным Н.А. Агеенко, прожилки керолита секут карбонатные прожилки, что свидетельствует о более позднем возрасте процессов керолитизации. В верхней части зоны нередко развито окремнение в виде отдельных гнезд и сухаристых агрегатов.

Химический состав выщелоченных ультрабазитов отличается дальнейшим снижением содержаний кремнезема и магния и возрастанием – железа, хрома и никеля (см. табл. 9).

В вещественном составе преобладают минералы группы серпентина (хризотил, антигорит). Отмечается значительное количество керолита. Среди карбонатов преобладает кальцит, реже магнезит. С зоной выщелачивания связаны руды серпентиновой никелевой формации.

Вверх по разрезу выщелоченные серпентиниты постепенно переходят в зону нонтронитизированных серпентинитов. Эта зона распространена почти повсеместно, но мощность ее невелика (1–5 м). Нонтронитизированные серпентиниты в меньшей степени распространены на южных флангах месторождения в пределах верхней геоморфологической ступени. На более низких поверхностях в центральной части месторождения в пределах останцовых возвышенностей мощность зоны также снижается. Вдоль ослабленных тектонических зон северо-западного простирания мощность нонтронитизированных серпентинитов может достигать 10–15 м.

Макроскопически они представлены рыхлыми пористыми породами, легко разламывающимися в руках, полностью сохраняющими структурно-текстурные особенности материнского субстрата. Цвет пород меняется от зеленовато-серого до зеленовато-желтого в зависимости от степени нонтронитизации и наличия обохривания. Объемный вес пород составляет 1,3–1,6 г/см^3, причем в южной части месторождения он больше, чем в северной. В гранулометрическом составе преобладают тонкие фракции (0,074–0,01 мм), содержание которых колеблется от 50 до 90%. Наибольшее количество тонкой фракции отмечается в нонтронитизированных серпентинитах в северной части месторождения. Грубые фракции, представленные менее выветрелыми обломками исходных пород, составляют 10–30%.

Под микроскопом видна сетчато-петельчатая текстура исходных пород. Нонтронитизация развита в ячейках породы. Местами структурно-текстурные особенности исходных пород теряются и сменяются обломочными текстурами. В этих случаях обломки представлены менее выветрелыми угловатыми зернами серпентиновых минералов, а базальный, реже поровый цемент – охристо-глинистым материалом.

В химическом составе нонтронитизированных серпентинитов отмечается дальнейшее уменьшение содержаний кремнезема и магния и увеличение – алюминия, титана, хрома, железа, никеля и кобальта (см. табл. 9).

В вещественном составе преобладают минералы группы серпентина (антигорит, хризотил, серпофит) – 25–35%. Содержание нонтронита достигает 25%, гидроокислов и окислов железа – 13–30%. Нередко в значительных количествах присутствуют остаточный магнетит (7–10%) и хромшпинелиды (2–6%).

Хотя нонтронит является одним из самых распространенных минералов в коре выветривания месторождения Пунта-Горда, отдельные самостоятельные его горизонты в верхней части зоны нонтронитизированных серпентинитов имеют небольшую мощность, обычно 0,2–0,5, редко до 1 м.

С зоной нонтронитизированных серпентинитов связаны нонтронитовые никелевые руды. Подчиненное значение имеет серпентиновый никелевый формационный тип руд.

В верхней части разреза нонтронитизированные серпентиниты и собственно нонтрониты сильно обохрены и постепенно переходят в зону структурных охр. В пределах месторождения она имеет повсеместное площадное распространение. Мощность зоны 1–10, реже до 20 м. Отмечается общее закономерное увеличение мощности охр с севера на юг и в особенности на высокой геоморфологической ступени в южной части месторождения.

Структурные охры представляют собой легкие, пористые, комковатые породы, иногда сохраняющие текстурно-структурные особенности исходного субстрата. Местами охры рыхлые, землистые, и сетчато-ячеистая мезоструктура исходных серпентинитов улавливается только в отдельных кусочках слабо обохренного нонтронита. Цвет охр яркий, оранжево-буровато-желтый, на фоне которого отчетливо видны розово-бурые пятна охритизированного бастита. Объемный вес структурных охр колеблется от 0,8 до 1,2 г/см^3. В гранулометрическом составе преобладает фракция 0,074–0,01 мм, содержание которой меняется от 50 до 90%.

Химический состав охр отличается от состава предыдущей зоны резким уменьшением содержаний кремнезема (с 32 до 2,5%) и магния (с 23 до 1,5%) и увеличением – железа (до 67,98%). Концентрация титана, алюминия и хрома также увеличивается, но не столь интенсивно. Интересно, что в процессе выветривания и преобразования зоны нонтронитов в охры кобальт накапливается до кондиционных содержаний (0,1%), а количество никеля в охрах несколько снижается (до 1,78%).

В минеральном составе доминирующее значение (60–75%) приобретает гётит, представленный обычно охристыми, землистыми, реже плотными разновидностями желтого, желто-бурого, красновато-коричневого цвета. В виде равномерной тонкой вкрапленности распространены зерна хромшпинелидов размером 1–2 мм. Количество их в зоне структурных охр составляет 1–2%. В виде отдельных скоплений и вытянутых цепочек отмечается тонкозернистый магнетит. В нижней части зоны охр вблизи контакта с выщелоченными нонтронитизированными серпентинитами нередко наблюдается окремнение в виде прожилков и отдельных скоплений маршаллита. В целом содержание минералов кремнезема в зоне охр не превышает 2%. В небольших количествах (2,5%) сохраняются реликтовые минералы группы серпентина. В верхней части зоны структурных охр отмечаются гематит и довольно значительные количества гиббсита (в среднем до 8%). Достаточно широко (до 2%) распространены минералы окислов и гидроокислов марганца в виде тонких пленок, корочек и примазок.

С зоной структурных охр связаны обычно руды гётитового железо-кобальт-никелевого формационного типа.

Вверх по разрезу охры теряют структурно-текстурные особенности исходных пород и постепенно переходят в зону бесструктурных охр. Так же как и предыдущая зона, зона бесструктурных охр распространена практически повсеместно. Мощность ее от 5 до 10 м. Обычно это плотные, массивные породы, нередко с плойчато-полосчатой текстурой. В нижней части цвет их желтый, унаследованный от предыдущей зоны. Вверх по разрезу достаточно быстро (на расстоянии 1 м) окраска сменяется коричневато-желтыми и вишнево-бурыми тонами. Характерной особенностью бесструктурных охр является наличие гётит-гематитовых конкреций. Их твердость, размеры, количество и наличие в их составе гематита закономерно увеличиваются снизу вверх. Конкреции обычно округлые, реже неправильной формы, часто имеют скорлуповатое строение. Объемный вес бесструктурных охр обычно колеблется от 1,3 до 1,7 г/см^3. В гранулометрическом составе преобладает фракция $<$ 0,074–0,01 мм (50–90%).

Химический состав структурных и бесструктурных охр достаточно бли-

зок. В последних отмечается незначительное увеличение содержаний железа и алюминия (см. табл. 9) и уменьшение – магния. Современные процессы засоления в период отсутствия дождей находят отражение в некотором увеличении концентрации кремнезема и кальция. В то же время интенсивный дренаж в период дождей приводит, очевидно, к перераспределению и выносу марганца, кобальта и никеля. Количество их уменьшается по сравнению со структурными охрами. Содержания кобальта становятся некондиционными, а качество никелевых руд значительно снижается.

В минеральном составе, так же как и в структурных охрах, преобладающее значение имеет гётит (~ 62%). Значительно возрастает количество гематита и гиббсита. Среди реликтовых минералов отмечаются хромшпинелиды и магнетит. Верхняя часть зоны бесструктурных охр целиком сложена железистыми гематит-гётитовыми конкрециями, местами сцементированными гётитовым материалом и образующими кирасу. Горизонт железистых конкреций повсеместно развит на территории месторождения, однако цементация его в виде кирасы встречается довольно редко. Мощность горизонта достигает 3–4 м. Кираса представляет собой массивные, кавернозные, пористые образования. Размер слагающих их гематит-гётитовых конкреций колеблется от 0,5 до 2 см в диаметре. Цвет кирасы вишнево-бурый, темно-красный до черного. Объемный вес, несмотря на кавернозность и пористость, резко увеличивается по сравнению с нижними зонами коры и составляет 2,1–2,16 г/см^3.

С зоной бесструктурных охр связаны руды гематит-гётитовой формации. Горизонт железистых конкреций и кираса безрудны в отношении никеля и кобальта и могут рассматриваться как железные руды.

Рассмотренный разрез коры выветривания выдерживается не повсеместно. В пределах второй и третьей геоморфологических ступеней на местных плоских локальных поднятиях, для которых характерен более интенсивный гидродинамический режим, развит сокращенный тип профиля. В нем отсутствует зона контронитизированных серпентинитов, а зона структурных охр залегает непосредственно на выщелоченных серпентинитах. Характерный пример сокращенного профиля можно наблюдать в технологическом карьере № 2. Там в основании разреза обнажаются массивные, плотные дезинтегрированные серпентиниты, разбитые трещинами на отдельные блоки. С поверхности они сильно выщелочены и обохрены. По трещинам отмечаются обильные прожилки кварца. Вверх по разрезу выщелоченные серпентиниты сменяются сильно окремнелыми охрами. Окремнение распространено как в виде прожилков, так и в форме отдельных кавернозных сухаристых агрегатов размером 10–25 см в поперечнике. Мощность зоны кремнистых охр составляет 0,5–1,0 м. Выше они переходят в землистые рыхлые охры, в нижних частях которых отмечаются прожилки халцедона. Охры, развитые по гипербазитам, пересекаются пологопадающей дайкой габброидного состава, также превращенной в охры. Обе разновидности охр сохраняют структурно-текстурные особенности исходных пород и четко отличаются по окраске. Охры по гипербазитам имеют желто-оранжевый, а охры по габбро – фиолетово-розовый цвет. Общая мощность зоны структурных охр 11–12 м.

Выше по разрезу охры теряют структурные особенности исходных пород. Появляются гётитовые, а выше – гематитовые конкреции, которые

в нижней части зоны имеют неправильные очертания, а в верхней становятся более округлыми. В верхней части дробовидные конкреции практически нацело выполняют зону бесструктурных охр, венчая разрез коры выветривания in situ.

Характерной особенностью месторождения Пунта-Горда является наличие переотложенных продуктов выветривания. Они покрывают практически всю северную часть месторождения, достигая наибольших мощностей на нижней геоморфологической ступени. В описанном выше технологическом карьере, расположенном на абразионной террасе с абсолютными отметками 70 м, отчетливо видно, как горизонт железистых конкреций, завершающий разрез коры выветривания in situ, перекрывается пестроцветными, тонкослоистыми, пластичными глинами. Отдельные прослои окрашены в желтый и красный цвета. Мощность глинистой пачки около 2 м. Вверх по разрезу глины постепенно сменяются бесструктурными охрами красного цвета мощностью до 2 м. Заканчивается разрез горизонтом (мощностью 0,5 м) крупных (до 5 см) железистых конкреций. Вся описанная толща мощностью около 5 м, залегающая на зональной коре выветривания in situ, представляет собой продукты переотложения коры выветривания. Эти продукты были, видимо, снесены с участков, расположенных гипсометрически выше, где была развита кора выветривания. После переотложения, которое, очевидно, происходило в прибрежной мелководной лагунной обстановке, произошло поднятие, обусловившее в последующем окисление и латеритизацию переотложенного глинистого материала с образованием красных бесструктурных охр и конкреций железа, слагающих верхние 3 м разреза [76].

Можно полагать, что переотложение глин было обусловлено наличием дождливых сезонов в четвертичную эпоху. Формирование горизонтов с конкрециями железа – как первого, венчающего разрез коры выветривания in situ, так и второго, завершающего разрез переотложенных продуктов выветривания, – связано с засушливыми сезонами. Однако, если в данном разрезе можно предположить позднюю латеритизацию выветрелых продуктов после их переотложения, то в пределах северных флангов месторождения наблюдается целый ряд разрезов, где переотложенные продукты слагают ритмические пачки, состоящие из глин, песчанистых охристых продуктов и горизонтов железистых конкреций или конгломератов, их включающих. От абсолютных отметок 70 м к северу по мере снижения рельефа мощность переотложенного материала увеличивается, а состав пачек продуктов переотложения усложняется.

Это подтверждается керновым материалом скв. 1541, 5566, 1547 и других, пробуренных на северном фланге месторождения. Более подробное описание толщи переотложенной коры выветривания приводится по керну скв. 1541 (снизу вверх).

1. Выветрелые и выщелоченные серпентинизированные ультрабазиты с прожилками керолита, слабо или совсем не обохренные. Мощность 3,5 м (табл. 10, обр. 523).

2. Выщелоченные серпентинизированные ультрабазиты, обохренные по трещинам. Местами, где сеть трещин густая, обохривание захватывает всю породу, а выщелоченные серпентиниты сохраняются только в ячейках. Мощность около 10 м (обр. 519).

3. Плотные конгломераты, состоящие из железистых конкреций с зеленоватым глинистым цементом. Мощность 0,8 м (обр. 518).

4. Пачка зеленовато-серых глин с прослоями твердых железистых конкреций. Мощность 2,4 м.

5. Горизонт рыхлых железистых конкреций с зеленоватым глинистым цементом. Мощность 0,5 м (обр. 516).

6. Горизонт светло-желтых охр с небольшой примесью глинистого материала. Мощность 0,5 м (обр. 515).

7. Довольно мощная толща, сложенная песчанистым охристым материалом. В нижней части (2 м) железистые конкреции отсутствуют. В верхней части в охристых песчаниках содержится большое количество рассеянных железистых конкреций. Общая мощность толщи 7 м.

8. Горизонт железистых конкреций, сцементированный зеленовато-серой глиной. Мощность 0,8 м (обр. 511).

9. Пачка глинистых бесструктурных охр желто-коричневого цвета. Мощность 1,3 м.

10. Толща, представленная преимущественно карбонатно-глинистыми (мергелистыми) образованиями с прослоями бурых глин, содержащих железистые конкреции разного размера. Мергелистый материал довольно выветрелый, но глинистая составляющая придает ему достаточную плотность, так что среди толщи встречаются прослои (мощностью 0,5 м) твердых мергелей. Цвет карбонатно-глинистых образований меняется от почти белого до серо-зеленоватого. В светло-кремовых плотных мергелях обнаружена микрофауна, представленная Archais angulatos Fitchell Moll, Elphidium puertoricence gall Hemindway, Miliolido, Ostracoda. Возраст микрофауны миоцен-четвертичный. Мощность зоны 8 м.

11. Пестроцветная толща, представленная чередованием прослоев красных и желтых глин с мельчайшими дробовидными конкрециями железа. В верхней части толщи конкреции становятся крупнее и даже достигают 3 см. Мощность 1,5 м (обр. 306).

12. Горизонт бесструктурных слоистых землистых охр от желтого до темно-красного цвета с многочисленными конкрециями железа (обр. 505). Верхний слой (мощностью 1м), нацело переполненный ими, венчает разрез толщи переотложенных продуктов выветривания. Мощность 6,0 м.

Общая мощность описанного разреза достигает 28 м.

Далее к северу, а следовательно, и ближе к береговой линии, в скв. 5566 и 1547 видно, что из литологического разреза полностью выпадает охристый горизонт коры выветривания in situ и переотложенные продукты коры выветривания располагаются непосредственно на интенсивно милонитизированных серпентинизированных ультрабазитах. Разрез переотложенных продуктов представлен здесь переслаиванием зеленых и темно-бурых глин, которые иногда содержат железистые конкреции, с песчаным коричнево-бурым материалом. Местами в зеленоватых глинах обнаруживаются мелкие кубические кристаллы пирита, что подтверждает осаждение глин в восстановительной лагунной обстановке. Выше переслаивающейся песчано-глинистой толщи залегают желто-бурые и розоватые глины, часто псевдослоистые. Так же как и в предыдущем случае, разрез венчается горизонтом красных бесструктурных охр с многочисленными железистыми конкрециями, нацело слагающими верхнюю часть горизонта. Мощность толщи

Таблица 10

Химический состав продуктов переотложения никеленосной коры выветривания по скв. 1541 месторождения Пунта-Горда, вес.%

№ образца	Интервал опробования, м	Характеристика образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
505	0–1	Охры бесструктурные с конкрециями Fe	10,13	0,40	19,19	50,6	0,7	Сл.
506	6,0–7,5	Пестроцветные глины с конкрециями Fe	18,7	–	18,36	44,55	0,4	0,30
511	16,4–17,2	Зеленовато-серые глины с конкрециями Fe	12,85	–	7,94	56,85	2,38	0,22
515	24,0–24,5	Светло-желтые охры с глинистыми прослоями зеленоватого цвета	8,71	–	8,83	54,74	13,75	Сл.
516	24,5–25,0	Железистые конкреции, сцементированные зеленоватыми глинами	10,3	0,32	14,44	41,5	16,2	0,2
518	27,4–28,2	Конгломераты из железистых конкреций с зеленоватым глинистым цементом	10,9	Сл.	8,63	51,78	8,3	0,4
		Кора выветривания in situ						
519	29–31	Выщелоченные обохренные ультрабазиты	14,1	”	7,96	50,27	6,97	0,50
523	45,1–46,9	Дезинтегрированные ультрабазиты	33,83	–	–	7,64	2,15	0,14

переотложенных продуктов выветривания по этим скважинам превышает 20 м.

Еще ближе к береговой линии скв. 1519 вскрывает еще более типичные осадочные отложения, представленные светло-серыми глинистыми мергелями, перекрытые переслаивающейся толщей песчано-глинистых отложений. Ультраосновные породы скважина не пересекает.

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	CO_2	NiO	CoO	Cr_2O_3	Сумма
1,23	0,56	0,03	0,07	1,0	12,57	–	0,51	–	2,78	99,68
1,19	0,62	0,04	0,07	2,73	9,87	–	0,71	0,03	1,84	99,41
1,67	1,50	0,03	0,04	3,11	10,39	–	0,94	0,05	2,36	100,33
0,85	1,38	0,01	0,01	0,79	7,26	Сл.	1,63	0,03	1,97	99,96
1,04	0,2	–	–	0,86	10,54	–	1,43	0,04	3,44	100,5
1,47	2,12	–	–	1,63	10,03	1,46	1,2	0,03	1,87	99,82
				Кора выветривания in situ						
2,98	1,38	0,02	–	2,50	7,97	0,76	1,8	0,07	3,04	100,3
37,26	Сл.	0,02	–	0,93	12,63	0,34	0,32	–	0,18	100,4

Как видно по данным изученных разрезов, роль переотложенного материала на территории месторождения Пунта-Горда возрастает по мере приближения от наиболее приподнятых южных участков к береговой линии. Это явление хорошо наблюдается начиная с террасы высотой 79 м. Выше роль продуктов переотложения резко сокращается до полного отсутствия последних на южных флангах месторождения.

Литологическая характеристика приведенных разрезов однозначно подтверждает осадочное происхождение толщи. Ритмичное чередование горизонтов с железистыми конкрециями с пачками глинистых, охристо-глинистых и песчано-глинистых пород указывает на неоднократное разрушение и переотложение древних продуктов выветривания, залегавших раньше на месте наблюдаемых ныне кор выветривания, сформированных in situ. То, что это переотложение происходило в морском бассейне, подтверждается наличием глинисто-карбонатных мергелистых отложений с микрофауной. Вероятнее всего, переотложение происходило в прибрежной части бассейна в условиях лагунной обстановки. Об этом свидетельствует зеленый цвет глин, цементирующих железистые конкреции и конгломераты. Он обусловлен наличием шамозита, формирование которого происходит обычно в восстановительных субаквальных условиях. Существование восстановительных условий подтверждается также наличием в глинах кристаллов пирита. Такие условия могли существовать только в пределах прибрежных заболоченных лагун, обогащенных органическим веществом.

Осадочное происхождение пород подтверждается также их химическими анализами. Как видно из табл. 10, содержания кремнезема колеблются в вертикальном разрезе от 8,7 до 18,7% в зависимости от литологического состава пород и не подчиняются законам распределения его в существующем профиле остаточной коры выветривания. То же относится и к алюминию и трехвалентному железу. Содержания двухвалентного железа значительно превышают его количество в коре выветривания, что также объясняется наличием шамозита и восстановительными условиями области накопления.

Содержания никеля также изменяются по вертикальному разрезу от 0,51 до 1,63% без определенной закономерности. Наибольшие его концентрации в переотложенных продуктах совпадают с наибольшим содержанием двухвалентного железа и приурочены к зеленоватым или зеленовато-серым глинам нонтронитового или шамозит-нонтронитового состава. Являясь осадочными породами, описываемые отложения сохраняют тесную связь с корой выветривания ультрабазитов, за счет которой они образовались. На их взаимосвязь указывают вещественный состав охристо-глинистого материала – гидроокислы железа, нонтронит, реликты серпентинитовых минералов, наличие хромшпинелидов и магнетита. Высокие содержания никеля также объясняются его накоплением в процессе корообразования и последующим переотложением вместе с глинистыми минералами. В то же время концентрации кобальта в разрезе невелики, что вызвано его рассеянием при переотложении.

Таким образом, широко распространенные в центральной и северной частях месторождения рудоносные переотложенные продукты выветривания могут быть отнесены к осадочной генетической группе экзогенных железо-никелевых месторождений, сопряженных с остаточными месторождениями коры выветривания. И.И. Гинзбург [12] объединял эти две генетические группы в единую формацию коры выветривания.

В составе рудного комплекса месторождения Пунта-Горда можно выделить два рудных парагенезиса: 1) оксидный с гематит-гётитовым железистым и гётитовым железо-кобальт-никелевым формационными типами;

2) силикатный с нонтронитовым никелевым и серпентинитовым никелевым формационными типами. Главное промышленное значение имеют руды гётитового железо-кобальт-никелевого и нонтронитового никелевого формационных типов.

Наиболее детально разведанная часть месторождения Пунта-Горда представляет собой единую плащеобразную залежь, вытянутую в северо-восточном направлении между реками Моа и Ягрумахе. Длина залежи достигает 8 км, ширина колеблется от 1 до 3 км. Залежь полого падает на север в соответствии с общим наклоном рельефа. Кроме общего наклона, отмечаются изгибы залежи, приуроченные к долинам современных рек, ручьев и временных водотоков. В разрезе залежь представляет собой пластообразное тело с плавной верхней границей, повторяющей рельеф местности. Подошва залежи неровная, осложненная ослабленными тектоническими зонами, вдоль которых развиваются "карманы" линейно-трещинной коры выветривания. На расстоянии 100 м, по данным Н.Ф. Агеенко, иногда прослеживается 7–8-кратный перепад мощностей, но часто ровное ложе прослеживается на многие сотни метров. Мощность залежи меняется от 1 до 30 м. Максимальные мощности (16–30 м) отмечаются в южной части залежи на абсолютных высотах 170–200 м. К северу и северо-западу на абсолютных отметках около 140 м мощность залежи составляет от 8 до 16 м. В пределах водораздельных пространств мощность может локально увеличиваться до 16–25 м, а в долинах мелких водотоков уменьшается до 1–8 м. На северо-востоке на абсолютных высотах 80–50 и до 30 м мощность залежи сокращается до 1–8 м.

Описываемая рудная залежь объединяет 15 рудных тел, одно из которых (наибольшее) содержит руды гётитового железо-кобальт-никелевого формационного типа, а остальные – нонтронитового никелевого. В местах, где гётитовые железо-кобальт-никелевые руды отсутствуют, расположены безрудные "окна", сквозь которые "видны" нонтронитовые никелевые руды. В безрудных "окнах" второго формационного типа, в свою очередь, "видны" серпентинитовые никелевые руды или безрудные исходные серпентинизированные ультрабазиты. При совпадении "окон" в обоих формационных типах руд сплошность руд нарушается. На территории залежи расположено свыше 100 таких "окон" площадью от 0,001 до 0,06 км^2.

Площади, занимаемые гётитовыми железо-кобальт-никелевыми рудами, и их мощность максимальны в южных частях залежи. К северу, а также на склонах речных долин мощность их уменьшается, достигая минимальных значений (до 1 м) в северо-восточной части рудного тела. Нонтронитовые никелевые руды, наоборот, в северо-восточной части месторождения отличаются наибольшей мощностью (до 3–5 м). К юго-западу их мощность сокращается до 2–3 м, а в юго-восточной части рудной залежи – до 1–1,5 м.

Руды гётитового железо-кобальт-никелевого формационного типа представлены структурными и бесструктурными охрами, комковатыми, непластичными, пористыми, некрепкими, разламывающимися в руках и маркими. Структурные охры сохраняют особенности исходных материнских пород. Бесструктурные зачастую приобретают горизонтальную или косую слоистость, полосчатые либо обломочные текстуры.

Цвет руд меняется от желто-бурого в нижней части рудного тела до ко-

Таблица 11

Усредненный химический и минеральный состав руд месторождения Пунта-Горда, вес. %

Формационный тип руд	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$FeO + Fe_2O_3$	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr_2O_3	Минеральный состав, %
Гематит-гётитовые железные руды	4,47	0,11	15,73	59,5	0,25	0,55	0,06	0,54	0,06	3,01	Гётит – 62; гиббсит – 14,5, гематит – 5–10%, хромшпинелиды – 7, серпентин – 1–2, марганцевые минералы – 0,7
Гётитовые, железо-кобальт-никелевые руды	7,58	0,11	8,0	61,9	0,77	2,64	0,1	1,27	0,14	2,91	Гётит – 69, гиббсит – 8, хромшпинелиды – 8, серпентин – 2,5, марганцевые минералы – 2, нонтронит – 2, галлуазит – 2,0, кварц – 1,7
Нонтронитовые никелевые руды	31,1	0,013	5,39	29,0	0,36	17,7	0,19	1,80	0,076	1,5	Серпентин – 35, нонтронит – 25, гидроокислы железа – 20, хромшпинелиды – 5, магнетит – 3, галлуазит – 5, кварц – 5, марганцевые минералы – 1
Серпентиновые никелевые руды	37,75	0,003	3,31	15,15	0,18	27,81	0,28	1,67	0,032	0,68	Серпентин – 84, гидроокислы железа – 10, кварц – 5, нонтронит – 2, хромшпинелиды – 1,5, магнетит – 0,5, марганцевые минералы – 0,7

ричневого и малиново-красного в верхней части. Объемный вес руд составляет в нижней части 0,85–1,13 г/см^3 и повышается в верхней части рудного тела до 1,5–1,7 г/см^3.

В гранулометрическом составе преобладает (70–90%) фракция 0,074–0,01 мм. В химическом составе руд преобладающее значение имеет Fe_2O_3 (~62%), на втором месте Al_2O_3 (8%), SiO_2 (7,6%). Содержания NiO в рудах в среднем 1,27%, а Co – 0,14%. Усредненный химический состав руд приведен в табл. 11. В минеральном составе руд в нижней части преобладают гётит-гидрогётит, а в верхней гётит-гематит, в значительной степени в виде дробовидных конкреционных стяжений. Главным минералом-носителем никеля является гётит, в котором он изоморфно замещает железо. Значительные содержания никеля отмечаются в гидроокислах марганца, однако количество последних составляет в рудах в среднем всего 2% (от 0,6 до 3,4%). Гидроокислы марганца и железа являются также минералами-носителями кобальта, что обусловливает комплексность руд описываемого формационного типа и их высокую практическую ценность.

Руды нонтронитового никелевого формационного типа представлены глинисто-алевритовыми, алевритовыми, песчано-глинистыми породами, сохраняющими структурно-текстурные особенности субстрата. Руда не крепкая, в сухом виде крошится в руках, рассыпается на мелкие обломочки песчанистой размерности. Во влажном состоянии руда довольно пластична. Цвет зеленовато-серый, зеленовато-бурый, коричневато-зеленый до коричневато-желтого в зависимости от степени обохривания.

Объемный вес руд кобелется от 1,3 до 1,6 г/см^3. В гранулометрическом составе преобладает (50–70%) фракция 0,074–0,01 мм. Значительную часть руды (30–40%) составляют более грубые фракции.

В химическом составе преобладают SiO_2, Fe_2O_3 и MgO (см. табл. 11). Содержания никеля порядка 1,8%, а кобальта – всего 0,07%.

В минеральном составе руд преобладают минералы группы серпентина, в значительной степени затронутые нонтронитизацией, собственно нонтрониты и гидроокислы железа. Количество гидроокислов марганца сокращается до 1%, что и обусловливает понижение содержаний кобальта. Главными минералами-носителями никеля являются нонтронит и минералы группы серпентина. Основная часть никеля занимает структурные позиции, изоморфно замещая магний и железо в кристаллической решетке силикатов. В нонтронитах большое значение могут иметь процессы сорбции. Хотя приуроченность никеля к определенным минералам, характерным для различных типов руд, в общих чертах бесспорна, распределение его в рудах подчинено гораздо более сложным закономерностям. Детальные исследования последних лет, проведенные И.В. Витовской [9], показали наличие в гипергенных никелевых рудах значительного количества рентгеноаморфных минеральных новообразований. Содержания никеля в них нередко выше, чем в кристаллической фазе.

К сожалению, детальных минералогических исследовний кубинских руд пока не проводилось, но необходимость их очевидна, так как рентгеноаморфные новообразования являются существенным поставщиком никеля и определение их количества может оказывать влияние на выбор технологии переработки руд.

Месторождения коры выветривания линейного типа

Далеко не всегда месторождения никеля в корах выветривания, связанных с крупными тектоническими нарушениями, имеют классическую линейную морфологию, примером чего является железо-никелевое месторождение Марти.

Среди никелевых месторождений Северо-Восточной Кубы месторождение Марти резко выделяется как по морфологии рудных тел, так и по составу материнского субстрата, который является источником рудного вещества. Месторождение расположено на склонах долины и террасах р. Левиса. В отличие от других месторождений района, Марти не является единым месторождением, а представлено девятью отдельными участками, разделенными р. Левиса и ее притоками (рис. 14). Размеры участков, их контуры и высотные отметки отличны. В геоморфологическом отношении северные участки месторождения приурочены к низкой поверхности выравнивания с абсолютными отметками 50–120 м. Южные участки расположены в пределах более высоких поверхностей и имеют абсолютные отметки от 150 до 700 м.

Как и везде в северных предгорьях Сьерра-де-Нипе,в районе Марти развиты эрозионно-денудационные комплексы рельефа. В северной части района расчленение низких поверхностей выравнивания мелкими водотоками привело к формированию холмистого рельефа. Рудные участки месторождения расположены как на выположенных вершинах, так и на их пологих склонах.

В южной части месторождения доминирует низкогорный, так же интенсивно расчлененный рельеф. Рудные участки находятся в пределах пологих водоразделов и склонов. В ряде случаев они приурочены к цокольным террасам р. Левиса. Как в северной, так и в южной частях месторождения долины водотоков молодые и обычно имеют V-образную форму,и лишь в нижнем течении р. Левиса отмечаются четвертичные аккумулятивные террасы.

В геологическом строении района месторождения главная роль принадлежит интрузивным породам. Они слагают около 80% площади и представлены ультрабазитами, в составе которых преобладающее значение имеют гарцбургиты. Макроскопически это плотная средне- или мелкозернистая порода темно-серого, зеленовато-серого, иногда почти черного цвета. В выветрелом состоянии окраска более светлая с буроватым оттенком за счет ожелезнения оливина.

Все ультрбазиты серпентинизированы. Степень серпентинизации в среднем 30–40, иногда 50–80%. Минералы группы серпентина представлены антигоритом, баститом, хризотилом, лизардитом.

В северной части месторождения интрузивные породы перекрыты осадочным чехлом. В основании его на размытой поверхности ультрабазитов залегают грубообломочные брекчии и конгломераты с обломками серпентинитового состава. По мере удаления от интрузивного массива размеры обломков уменьшаются от 20–40 до 5–20 см, а окатанность их увеличивается. Мощность конгломерато-брекчий составляет первые десятки метров. На них залегают конгломераты, состоящие преимущественно из полуокатанных обломков серпентинитов, а также габбро и габбро-диабазов

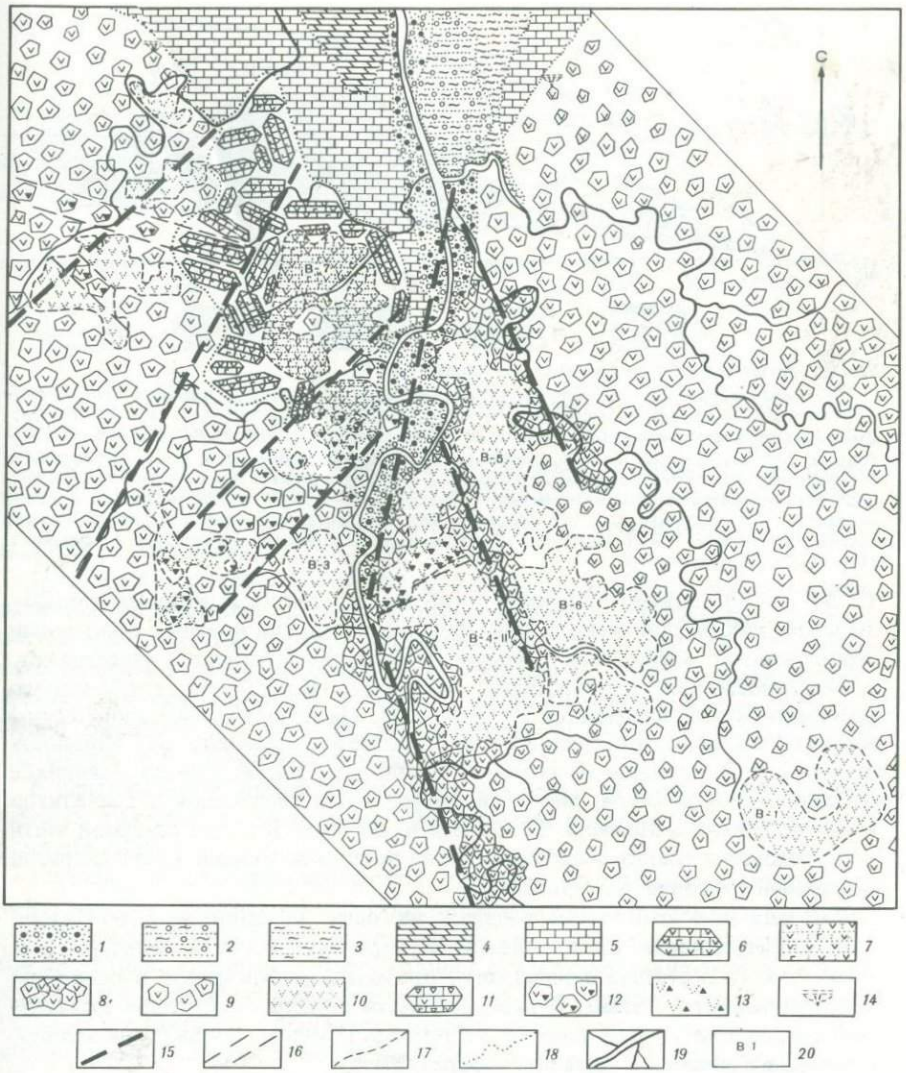


Рис. 14. Схематическая карта месторождения Марти

1 – отложения I террасы р. Левиса (полимиктовые пески, гравий, галечники), Q_4; *2* – отложения II террасы (пески, суглинки), Q_3^2; *3* – отложения III террасы (пески, суглинки и галечники серпентинитового состава, в различной степени выветрелые), Q_3^1; *4* – конгломераты, мергели, известняки, P_3; *5* – массивные известняки, песчаники, гравелиты с прослоями конгломератов, P_2; 6 – конгломераты из выщелоченных серпентинитов и габбро с карбонатным цементом, массивные известняки с отдельными обломками выщелоченных серпентинитов; *7* – охры по конгломератам из серпентинитов и габбро; *8* – дезинтегрированные серпентиниты; *9* – выщелоченные серпентиниты; *10* – структурные охры с железистыми конкрециями; *11* – конгломераты и тектонические брекчии серпентинитов и габбро, сцементированные карбонатным цементом; *12* – тектонические брекчии из выщелоченных серпентинитов; *13* – охры по брекчированным серпентинитам; *14* – участки развития контактово-карстовой коры выветривания; *15* – главные и оперяющие разломы; *16* – поперечные разломы; *17* – границы распространения коры выветривания; *18* – геологические границы; *19* – поверхностные водотоки; *20* – участки месторождения

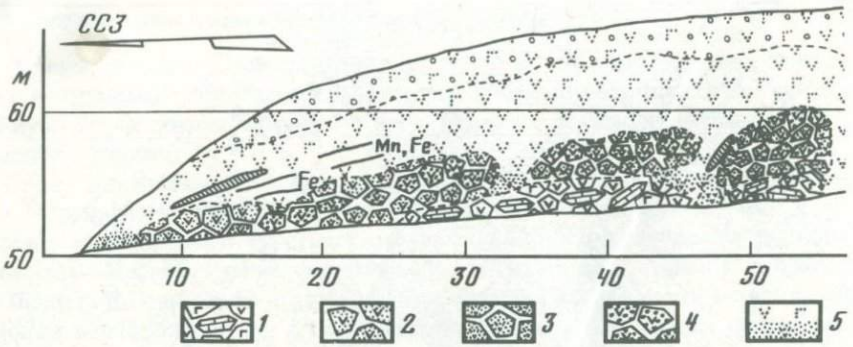


Рис. 15. Геологический разрез месторождения Марти

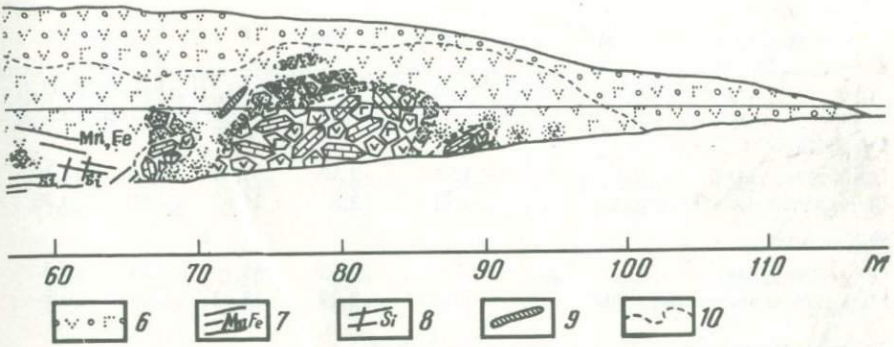
1 – конгломераты из выщелоченных серпентинитов и габбро с карбонатным цементом, массивные известняки с отдельными обломками выщелоченных серпентинитов; *2* – песчаники серпентинитового состава, выщелоченные; *3* – песчаники серпентинитового состава, выщелоченные, местами нонтронитизированные; *4* – алевролиты серпентинитового состава, выщелоченные; *5* – структурные охры и песчаники, сильно нонтронитизированные и обохренные (до охр); *6* – охры бесструктурные с железистыми конкрециями; *7* – пропластки, обогащенные окислами Fe и Mn; *8* – прожилки халцедона; *9* – горизонты, обогащенные обломками кавернозных кремней; *10* – границы горизонтов

(~ до 3–5%). Размер обломков 5–20 см. Мощность конгломератов 20–30 м. На них расположена толща конгломератов, где наряду с обломками серпентинитов встречается большое количество обломков известняков, сцементированных карбонатным цементом. Количество карбонатного материала в них изменяется от 5 до 80%. На основании находок фауны возраст этих пород определяется как средне-верхнеэоценовый. Мощность толщи 20–30 м. Выше по разрезу расположена толща переслаивающихся массивных известняков, мергелей, терригенных песчаников и гравелитов также эоценового возраста. Мощность ее до 20 м. В самой северной части месторождения разрез осадочного чехла венчается толщей конгломератов и мергелей олигоценового возраста.

Четвертичные отложения развиты на всей площади месторождения. Они подразделяются на аллювиальные, пролювиальные и делювиальные образования. В составе первых двух преобладают галечники, в основном серпентинитового состава. В русловой части они крепкие, слабо выветрелые. Начиная со второй террасы выветрелость галек иногда столь велика, что они рассыпаются в пыль при отборе образца.

Геологическое строение района осложнено крупными дизъюнктивными нарушениями. Главное из них проходит в субмеридиональном направлении вдоль р. Левиса. К главному нарушению справа и слева под углом 45° подходят боковые нарушения. Особенно интенсивны они в левом борту р. Левиса в ее среднем течении. Тектонические подвижки там привели к формированию обильного обломочного материала, слагающего толщу грубообломочных брекчий в основании осадочного чехла.

Приуроченность месторождения к зоне крупного субмеридионального тектонического разлома и оперяющим его боковым нарушениям позволяет отнести его к линейному морфологическому типу кор. В то же время они отличаются от уральских линейных кор. Глубина заложения их невелика.



Кора выветривания, являющаяся источником рудного вещества, образует на месторождении почти сплошной покров. Отсутствует она лишь на крутых склонах долин (> 35%) и в руслах рек и ручьев. В то же время различия в составе материнского субстрата и в геоморологических особенностях накладывают существенный отпечаток на состав коры выветривания и ее рудоносность.

По составу материнских пород можно выделить коры выветривания, развитые на осадочных конгломератах, гравелитах и песчаниках, в составе которых преобладает серпентинитовый материал (рис. 15). Эти коры расположены в северной части месторождения на низких геоморфологических ступенях. Близкими к ним по составу и местоположению являются коры, развитые по грубообломочным тектоническим брекчиям, также состоящим из обломков ультраосновных пород.

В центральной и южной частях месторождения на более высоких абсолютных отметках развиты коры выветривания по серпентинизированным ультрабазитам.

Различия в геоморфологических уровнях, на которых развиты коры выветривания, отражаются на гидродинамических и гидрогеохимических условиях их формирования. В северных частях на низком холмистом рельефе предгорий, где преобладают условия среднеинтенсивного водообмена, развивается полный керолит-нонтронит-охристый профиль коры выветривания. В центральной и особенно в южной частях в условиях низкогорного сильно расчлененного рельефа преобладают условия интенсивного водообмена, что способствовало развитию сокращенного охристого профиля.

В полном профиле коры выветривания выделяются снизу вверх зона дезинтегрированных пород, зона выщелоченных пород, зона нонтронитов и зона охр. Эти зоны формируются как по ультраосновным породам, так и по осадочным, в составе которых преобладает серпентинитовый кластический материал. Поэтому в основании профиля зона дезинтеграции может быть представлена либо достаточно свежими ультрабазитами, при ударе обнаруживающими интенсивную трещиноватость, либо трещиноватыми конгломерато-брекчиями. В верхней части зоны, как и в других местах северного побережья, развиты слабая прожилковая карбонатизация и керолитизация. Поверхность зоны дезинтеграции неровная, с многочисленными углублениями вдоль зон тектонических нарушений и карстовыми воронками при наличии карбонатного материала в материнском субстрате.

Таблица 12

Химический состав руд месторождения Марти, вес. %*

Участок, руда	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
Северная часть					
Оксидные руды	11,07	2,40	63,84	0,78	1,34
Силикатные никелевые руды	40,1	2,3	25,4	0,30	0,36
Южная часть					
Оксидные руды	7,29	4,53	65,26	0,24	0,9
Силикатные никелевые руды	24,03	2,29	38,63	0,41	0,5

*Данные Центра геологических исследований (Куба).

Вышележащая зона выщелачивания представлена пористыми, легкими ультраосновными породами зеленовато-серого, серого или светло-серого цвета. Осветление пород часто связано с развитием гипергенных серпофитов и сапонитов. По всей зоне широко проявлены прожилковая карбонатизация и керолитизация. По трещинам иногда развиты слабое обохривание и нонтронитизация. Обохрены также оливины и пироксены, что придает породе желтоватый оттенок и подчеркивает сетчато-ячеистую структуру серпентинизированных ультрабазитов. С зоной выщелачивания связаны забалансовые силикатные никелевые руды, которые в настоящее время не используются.

Зона нонтронитизации представлена нонтронитизированными ультраосновными и осадочными породами с серпентинитовым составом обломочного материала. Нонтронитизированные породы мягкие, буро-зеленого цвета с желтоватым оттенком на свежем изломе, в сухом состоянии грязно-желтого цвета. Породы сохраняют структурно-текстурные особенности материнского субстрата. Если нонтронитизаций развита по осадочным породам, то сохраняется слоистость гравелитов и песчаников либо обломочные текстуры конгломерато-брекчий. В обломках преобладают выветрелые нонтронитизированные серпентиниты, реже присутствуют относительно свежие габбро. В составе цемента также преобладает мелкообломочный серпентинитовый материал с небольшой примесью габброидов. Характерна большая выветрелость мелкообломочного материала по сравнению с крупными обломками. Нередко серпентинитовый цемент превращается в охры.

В той или иной степени обохривание нонтронитов наблюдается почти повсеместно. Степень обохривания обычно увеличивается снизу вверх, где зона нонтронитов постепенно переходит в зону охр.

Нижний контакт зоны нонтронитов с зоной выщелачивания неровный, осложненный многочисленными "карманами" вдоль ослабленных тектонических зон. С зоной нонтронитизации связаны силикатные руды нонтронит-серпентиновой никелевой формации. Бортовое содержание никеля в них составляет 1,2%, а железа – от 12 до 35%. Содержания этих компонентов в балансовых рудах соответственно 2,3 и 25,4% (табл. 12). Минимальная промышленная мощность руд – 1 м. Руды представляют собой нонтро-

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	TiO_2	P_2O_5	NiO	CoO
2,80	0,21	0,028	0,07	2,93	0,1	0,08	1,52	0,16
16,4	0,12	0,18	0,05	1,37	0,11	0,07	2,34	0,06
2,68	0,19	0,27	0,06	2,6	0,08	0,08	1,72	0,15
16,62	0,09	0,18	0,08	1,9	0,07	0,09	1,57	0,08

нитизированные, неравномерно обохренные серпентиниты и осадочные породы (конгломерато-брекчии и гравелиты). Текстура руд – брекчиевая с кусковатой отдельностью и многочисленными зеркалами скольжения.

Морфология рудных тел и их размеры определяются степенью развития нонтронитизированных обохренных пород. В северной части месторождения на участке № 7 оконтурено два крупных рудных тела: северное 800 × 500 и южное 850 × 600 м. В разрезе рудные тела имеют пластообразную форму, осложненную "карманами". Мощность их 1–18, в среднем 4–5 м.

В минеральном составе руд преобладают (45–55%) минералы группы серпентина (антигорит, хризотил, серпофит) и нонтронит, являющийся основным носителем никеля. Наряду с ними отмечается значительное количество гётита (15–40%). В ряде участков наблюдаются прослои кавернозных кремней, так что иногда содержание кварца и халцедона в рудах достигает 15%. Присутствие собственно никелевых силикатов незначительно и колеблется от 0,2 до 6,0%.

Вышележащая зона охр представлена рыхлыми, землистыми, пористыми породами. В охрах сохраняются текстурно-структурные особенности исходных пород. Если охры развиты по серпентинизированным ультрабазитам, то они наследуют их сетчато-ячеистую текстуру. В охрах по слоистым осадочным породам сохраняется полосчатость. В ряде случаев наследуется брекчиевидная текстура. Нередко наблюдаются включения кремней коричневого цвета. Поскольку переход от зоны нонтронитов к зоне охр постепенный, в низах структурных охр сохраняются реликты разложенных нонтронитизированных пород. Изредка в охрах встречаются прожилки и гнезда (до 20 см в диаметре) ярко-зеленых никелевых силикатов.

В верхней части зоны охры теряют свою структуру и постепенно переходят в зону бесструктурных охр. Эти охры еще более рыхлые, пылеватые, иногда комковатые, буро-коричневого, коричневого до вишнево-красного цвета. В них содержится значительное количество гётитовых и гематитовых конкреций, сцементированных охристо-глинистым тонким материалом.

Охры как структурные, так и бесструктурные – рудоносны. С ними

связана большая часть оксидных руд гётитовой железо-никелевой формации, составляющих основные запасы месторождения. Содержание никеля в рудах около 1,5%, железа – 64, кобальта – 0,16% (см. табл. 12).

Форма рудных тел определяется формированием и сохранностью зон охр. В северной части месторождения обычно распространены мелкие тела (порядка 100 м^2), разобщенные берзудными участками. Только на участке № 7 их выделяется до 46. Наиболее крупное тело занимает площадь 0,08 км^2. В разрезе рудные тела имеют пластообразную форму. Залегание пологое, соответствует общему понижению рельефа. Мощность их колеблется от 1 до 20 м, составляя в среднем 3 м.

В минеральном составе оксидных никелевых руд преобладает гётит (49–67%), сосредоточенный в тонкозернистых классах (0,1–0,01 мм и мельче). Минералы группы серпентина имеют подчиненное значение. Их содержания не превышают 12%, составляя в среднем 4,4%. В составе руд отмечается довольно существенное количество хромита (7,5–9,8%).

В целом мощность рыхлой части коры выветривания с полным профилем составляет в среднем 14 м. Соотношение мощностей отдельных зон очень изменчиво.

По направлению к югу по мере возрастания абсолютных отметок рельефа и увеличения интенсивности водообмена зона нонтронитизированных пород сокращается по мощности и полный профиль уступает место сокращенному.

Коры выветривания с сокращенным профилем наблюдаются в центральной и главным образом в южной части месторождения (участки № 6 и № 9). Исходным субстратом для коры выветривания на этих участках служили только серпентинизированные ультрабазиты. В основании профиля залегают дезинтегрированные, плотные, слабо измененные серпентиниты. Обнажения их можно наблюдать в среднем и верхнем течении р. Левиса и ее притоков.

Зона выщелачивания в профиле развита несколько слабее по сравнению с северными частями месторождения. Наибольшие мощности зоны колеблются в пределах 1,5–1,8 м. Породы, слагающие зону, представлены сильно выщелоченными, пористыми серпентинитами светло-серого или зеленовато-серого цвета. Верхняя часть зоны сильно обохрена и имеет коричневато-желтую окраску.

С этой зоной связаны балансовые серпентинитовые никелевые руды. Они представлены разрозненными мелкими рудными телами площадью от 300 до 10 000 м^2. В крайней южной части площадь рудных тел обычно не превышает первых десятков квадратных метров. Наиболее крупное из них достигает 0,03 км^2. Содержание никеля в рудах составляет 1,57, а железа – 38,6%.

В минеральном составе преобладают минералы группы серпентина (до 62,6%), выветрелые продукты которых являются носителями никеля. Поскольку верхняя часть зоны обохрена, в ее минеральном составе существенное значение имеет гётит, его содержание достигает 25–44%. Постоянно присутствует хромит (4–9%). В отличие от северных участков отсутствуют свободный кварц и никелевые силикаты.

На выщелоченных обохренных серпентинитах с достаточно резким контактом залегает зона охр. В отличие от охр северной части месторождения

они содержат большое количество гётит-гематитовых конкреций (до 20%) по всему разрезу зоны. Конкреции сцементированы землистой охристой массой, часто лишенной структуры исходных серпентинитов и несущей следы ближнего делювиального перемещения. Свидетельством перемещения является наличие дресвы выщелоченных разрушенных серпентинитов в нижней части зоны охр. К зоне охр приурочены оксидные руды гётитовой железо-кобальт-никелевой формации. Содержания никеля в них достигают 1,7, а железа – 65%. Рудные тела имеют бо́льшие размеры, чем в северной части месторождения.

В центральной части месторождения выделяются четыре крупных тела, наибольшее из которых протягивается на 1000 м. В южной части месторождения оконтурено три крупных рудных тела с наибольшей площадью 0,09 км^2. В разрезе рудные тела имеют пластообразную форму с неглубокими (2–3 м) "карманами". Средняя их мощность 2,0 м.

В минеральном составе преобладающее значение имеет гётит (65–79%), сосредоточенный главным образом в тонких классах ($\leqslant$ 0,1 мм). В более грубых классах большое значение приобретает гематит. Суммарная мощность всех зон сокращенного профиля (исключая дезинтегрированные серпентиниты) составляет в среднем 3,5 м.

Сопоставление размеров и морфологии рудных тел, приуроченных к различным профилям коры выветривания, показывает, что в северной части месторождения силикатные никелевые руды образуют крупные тела, а оксидные никелевые – мелкие. В южной части месторождения, наоборот, распространены крупные тела оксидных никелевых руд и мелкие тела силикатных никелевых руд. Эта закономерность особенно ярко проявляется при сопоставлении коэффициентов рудоносности, представляющих отношение числа скважин, вскрывших тот или иной тип руд, к общему их количеству (табл. 13). Подобные различия вызваны рядом генетических факторов. Среди них ведущую роль играли гидродинамические и связанные с ними гидрогеологические условия формирования кор.

В северной части месторождения условия средней интенсивности водообмена способствовали возникновению достаточно мощной зоны нонтронита. В южной части условия интенсивного водоообмена не благоприятствовали ее формированию, а, напротив, ускоряли процесс выветривания с образованием конечных продуктов – окислов и гидроокислов железа, т.е. способствовали развитию мощных тел гётитовой железо-кобальт-никелевой формации. Формированию оксидных руд в южной части способствовала также и однородность ультрабазитового субстрата. В то же время в северной части развитие кор выветривания по различным типам горных пород, в различной степени насыщенных серпентинитовым материалом, приводило к формированию охр с разным содержанием никеля. Последующий размыв и частичное переотложение охр обусловили разрушение и разубоживание рудных тел. Поэтому в настоящее время в почти сплошном покрове коры выветривания в северной части месторождения наблюдается большое количество безрудных "окон", а многочисленные рудные тела имеют небольшие размеры.

Различия в условиях формирования подтверждаются также и химическим составом выделенных типов руд. Так, средние содержания никеля в оксидных рудах, связанных с охрами по ультрабазитам, на юге

Таблица 13

Коэффициенты рудоносности различных типов руд месторождения Марти

Тип руд	Северная часть	Центральная часть	Южная часть
Оксидные никелевые	0,27	0,58	0,55
Силикатные никелевые	0,57	0,81	0,27

месторождения (1,72%) выше, чем в рудах северной части (1,52%), где охры развиты по осадочным породам (см. табл. 12). Аналогичная закономерность наблюдается и для железа. Распределение никеля в силикатных никелевых рудах подчиняется обратной закономерности. На севере месторождения, где распространена мощная, хорошо проработанная зона нонтронитов, содержание никеля составляет 2,34%. На юге, где силикатные никелевые руды приурочены к зоне выщелачивания обохренных серпентинитов, его содержания не превышают 1,57%.

Изучение закономерностей распределения рудных компонентов в коре выветривания имеет важное практическое значение, так как вещественный состав руд существенным образом влияет на технологию их переработки.

Несмотря на различия северной и южной частей месторождения, формирование их связано с общим длительным процессом корообразования. Этот процесс начался в конце миоцена, когда на Кубе окончательно установился континентальный режим, и продолжался в течение всего четвертичного периода. Возраст кор выветривания определяется четвертичным возрастом склонов долин и речных террас, на которых они развиты.

Возрастные границы формирования месторождения Марти находятся в рамках общих представлений о возрасте рудоносных кор выветривания Кубы. В то же время отличительные черты материнского субстрата, морфологии рудных тел и распределения в них полезного компонента дополняют данные о генезисе оксидно-силикатных никелевых руд этого региона.

Закономерности формирования и размещения месторождений оксидно-силикатных железо-кобальт-никелевых руд

Поскольку месторождения железо-кобальт-никелевых руд тесно связаны с никеленосными корами выветривания, закономерности их образования и размещения в основных чертах идентичны. Формирование их, так же как и кор, обусловлено климатическими, структурно-тектоническими, петрографическими, геоморфологическими, гидрогеологическими и гидрогеохимическими факторами.

Используя метод актуализма, можно показать, что никелевые месторождения Кубы формировались в условиях влажного тропического климата. Данные К. Эмилиани [71, 72] свидетельствуют о том, что колебания температур в Карибском регионе начиная с олигоцена были незначительны и не превышали $\pm 3^{\circ}$. Минимальные температуры, установленные К. Эмили-

ани для плейстоценовых эпох оледенения, не были ниже среднегодовых температур, наблюдаемых ныне в низкогорных районах Кубы.

Незначительные колебания температур, а также неизменность общего плана циркуляции атмосферы позволяют предположить незначительные отклонения в количестве выпадавших атмосферных осадков на протяжении всей геологической истории Кубы, особенно в плиоцен-четвертичное время, когда отдельные острова Кубинского палеоархипелага слились воедино и Куба приобрела современные очертания. Поэтому можно считать, что современные величины атмосферных осадков 2000–2500 мм/см^2/год благоприятны для формирования как рудоносных кор выветривания, так и связанных с ними рудных месторождений.

Несмотря на то что весь остров расположен в пределах субтропической климатической зоны, существует четкая закономерность размещения никелевых месторождений в пределах участков с наиболее влажным микроклиматом.

В структурно-геологическом отношении все никелевые месторождения расположены вдоль узкого субширотного пояса пород офиолитовой формации. Структурно-тектонические закономерности локализации ультраосновных пород одновременно определяют и характер размещения железо-кобальт-никелевых месторождений. Для последних особо важное значение имеет петрологический фактор. Как известно, месторождения никеля приурочены исключительно к массивам дунит-перидотитовой формации. Коры выветривания на других ульраосновных породах (пироксенитах, горнблендитах и др.) обычно бедны никелем и кобальтом.

На Кубе никеленосные коры выветривания развиты преимущественно на породах гарцбургитового состава. Среди них имеются отдельные тела и дайки лерцолитов, дунитов и плагиоперидотитов, элювий которых может быть также никеленосным, хотя содержания никеля в нем всегда значительно ниже, чем в элювии перидотитов. Одним из важных условий формирования рудоносных кор и связанных с ними месторождений является наличие в ультрабазитах новообразованных минералов (хлорит, карбонаты, сульфиды, тальк и др.), возникших в результате гидротермального воздействия.

Геоморфологические условия формирования рудных месторождений на территории Кубы достаточно различны. Как было показано в предыдущих разделах, месторождения располагаются и в пределах платообразных возвышенностей, на обрамляющих их пологих всхолмленных склонах, и на абразионных террасах с различными абсолютными отметками. При всем многообразии морфологических форм поверхностей, на которых расположены гипергенные месторождения, общими для них являются относительная приподнятость над местными базисами эрозии и выположенность. Первая обусловливает интенсивный дренаж выпадающих атмосферных осадков. Вторая предопределяет сохранность формирующихся продуктов выветривания и накопление в них рудных компонентов.

Отсутствие хотя бы одного из этих двух признаков противопоказано для формирования рудных месторождений. Так, на обширных плоских равнинах с абсолютными отметками 20–50 м, занимающих на территории Кубы значительные площади, не известно ни одного никелевого месторождения. С другой стороны, приподнятые гористые участки рельефа, поверх-

ность которых имеет угол наклона, превышающий критические значения, также не благоприятны для формирования гипергенных рудных месторождений. На таких поверхностях, несмотря на интенсивный дренаж, обеспечивающий химическое выветривание, продукты выветривания не накапливают и рудные месторождения на образуются.

Перечисленные факторы определяют условия формирования и закономерности размещения гипергенных рудных месторождений. Отсутствие какого-либо из факторов отрицательно сказывается на ходе рудообразования, а может и вообще его исключать. В то же время воздействие этих факторов на перераспределение рудных элементов и их концентрацию проявляется не непосредственно, а путем влияния на систему природная вода—горная порода. Так, климатические факторы определяют количество поступающей в систему воды и ее температуру. Структурно-тектонические факторы обусловливают водопроницаемые свойства горных пород и подготовку водопроводящих путей. Петрологический состав материнских пород определяет характер и направление химических реакций, возникающих при взаимодействии вода—порода, а также изначальное обогащение пород тем или иным рудным элементом. Наконец, геоморфологическое положение определяет интенсивность возможного дренажа и степень сохранности гипергенного оруденения от синхронного или последующего разрушения.

Таким образом, влияние всех перечисленных факторов проявляется через воздействие природных вод на водовмещающие горные породы, а суммарным выражением их влияния является гидрогеологический фактор.

Гидрогеологический фактор определяет гидродинамические условия гипергенного рудообразования и его гидрогеохимические особенности. Сопоставление зональности рассмотренных выше месторождений, расположенных в районах с различным гидродинамическим режимом, позволяет выявить гидрогеохимические закономерности формирования и размещения гипергенных рудных месторождений на территории острова. Как было показано в предыдущих разделах, никелевые месторождения, приуроченные к корам выветривания с полным профилем, распространены в районах холмистых предгорий или низких абразионных террас. В этих районах обычно преобладают гидродинамические условия средней интенсивности водообмена. Это месторождения группы Никаро, месторождения Ла-Дельта, Купей и некоторые другие из группы месторождений района Моа. Средняя интенсивность водообмена там обусловлена поступлением в ландшафт достаточно большого (1600—1800 мм/см^2/год) количества атмосферных осадков и сильной расчлененностью низкогорного рельефа с относительными превышениями водоразделов над местным базисом эрозии 250—50 м. Гидродинамические условия районов этих месторождений определяют их гидрогеохимические особенности, характеризующиеся высоким содержанием в водах основных породообразующих элементов. Различия в миграционной способности создают предпосылки для выноса породообразующих и накопления в продуктах выветривания рудных элементов.

Выположенные увалистые водоразделы, пологие склоны, осложненные контруклонами, способствуют сохранению образующихся продуктов

выветривания и формирующегося в них оруденения. Предварительная структурно-тектоническая подготовка горных пород обусловливает неровность нижней границы тел и возрастание их мощности до 20–30 м вдоль ослабленных зон. Благоприятное сочетание всех факторов формирования оруденения в коре выветривания приводит к тому, что в районе Никаро никеленосные коры почти повсеместно плащеобразно покрывают поверхность ультраосновных пород и имеют полный профиль. В приуроченных к ним месторождениях выделяется максимальное число рудных формационных типов, описание которых приведено в соответствующих разделах.

В районе с более высокими абсолютными и относительными отметками рельефа (до 500–1000 м), таких как платообразные поднятия Пинаресде-Маяри, Атлантик, Пилото и др., интенсивность водообмена в водовмещающих породах возрастает. С одной стороны, это связано с увеличением количества выпадающих атмосферных осадков до 2500–3000 мм/см^2/год согласно существующей на Кубе вертикальной физико-географической зональности. С другой стороны, большая рассеченность рельефа способствует более активному дренированию горных пород. Гидрогеохимические условия зоны интенсивного водообмена способствуют более активному выносу породообразующих элементов и ускоряют формирование рудоносных кор выветривания. В результате скорость образования зоны охр опережает таковую зоны нонтронитов и формируется сокращенный профиль выветривания. В вещественном составе месторождений, приуроченных к этих корам, преобладают руды гётитовой железо-кобальт-никелевой формации.

Дальнейшее возрастание интенсивности водообмена, наблюдаемое в районах наиболее высоких горных вершин Северо-Восточной Кубы, в сочетании с неблагоприятными геоморфологическими условиями сохранности обусловливает формирование кор выветривания с неполным профилем, представленным зоной слабо выщелоченных дезинтегрированных ультрабазитов, и практически полное отсутствие в их пределах рудных месторождений.

Гидрогеохимические условия зоны замедленного водообмена также неблагоприятны для формирования рудоносных кор выветривания и связанных с ними рудных месторождений, так как затрудняют активный вынос породообразующих элементов и сепарацию и накопление рудных.

Используя метод актуализма, можно экстраполировать данные по современной динамике перераспределения вещества в процессах выветривания на всю эпоху корообразования на Кубе, наиболее интенсивно протекавшего в миоцен-четвертичное время.

Установленные для Кубы закономерности справделивы и для других районов тропического пояса независимо от возраста коры выветривания и связанных с ней рудных месторождений.

БОКСИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Месторождения и рудопроявления бокситов на Кубе открыты лишь в самое последнее время. 15 лет назад практически не было известно ни одного рудопроявления бокситов, хотя после открытия ямайских месторож-

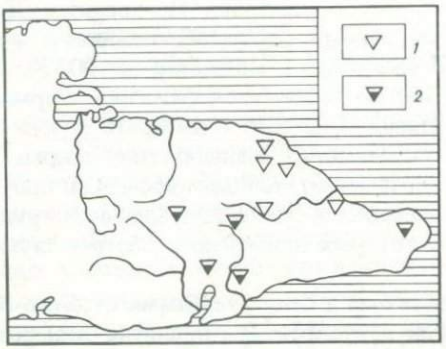


Рис. 16. Схематическая карта бокситопроявлений Ориенте

1 – каолинит-гиббситовые; *2* – гётит-гиббситовые

дений бокситов на территории Кубы неоднократно проводились поисковые работы. Наиболее тщательно поиски были поставлены Геологической службой США в 1943 г. Результаты этих работ сводились к тому, что на Кубе невозможно открытие крупных месторождений бокситов. Однако уже в 1969 г. В.М. Кудрявцевым и О. Мессиной было открыто и разведано первое месторождение бокситов – Сан-Франсиско в провинции Пинар-дель-Рио. В том же году Ю.Ю. Бугельским и Ф. Формелем была установлена гиббситоносность переотложенных кор выветривания в пределах обширной территории севернее Сьерры-Кубитас, а в 1971 г. обнаружены первые латеритные бокситы в районах Кесигуа (Кемадо-дель-Негро) и Альта-Кларита в Ориенте.

В 1973 г. Е. Герасимовым и Е. Саундерсом были подтверждены находки латеритных бокситов в районе Кемадо-дель-Негро и получены дополнительные данные. Элювиальные бокситовые рудопроявления были обнаружены А.Г. Черняховским и Л. Пеньялвером на массиве Пинарес-де-Маяри, по северной периферии массива Кахальбана и в горах Сьерра-Маэстра в районе Пико-Вайамес [52].

При геологической съемке районов севернее и восточнее Гуантанамо в 1976 г. Ф. Формелем с группой венгерских геологов (Е. Надь, Р. Хакус и др.) было обнаружено 14 бокситопроявлений. В том же году В. Телегиным открыто достаточно крупное месторождение бокситов в районе Сьерра-Асуль. В самые последние годы открыты бокситопроявления в районе мыса Майси.

Обобщающие рекогносцировочные работы с проверкой всех известных бокситопроявлений были проведены венгерскими геологами Е. Дудичем и Е. Сабо. К настоящему времени на территории Кубы известно свыше 25 месторождений и рудопроявлений бокситов (рис. 16).

Обнаруженные месторождения и рудопроявления бокситов резко отличаются по генезису и вещественному составу. По генетическим особенностям они могут быть разделены на три главные группы.

1. Латеритные бокситы, приуроченные к остаточным корам выветривания на породах различного состава.

2. Осадочные бокситы, приуроченные к корам выветривания, переотложенным на закарстованную поверхность известняков различного возраста.

3. Осадочно-метаморфизованные бокситы.

Каждая из выделенных групп отличается характерным минеральным составом руд. Так, в первой группе преобладают бокситы гиббситового состава, во второй – гётит-гиббситового, а в третьей – гётит-гематит-диаспорового, иногда с бёмитом.

Латеритные бокситы

Проявления высококачественных латеритных бокситов приурочены к корам выветривания основных пород, распространенных в северо-восточной части Кубы в пределах всхолмленных, местами террасированных предгорий Сьерра-де-Моа. Исходные габбро макроскопически представляют собой среднезернистые, массивные, плотные, крепкие породы темно-серого, местами зеленовато-серого цвета. Объемный вес их 2,94 г/см^3. Породы состоят из плагиоклаза (40–45%), моноклинного пироксена (55–60%) и незначительного количества оливина и рудных минералов. Химический состав их приводится в табл. 14.

На поверхности массивов основных пород развиты площадные коры выветривания характерного красновато-розового цвета мощностью до 5–6 м, имеющие зональное строение. Типичный разрез коры выветривания на габбро изучен в 2 км к востоку от р. Кайо-Гуам по дороге на Хигуани в районе Кесигуа (снизу вверх).

1. Выщелоченные до рыхлого состояния габбро светло-серого, местами до белого, иногда светло-зеленоватого цвета, сохраняющее текстурно-структурные особенности исходных пород. Породы интенсивно монтмориллонитизированы и гидрохлоритизированы. Видимая мощность около 2 м.

2. Пестроокрашенные глины от красновато-розового до белого цвета каолинитового состава с примесью монтмориллонита. В нижней части зоны преобладают белые глины, в верхней – розовые до красноватых. Структурно-текстурные особенности исходных пород едва различимы. Мощность около 3 м.

3. Охристо-глинистые образования светло-желтого цвета, лишенные структурно-текстурных особенностей материнских пород. Мощность 0,5 м. Местами на них наблюдается тонкий (5 см) слой серых почв.

На поверхности охристо-глинистых образований и в верхней части разреза наблюдается большое количество железистых конкреционных стяжений в виде желваков размером 5–10 см, внешне похожих на образования типа кирасы, широко развитые на корах выветривания Гвинеи. В шлифах из этих конкреций нередко можно наблюдать тонкие оторочки и корочки гиббсита, окаймляющие гётитовые стяжения.

Изменение химического состава пород различных зон рассматриваемого профиля показано в табл. 14.

В зоне пестроокрашенных каолинитовых глин часто встречаются реликтовые нодули свежего габбро в виде караваев размером от 10 до 30–40 см. Они покрыты коркой продуктов выветривания толщиной 0,5–3 см. В поперечном разрезе нодулей видна четкая зональность. Центральная часть сложена свежим, очень крепким габбро темно-серого цвета без следов выветривания. Это массивная, плотная, среднезернистая порода темно-серого цвета, состоящая из плагиоклаза, пироксена и незначитель-

Таблица 14

Химический состав образцов латеритной коры выветривания бокситов Восточной Кубы, вес. %

Район, порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	CO_2	Сумма	Объемный вес, г/см³
Район Кесигуа															
Дезинтегрированное габбро	45,6	0,07	18,8	0,66	2,97	–	12,9	15,02	0,66	0,029	–	2,45	–	99,3	2,94
Выщелоченное габбро	44,3	0,2	22,87	4,88	1,39	–	7,03	6,05	0,43	0,03	3,34	8,82	–	99,5	1,83
Пестрокрашенные глины	42,2	0,3	26,7	7,78	–	–	2,67	0,49	0,2	0,28	8,1	10,5	–	99,4	1,64
Охристо-глинистые образования	37,2	0,77	30,4	12,5	0,5	–	1,11	0,56	0,33	0,04	3,78	12,27	–	99,5	1,50
Бокситовая корка	1,82	0,14	54,37	11,82	–	0,26	Сл.	0,5	0,17	0,006	1,47	29,1	–	99,9	Не опр.
Район Кантарана															
Боксит	12,45	Сл.	56,78	3,24	–	Сл.	”	Сл.	1,34	0,03	0,49	25,81	–	100,1	”
Район Альта-Кларита															
Песчано-глинистые породы, обр. 462	27,79	0,75	24,87	28,34	Не опр.	0,83	1,09	–	0,086	0,154	3,56	10,51	–	99,5	1,31
Глинисто-охристые продукты выветривания, обр. 463	27,92	0,9	28,35	25,7	”	–	1,00	–	–	0,2	2,38	13,42	–	99,8	1,41
Охры с железистыми конкрециями (железистые бокситы), обр. 464	16,8	1,21	34,7	27,66	”	0,09	–	–	0,004	0,05	0,0 2,63	15,69	–	99,1	1,62

ного количества оливина и рудных минералов. Плотное свежее габбро центральной части окаймляется по периферии тонкой рыхлой белой корочкой гиббситового состава мощностью 0,1–0,3 см. Наличие гиббсита подтверждается данными микроскопического изучения, результатами инфракрасной спектроскопии, рентгеновского и термического анализов. В шлифах видно, что лейсты плагиоклаза нацело замещены гиббситом при полной сохранности структурно-текстурных особенностей исходных пород.

На белой приконтактовой корочке (еще дальше от центра нодуля) расположена светло-кремовая, иногда светло-коричневая корка мощностью 2–2,5 см. В ее минеральном составе также преобладает гиббсит, что подтверждается изучением шлифов и данными термического и рентгеновского анализов. Внешние части этой зоны постепенно переходят в красновато-коричневые и коричневые цвета, обусловленные присутствием гётита. Нередко тонкие корочки гётита (толщиной 0,1–0,2 см) покрывают гиббсит сплошной оболочкой, образуя самую верхнюю зону нодуля.

Химический состав выветрелых корок, развитых на габбро, и исходных пород приведен в табл. 14. Содержание глинозема в выветрелых корках достигает 54,3%, в то время как количество кремнезема составляет всего 1,8%. Абсолютные содержания алюминия и его отношение к кремнезему позволяют оценивать эти образования как высококачественные латеритные бокситы.

Находка первых образцов кондиционных бокситов подтвердила возможность формирования на Кубе латеритных бокситоносных кор выветривания и позволила рекомендовать районы невысоких холмистых предгорий, сложенные основными породами, для дальнейших поисковых работ. В этих рекомендациях отмечалось, что наиболее перспективными на поиски бокситов должны быть коры выветривания основных пород, развитые на более приподнятых платообразных участках рельефа. Последующие работы советских, кубинских и венгерских геологов подтвердили существование в рекомендованных районах латеритных бокситов высокого качества, но только в виде корок типа ”пряника” (hardpan).

В 1981 г. в 2,5 км к югу от открытого ранее рудопроявления Кесигуа авторами было обнаружено новое рудопроявление высококачественных бокситов. Рудопроявление представляет собой плащеобразную залежь, покрывающую массив габбро. Поверхность массива выположена и имеет абсолютные отметки порядка 250–300 м. Видимая мощность залежи 1–1,5 м. Макроскопически бокситы представлены легкими, пористыми образованиями, с поверхности шероховатыми, кавернозными. Цвет их светло-желтый, на свежем изломе почти белый. В минеральном составе преобладает гиббсит. Содержание глинозема составляет 53,5%, кремнезема – 10,6%. Для определения истинной мощности и масштабов рудопроявления необходимо проведение небольшого объема горных работ. Поскольку это рудопроявление находится в непосредственной близости от никелевого месторождения Кантарана, разведочные работы могут

проводиться попутно. При получении положительных результатов может быть рекомендована комплексная отработка никелевых руд и бокситов.

Не меньший интерес представляют латеритные бокситы, развитые на терригенно-осадочных породах. Первые проявления их были обнаружены авторами в районе Альта-Кларита, провинция Гуантанамо. На приподнятой (400 м) платообразной поверхности в придорожной выработке у пос. Альта-Кларита (снизу вверх) обнажаются следующие породы.

1. Конгломераты, состоящие из галек (размером от 0,5 до 5 см) ультраосновных и основных пород различного состава. Независимо от состава гальки выветрелы, глинизированы и обохрены настолько, что часто рассыпаются в руках при отборе образца. Цемент песчанистый полимиктовый. Видимая мощность в обнажении 1,0–1,5 м.

2. Пачка переслаивающихся песчаников, глинистых алевролитов и глин. Цвет их изменяется от светло-желтого до темно-коричневого и местами до черного (обр. 462). Мощность до 3 м.

3. Глинисто-охристые породы, сохраняющие структуру подстилающих осадочно-терригенных пород с небольшим количеством железистых конкреций, рассеянных по всей массе охр. Цвет пород красновато-коричневый. Мощность зоны 1–3 м (обр. 463). В 50 м к югу мощность этой зоны возрастает до 3–7 м, так что охры слагают весь видимый разрез коры выветривания. Количество железистых конкреций в верхней части зоны возрастает, а структурно-текстурные особенности исходных пород исчезают (обр. 464).

Химические анализы продуктов выветривания, отобранных из различных зон, показывают резкое увеличение содержаний алюминия, железа, титана по мере перехода к конечным зонам профиля коры выветривания. Одновременно с этим отмечается уменьшение содержание магния и кремнезема. В зоне бесструктурных охр содержание алюминия возрастает до 34,7%, а кремнезема – сокращается до 16,8%. Такие содержания и величины отношения алюминия к кремнию соответствуют бедным кондиционным бокситам. В минеральном составе преобладают гётит и гиббсит с меньшим количеством каолинита.

Учитывая, что аналогичные охры прослеживаются от описываемого разреза на расстояние около 2 км, можно положительно оценить практическую значимость участка и рекомендовать на нем дальнейшие поисковые работы.

Латеритно-осадочные бокситы

Латеритно-осадочные бокситы связаны с широко распространенными на Кубе переотложенными корами выветривания, представляющими большой интерес с точки зрения перспектив бокситоносности. Районы развития этих образований имеют много общих геологических особенностей с районами известных бокситовых месторождений Ямайки и Пуэрто-Рико. На этих островах Антильского архипелага широко распространены кайнозойские карбонатные отложения. В пределах закарстованной поверхности известняков свиты Уайт на Ямайке и свиты Ларес на Пуэрто-Рико сосредоточены крупнейшие месторождения бокситов этих островов.

На территории Кубы также имеются обширные участки, сложенные закарстованными известняками, перекрытыми продуктами переотложения кор выветривания различного состава. Примерами могут служить районы Сан-Мигель-де-лос-Баньос, где впервые Ф. Формелем [75] были установлены переотложенные охристые продукты выветривания, районы севернее Сьерры-Кубитас, западнее бухты Сьенфуэгос, юго-восточнее Сьерры-Эскамбрай. Во всех этих районах охристые и охристо-глинистые продукты выветривания покрывают весьма значительные площади, но генетически не связаны с подстилающими их закарстованными известняками. В то же время почти во всех случаях по реликтовым обломкам исходных пород и составу микрокомпонентов можно определить области сноса и материнские породы, на которых были сформированы латеритные покровы. Наличие бобово-обломочных и альвеолярных латеритов в продуктах переотложения кор выветривания отмечается А.Г. Черняховским и Л. Пеньялвером [52] в районах Монте-Верде и Сагуа-Баракоа (провинция Ориенте), у пос. Родригес (провинция Лас-Вильяс), в районе Аграмонте (Метансас), в северных предгорьях массива Кахальбана (Пинар-дель-Рио) и в районе Нуэва-Херона на о-ве Хувентуд.

Наиболее изученным и интересным является район, расположенный севернее гор Сьерра-Кубитас на обширной слабо всхолмленной прибрежной равнине площадью около 500 км^2. Равнина сложена карбонатными отложениями различного возраста от маастрихта до миоцена, образующими асимметричную антиклинальную структуру. Породы, слагающие северное крыло антиклинали, полого погружаются к северу. Антиклиналь срезана абразионно-денудационными процессами, и в настоящее время абсолютные отметки поверхности равнины постепенно понижаются от 200 м у Сьерры-Кубитас в южной части до 5 м в северной, вблизи берега океана.

Карбонатные отложения представлены плотными, массивными известняками, обычно белого цвета, иногда со светло-кремовым или светло-зеленоватым оттенком. Известняки очень чистые, терригенный материал в них не обнаружен ни в одном из обнажений. Поверхность известняков сильно закарстована. Видимые размеры карстовых углублений колеблются от 10 X 15 до 50 X 75 м в поперечнике. Глубина от 1—3 до 5—10, иногда 70 м. Однако судить об истинных размерах карстовых форм трудно, так как вся поверхность равнины покрыта достаточно плотным покровом охристых образований. Они представляют собой переотложенные продукты коры выветривания, перенесенные на равнину с массива ультраосновных пород, расположенного южнее Сьерры-Кубитас. Связь переотложенных охристых образований с корами ультрабазитов подтверждается сходным вещественным и микрокомпонентным составом и постепенным уменьшением содержаний хрома, никеля, кобальта и марганца в охрах по мере удаления их от массива ультраосновных пород.

Мощность охристых продуктов на описываемой равнине обычно 1,5—2 м. В карстовых углублениях она может увеличиваться до 10—15 и даже 70 м в зависимости от глубины карстовых форм. Контакт охристых образований и подстилающих известняков резкий, без постепенных переходов.

Переотложенные охры представляют собой рыхлые землистые образования от оранжевого до вишнево-красного цвета. Почти повсеместно они

Таблица 15

Химический состав аллитов и латеритно-осадочных бокситов, вес.%

Окисел	Пуэрто-Рико, район Флориды	Куба, район Сьерра-Кубитас	Куба, Сан-Франсиско (Кудрявцев, 1969 г.)	Куба, Сан-Франсиско [7]	Куба, Сьерра-де-Гуаса	Куба, Сьерра-де-Каухери
SiO_2	18,7–30,2	20,9–25,6	9,9–24,8	15,7	15,1	17,1–18,5
Al_2O_3	27,2–40,7	29,7–31,8	14,3–42,8	38,1	37,6	42,6–43,5
Fe_2O_3	15,0–18,3	27,1–30,3	19,3–46,4	15,1	25,4	21,9–22,4
TiO_2	1,3–1,8	0,8–1,1	Не опр.	1,4	2,5	2,5–2,7

содержат значительное количество железистых конкреций. По данным Г. Беннета и Р. Алисона [61], количество этих конкреций достигает нередко 70% валового состава охристых образований. Конкреции довольно часто сцементированы гидроокислами железа в округлые стяжения и глыбы размером от 10–20 см до 0,5–1,5 м. В вертикальном разрезе охристых образований зональности не наблюдается и распределение конкреций обычно равномерное. Лишь в некоторых выработках можно наблюдать, что в нижней части разреза количество конкреций сокращается и красные, красно-бурые охры сменяются темно-коричневыми и темно-желтыми с большой примесью глинистого материала.

Химический состав охр приведен в табл. 15 и напоминает состав бокситовых глин месторождений Пуэрто-Рико. Высокие содержания алюминия в них свидетельствуют о том, что продукты переотложения формировались за счет разрушения латеритных покровов не только ультрабазитов, но и более основных пород, залегающих южнее описываемой территории.

В вещественном составе охристых образований преобладает гётит. Довольно значительная роль принадлежит каолиниту, что подтверждается данными термического анализа. В то же время химические анализы показывают, что не весь алюминий входит в состав каолинита, а около 10–11% его находится в свободном состоянии. Микроскопическое изучение шлифов часто обнаруживает наличие гиббсита в виде прозрачных, тонких, секущих прожилков, корочек и оторочек вокруг бобовин и стяжений гётита. Наличие гиббсита подтверждается также термическим анализом и инфракрасной спектроскопией.

Полученные результаты позволяют считать рассмотренные переотложенные коры выветривания гиббситоносными. Так как размеры этой территории велики, не исключено, что в ее пределах могут быть встречены карстовые формы, где в продуктах выветривания происходил вынос кремнезема и накопление алюминия с образованием кондиционных бокситов, подобно тому, как это описано для Ямайки, Пуэрто-Рико, Гайаны и Суринама [11].

Возможность обнаружения таких месторождений на территории Кубы подтверждается данными, полученными по участку Сан-Франсиско в провинции Пинар-дель-Рио. Участок представляет собой карстовую депрессию, выполненную охристыми образованиями с железистыми конкре-

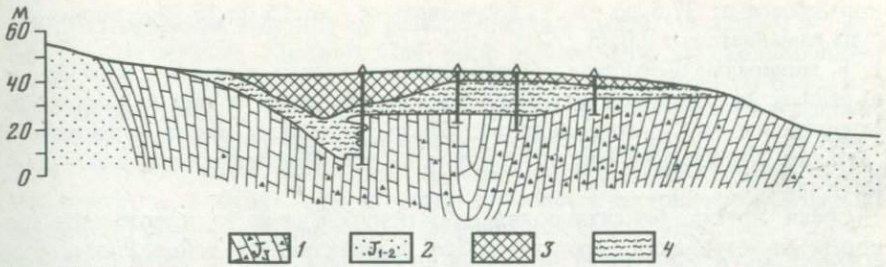


Рис. 17. Геологический разрез бокситового месторождения Сан-Франсиско (по данным В.М. Кудрявцева)

1 – формация Артемиса (известняки тонкозернистые, доломитизированные и графитизированные); *2* – формация Сан-Каэтано (песчаники, алевролиты, сланцы); *3* – зона распространения бокситов и ферриаллитов; *4* – глины с обломками известняков

циями, по внешнему виду похожими на образования, описанные выше (рис. 17). Максимальная мощность охр в карстовых углублениях 37 м. В наиболее крупной воронке на глубине 5,9–13,6 м были встречены бокситы. Содержание глинозема в них обычно превышает 28% и достигает иногда 42%. Отношение алюминия к кремнию больше 2,6, а иногда повышается до 3,5. На поверхности бокситовые образования представлены железистыми стяжениями неправильной формы размером от 2 до 5 см в поперечнике. Под микроскопом видно, что они состоят из отдельных гётитовых конкреций, сцементированных гидроокислами железа. Материал цемента пропитан гиббситом. Гиббсит наблюдается также по контактам концентрических слоев в железистых оолитах. Наличие гиббсита в этих образованиях подтверждается данными термического анализа и инфракрасной спектроскопии. Содержания глинозема в них составляют 38,1%, а кремнезема – 15,7%. Учитывая, что концентрации последнего обусловлены в основном наличием кварца, можно подсчитать, что гиббсит составляет около 62% валового состава породы.

Высокие содержания глинозема в переотложенных продуктах выветривания месторождения Сан-Франсиско объясняются тем, что источником для них служили как коры выветривания на сланцах свиты Сан-Каэтано, распространенных к югу, так и коры на основных породах, залегающих к востоку и юго-востоку от участка.

Несмотря на незначительные размеры месторождения Сан-Франсиско, факт обнаружения его имеет большое значение. Участки со сходным геологическим строением встречаются также в других местах северного побережья провинции Пинар-дель-Рио и, безусловно, заслуживают пристального внимания.

Аналогичные бокситопроявления, приуроченные к карстовым депрессиям, обнаружены в провинции Гуантанамо в горах Сьерра-Гуаса и Сьерраде-Каухери Е. Дудичем, Е. Надем и Д. Коутином [69]. Размеры депрессий обычно колеблются в пределах 1–2,5 км^2. Наибольший интерес представляют бокситопроявления в районах Альто-дель-Манго, Ла-Пренда и Наранхаль. Все три участка расположены на закарстованной поверхности известняков свиты Ятерас. Макроскопически карстовое выполнение представлено охристо-глинистым материалом красного, красновато-желтого цвета, иногда с железистыми конкрециями. Содержания глинозема

колеблются от 37,5 до 43,2%, а кремнезема – от 15 до 18,5%, так что модуль изменяется от 2,0 до 2,5.

В минеральном составе преобладают гиббсит и гётит приблизительно в равных количествах: В районе Сьерра-де-Каухери главным алюминийсодержащим минералом является бёмит, а гиббсит имеет подчиненное значение. Химический состав образцов из этих бокситопроявлений приведен в табл. 15.

Среди других бокситопроявлений, приуроченных к переотложенным корам выветривания, представляется перспективным район Родас, расположенный к западу от бухты Сьенфуэгос. Там равнина, сложенная закарстованными известняками, перекрыта охристыми переотложенными продуктами выветривания. На карте распространения карста, составленной А. Нуньесом-Хименесом, в этом районе показано наличие обширных бессточных карстовых долин, благоприятных для накопления рыхлого выветрелого материала. Местами этот материал представляет собой продукт переотложения остаточной коры выветривания по туфам среднего состава. Анализы образцов, отобранных чехословацким геологом В. Матлем, показали содержания глинозема до 38,3%. Аналогичные перспективные участки имеются в районе Сьего-де-Авила.

Изложенные материалы позволяют считать, что на Кубе возможно открытие месторождений алюминиевого сырья латеритно-осадочного типа.

Осадочно-метаморфизованные бокситы

Бокситы этого типа были открыты в 1976 г. В. Телегиным в северо-восточной части провинции Пинар-дель-Рио в районе гор Пан-де-Гуахайбон, Сьерра-Асуль и Сьерра-Чикита. Высота гор колеблется в пределах 300–600 м, сложены они крутопадающими массивными известняками мелового возраста. Склоны и подножия гор покрыты мощным чехлом делювиально-пролювиальных отложений, содержащих большое количество обломков бокситов и известняков. Речная сеть представлена серией прерывистых ручьев, текущих в субмеридиональном направлении.

Климат района, так же как и на всей территории Кубы, тропический с двумя влажными и двумя сухими периодами. Среднегодовое количество осадков составляет 1600–1800 мм/см^2/год. Максимальное количество осадков отмечается на платообразной поверхности Пан-де-Гуахайбон ($\geqslant$ 2000 мм/см^2/год). Среднегодовая температура составляет 26°С и колеблется от 21° в январе до 28° в августе.

Район месторождений расположен на сложном участке сочленения структурно-фациальных зон Байа-Онда и Росарио-лос-Органос. Район сложен карбонатными и терригенно-силикатными фациями мелового возраста, терригенными породами и олистостромами палеогена и четвертичными отложениями, среди которых обнаружены бокситы.

Разведочными работами, проведенными венгерскими и кубинскими геологами в 1978 г., установлено три генетических типа бокситов: 1) первичные; 2) элювиально-делювиальные; 3) аллювиальные. По данным В. Дрига, первичные бокситы приурочены к меловым известнякам свиты Гуахайбон и залегают вдоль контакта темно-серых (верхняя подсвита) и светло-серых (нижняя подсвита) известняков. Они были встречены

при разбуривании нескольких разведочных профилей, однако ни в одном случае бокситовые горизонты не были прослежены на сколько-нибудь значительном расстоянии. Так, в профиле № 6 были вскрыты бокситы в виде пласта мощностью 4–6 м, простирающегося в широтном направлении и падающего на север–северо-запад под углом 60° вдоль контакта темно- и светло-серых известняков. Этот пласт прослежен по простиранию на расстоянии 80 м, с обеих сторон он резко обрывается тектоническими нарушениями. По падению рудное тело выклинивается на глубине 12 м.

Аналогичное рудное тело было встречено в профиле № 90. Бокситы там слагают незначительное поднятие (50 × 25 м), вытянутое в субширотном направлении. Две скважины, пробуренные с целью проследить рудное тело по падению, пересекли контакт темных и светло-серых известняков, но бокситы не были встречены. Лишь в третьей скважине на глубине 9 м обнаружен тонкий (0,9 м) пласт бокситов. Как и в предыдущем случае, рудное тело ограничено тектоническими нарушениями.

Наиболее крупное рудное тело было обнаружено разведочным профилем № 125. Бокситы там обнажаются с поверхности в виде выступа высотой 7, шириной 15–20 и протяженностью около 100 м. Рудное тело падает к северу под углами 55–65°. Видимая мощность его колеблется от 3,5 до 23 м. Бокситы залегают по контакту темно- и светло-серых известняков. С глубиной мощность бокситов резко сокращается и рудное тело выклинивается (рис. 18). На основании изучения керна скважин В. Дрига выделяет два типа бокситов.

1. Бокситы вишнево-красные, твердые, тяжелые, имеющие пизолито-оолитовую текстуру, залегают на светлых известняках с резким контактом, без постепенного перехода. Размеры рудного тела 80–100 м по простиранию и 20–100 м по падению. В минеральном составе преобладает диаспор, в меньших количествах присутствуют гематит и гётит, незначительно распространен гиббсит. Содержания Al_2O_3 – 54–58%, Fe_2O_3 – 25–30, SiO_2 – 2–6%. Бокситовый модуль колеблется в пределах 12–25.

2. Бокситы серые, глинистые, редко массивные, компактные, твердые, с небольшим количеством оолитов, залегают обычно на красных бокситах, реже непосредственно на светлых известняках. Мощность серых бокситов колеблется в пределах от 0,2 до 3,5 м. Общие размеры рудного тела этого типа не установлены. Содержание Al_2O_3 не превышает 46%, а SiO_2 возрастает до 16–21%. Количество серы также увеличивается до 8–12% за счет интенсивной вторичной пиритизации.

Анализ морфологических особенностей перечисленных выше рудных тел позволяет считать, что горными выработками вскрыты не первичные бокситы, а их реликты, сохранившиеся в виде отдельных блоков в известняках, также претерпевших интенсивные тектонические нарушения и перемещения.

Формирование первичных бокситов началось, очевидно, в мелу, когда на закарстованную поверхность светлых известняков свиты Гуахайбон переотлагались продукты латеритных кор выветривания основных пород. Эти продукты сносились с приподнятых участков, расположенных к югу от Сьерра-Асуль в пределах развития островной вулканической дуги мелового возраста. Не исключено, что часть выветрелых продуктов сносилась на закарстованную поверхность в виде глинистого мате-

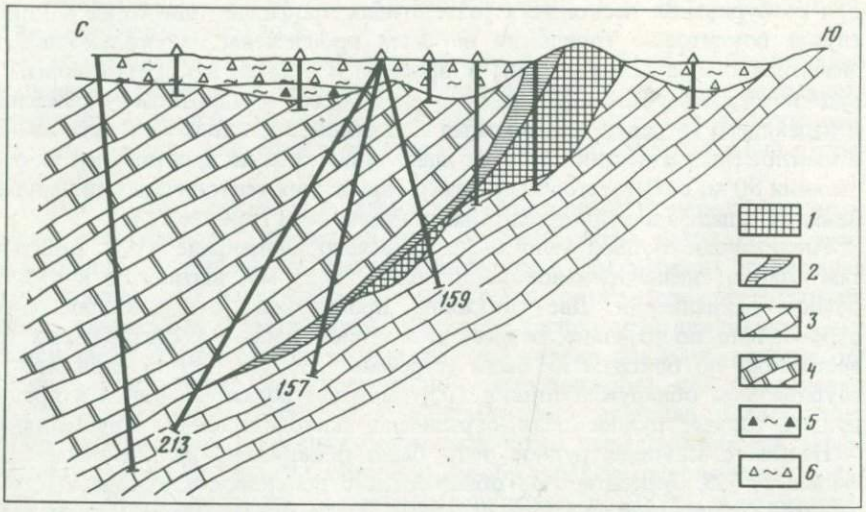


Рис. 18. Схематический разрез бокситового месторождения Пан-де-Гуахайбон (профиль 125 по данным В. Дрига)

1 – бокситы красные гематит-гётит-диаспоровые; *2* – бокситы серые глинистые, каолинит-диаспор-бёмитовые; *3* – известняки светло-серые; *4* – известняки темно-серые; *5* – пролювиально-делювиальные глинистые отложения с каменистыми обломками бокситов (40–60% общего объема); *6* – пролювиально-делювиальные глинистые отложения с обломками бокситов (20–40% общего объема)

риала и продолжала выветриваться до бокситов уже в карстовых полостях, как это предполагается рядом исследователей для бокситов Ямайки. Во всех случаях минеральный состав этих первичных бокситов был, очевидно, существенно гиббситовый.

После отложения бокситов эпейрогеническое погружение территории привело к частичному размыву бокситов и захоронению их под толщей темно-серых известняков также мелового возраста. Цвет их свидетельствует о большом количестве органического материала в бассейне осадконакопления, что приводило к развитию вторичных процессов в верхней части бокситовых тел. Подтверждением этого служит отмечавшаяся интенсивная пиритизация, вызванная процессами сульфатредукции.

Интенсивные тектонические движения (главным образом горизонтальные) среднеэоценового возраста разрушили первичные бокситы и переместили отдельные их блоки вместе с вмещающими известняками на значительные расстояния с севера на юг. Мощные надвиговые перемещения привели к интенсивному складкообразованию и динамометаморфизму как вмещающих карбонатных пород, так и бокситов. В результате процессов динамометаморфизма первичные гиббситовые бокситы превратились в диаспоровые. Таким образом, район Сьерра-Асуль представляет собой зону меланжа, где реликтовые бокситовые блоки заключены в толще меловых известняков и передвинуты вместе с ними по крупному надвигу на юг от своего первоначального положения.

В течение неогена и четвертичного периода в рассматриваемом регионе преобладали процессы эрозии. Благоприятные климатические условия с большим количеством атмосферных осадков приводили к растворению

и выщелачиванию известняков и выходу на поверхность более устойчивых к растворению блоков диаспоровых бокситов. В то же время процессы физического выветривания разрушали эти блоки. Угловатые и полуокатанные обломки их в больших количествах встречаются в пролювиальных и делювиальных отложениях на склонах гор. В аллювиальных отложениях диаспоровые бокситы встречаются в виде окатанных валунов и гальки.

Исходя из анализа истории геологического развития района, можно выделить три генетических типа бокситов, имеющих промышленное значение: 1) реликтовые блоки первичных бокситов; 2) пролювиально-делювиальные бокситы; 3) аллювиальные бокситы.

Бокситы первого типа отличаются наиболее высоким качеством. Однако поиски их осложняются высокой дисперсностью реликтовых блоков и отсутствием общих закономерностей в их размещении. Труднодоступность местности – наличие залесенных крутых склонов – затрудняет постановку буровых работ. Эти же условия будут отрицательно влиять на отработку обнаруженных рудных тел и снижать их промышленную ценность.

Наибольшее практическое значение в настоящее время имеют бокситы второго генетического типа. Они расположены узкой (1–2 км) полосой вдоль северных предгорий Сьерра-Асуль, Пан-де-Гуахайбон и Сьерра-Чикита. Наибольшие скопления бокситов сосредоточены в карстовых депрессиях, расположенных в пределах этой полосы. В настоящее время оконтурено и разведано 12 таких депрессий. Размеры их различны. Глубина достигает 27 м. Бокситоносные пролювиально-делювиальные отложения представляют собой четвертичные суглинки красного цвета, вмещающие многочисленные обломки и гальки бокситов. Мощность отложений от 2,5 до 27 м в зависимости от наличия карстовых депрессий. Соотношение бокситового и глинистого материала в делювиальных отложениях различно и колеблется от 5–10 до 40–60%, достигая иногда 80–100%. Минимальное количество бокситовых обломков в рудных телах 10%. Размеры бокситовых обломков и галек также изменчивы – от 0,5–1 см до 2,5–3 м, в среднем 25–30 см. Бокситы представляют собой твердые, плотные породы от красновато-бурого до вишнево-красного цвета. Структура их обычно оолито-пизолитовая, иногда оолитовая и гораздо реже псаммитовая или пелитовая.

Химический состав пролювиально-делювиальных бокситов близок к составу бокситов первого типа. Содержание Al_2O_3 в них 52–56, иногда 61%. Количество кремнезема обычно 2,6%, но достаточно часто снижается до 0,8–0,9%. Fe_2O_3, так же как и в бокситах первого типа, колеблется в пределах 25–30%.

Аллювиальные бокситы располагаются также вдоль северных слабо всхолмленных предгорий, но распространены в виде более широкой полосы и встречаются на удалении до 7 км от гор. Они представлены галечниками и гравийным материалом, слагающими небольшие (мощность не более 1–1,5 м) рудные тела. Размер галек и их количество в аллювиальном материале уменьшаются по мере удаления от гор, в то время как степень их окатанности и отполированности возрастает. Гальки бокситов обычно темно-коричневые, темно-бурые. На полированной поверхности

нередко видна псаммитовая структура. По химическому составу они близки к пролювиально-делювиальным бокситам. В минеральном составе также преобладают диспор, гематит и гётит.

По минеральному составу на месторождении Сьерра-Асуль можно выделить два типа руд: 1) гётит-гематит-диаспоровой ассоциации; 2) каолинит-диаспор-бёмитовой ассоциации.

Руды первого типа по своему количеству и качеству являются преобладающими. Они представлены литифицированными бокситами, твердыми, плотными от красно-коричневого до вишнево-красного цвета. Структура руд пизолито-оолитовая, псаммитовая, местами пелитоморфная. В минеральном составе пизолитов и оолитов преобладает диаспор, затем гётит и гематит. Отмечается незначительное количество бёмита. Сцементированы они главным образом окислами и гидроокислами железа с примесью бёмита, диаспора и каолинита.

Размеры оолитов колеблются обычно от 1 до 3 мм, пизолиты размером 6–8 мм встречаются значительно реже. Форма оолитов округлая, овальная или эллипсоидальная с ясно выраженными концентрическими кольцами.

Местами бокситы трещиноваты. Трещины выполнены смесью бёмита и диаспора с окислами и гидроокислами железа. В некоторых случаях количество пизолитов и оолитов, а также их обломков сокращается и бокситы приобретают пелитоморфную структуру. Размер редко встречающихся в них оолитов не превышает 1 мм в диаметре.

Химический состав руд достаточно устойчив. Содержания глинозема колеблются от 56,9 до 57,8%, кремнезема – от 1,82 до 8,9, Fe_2O_3 – от 17,0 до 26,0, TiO_2 – от 2,77 до 2,94% (табл. 16).

Руды каолинит-диаспор-бёмитовой ассоциации на месторождении распространены гораздо меньше и имеют худшее качество. Они представлены литифицированными бокситами, сильно пористыми, обычно светло-серого цвета с желтыми и красновато-бурыми пятнами, местами пестроцветными. Бокситы имеют пелитоморфную структуру, содержат незначительное количество оолитов размером менее 1 мм в диаметре. Минеральный состав общей массы и оолитов аналогичен и представлен главным образом бёмитом, в меньшей степени диаспором и каолинитом. В рудах много пирита, его окисление приводит к образованию охристых пятен. Породы разбиты многочисленными трещинами, ориентированными в различных направлениях. Трещины выполнены окислами и гидроокислами железа с бёмитом, диаспором и каолинитом.

Химический состав руд отличается меньшими содержаниями алюминия и большими кремнезема по сравнению с рудами первой ассоциации за счет возрастания количества каолинита в минеральном составе руд. Содержания основных компонентов химического состава приведены в табл. 16.

Закономерности формирования месторождений и рудопроявлений бокситов, связанных с бокситоносными корами выветривания и продуктами их переотложения, в общих чертах совпадают с закономерностями, установленными для железо-кобальт-никелевых месторождений. Различия заключаются главным образом в составе исходного субстрата. Обязательным условием для образования высокоглиноземистых продуктов является наличие в исходном субстрате алюмосиликатных горных пород.

Таблица 16

Минеральный и усредненный химический состав бокситов месторождений Сьерра-Асуль и Пан-де-Гуахайбон, вес.%

Рудные ассоциации	Месторождение	Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	TiO_2	S	Минеральный состав
Гётит-гематит-диаспоровая	Сьерра-Асуль	56,92	5,3	22,08	2,66	–	Диаспор, бёмит, гётит, гематит, глинистые минералы
	Пан-де-Гуахайбон	52,53	1,41	30,81	2,78	–	Диаспор, бёмит, гётит, гематит, глинистые минералы
Каолинит-диаспор-бёмитовая	Сьерра-Асуль	42–46	16–21	–	–	8–12	Бёмит, диаспор, каолинит, глинистые минералы, пирит

Выветривание их происходит под воздействием тех же факторов, что и выветривание ультраосновных пород, приводящее к образованию никеленосных кор и связанных с ними месторождений. Общие черты условий формирования бокситовых и никелевых латеритных месторождений определяет сходство закономерностей их размещения. Поэтому критерии поисков никелевых месторождений применимы для поисков бокситов. Использование их позволило авторам впервые обнаружить высококачественные латеритные бокситы на Кубе.

Формирование осадочно-метаморфизованных бокситов определяется гораздо более сложными условиями и протекало в более длительный период геологической истории. Выяснение условий их формирования и закономерностей размещения возможно лишь при применении широкого комплекса геологических методов с обязательным использованием структурно-тектонических региональных исследований.

ЭКЗОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ КУБЫ

Большое количество исследований, посвященных закономерностям формирования и размещения рудоносных кор выветривания и связанных с ними экзогенных месторождений, по сути своей являются металлогеническими, хотя термин "металлогения" в них обычно отсутствует.

Обширная литература, посвященная рудоносным корам выветривания Кубы и связанным с ними месторождениям, не включает металлогенических аспектов. В то же время представляется возможным и целесообразным применение достижений металлогенического анализа к экзогенным месторождениям Кубы. Использование его позволит с научных позиций подойти к прогнозу полезных ископаемых и обосновать направление поисковых работ. В данном разделе сделана попытка рассмотреть главные вопросы, которые следует учитывать при металлогеническом анализе экзогенных месторождений Кубы.

Металлогенический анализ – это совокупность методов, с помощью которых устанавливаются закономерности размещения полезных ископаемых в земной коре. Применительно к экзогенным месторождениям Кубы эта совокупность представлена климатологическими, геоморфологическими, структурно-тектоническими, петрофизическими и гидрогеологическими методами. Эти методы позволяют рассматривать различные аспекты геологических явлений как части единого процесса, а их совокупность – научно обобщать полученные результаты. С помощью этих методов можно выявить роль ведущих факторов, приводящих к формированию рудоносных кор выветривания, установить соподчиненность факторов и определить необходимую их совокупность, достаточную для образования экзогенных рудных месторождений. Значение этих факторов было рассмотрено в ряде публикаций, а также в предыдущих разделах монографии.

Поскольку металлогения – это наука о закономерностях формирования и размещения месторождений полезных ископаемых в пространстве и времени, важнейшее значение имеет использование понятий "металлогеническая провинция", "металлогеническая эпоха". Правильное их выделение, детальная характеристика и анализ дают возможность выявить главнейшие особенности металлогенической эволюции земной коры и ее главных структурных элементов и свидетельствуют о необратимости проявления рудных процессов в ходе геологического развития нашей планеты.

На территории Кубы представляется возможным выделить металлогенический пояс шириной 3–70 км, протягивающийся в субширотном направлении на расстоянии около 1000 км и приуроченный к породам офиолитовой ассоциации, на которых формируются мощные рудоносные коры выветривания. Этот пояс занимает северную часть в Антильско-Карибской провинции гипергенного железо-кобальт-никелевого оруденения, выделенной И.И. Эдельштейном [58]. Он характеризуется строго определенным комплексом экзогенных месторождений и кобальт-никелевой металлогенической специализацией, отличающей его от других регионов. Поскольку в офиолитовую ассоциацию входят породы базитового интрузивного комплекса (габбро и габброиды), они являются источниками алюминия для небольших месторождений и рудопроявлений, образующихся в результате выветривания основных пород.

Единый металлогенический пояс Кубы может быть разделен на три района – Западный, Центральный и Восточный. Западный металлогенический район включает сравнительно небольшое железо-кобальт-никелевое месторождение Кахальбана и бокситовые месторождения Сан-Франсиско и Сьерра-Асуль, сформированные за счет разрушения и переотложения месторождений более древних металлогенических эпох. Центральный район включает небольшие экзогенные никелевые месторождения Сан-Мигель-де-лос-Баньос в провинции Матансас и Сан-Фелипе в провинции Камагуэй. Наибольшее промышленное значение имеет Восточный металлогенический район. В него входят практически все наиболее крупные месторождения на Кубе. Быстрый рост потребления минерально-сырьевых ресурсов ставит перед исследователями задачи разработки локальных критериев прогноза. Эти задачи должны решаться с помощью металлогенического анализа.

Наибольшее развитие базитового интрузивного комплекса в этом районе позволяет предположить, что вслед за первыми находками высококачественных латеритных бокситов там могут быть обнаружены более крупные бокситовые месторождения. Четкая приуроченность указанных металлогенических районов к комплексу пород офиолитовой ассоциации является важным прогнозным критерием поисков экзогенных рудных месторождений.

В пределах офиолитового пояса наиболее перспективны для поисков платообразные поднятия с активным водообменом (рис. 19). Как было показано выше, условия интенсивного и среднеинтенсивного водообмена благоприятны для формирования никеленосных и бокситоносных кор выветривания и образования в них экзогенных месторождений никеля и бокситов.

Наряду с установлением пространственных закономерностей размещения экзогенных рудных месторождений не менее важно определение возраста металлогенической эпохи. На Кубе этот вопрос теснейшим образом связан с возрастом продуктивных кор выветривания. Проблемой возраста кор выветривания занимались многие исследователи, привлекая различные прямые и косвенные критерии.

На протяжении геологической истории территория Кубы неоднократно подвергалась трансгрессии, чередующейся с достаточно продолжительными периодами континентального развития. Постоянное благоприятное воздействие влажного тропического климата могло способствовать формированию в эти периоды латеритных кор выветривания. Свидетельством этого являются находки продуктов их переотложения в осадочных толщах различного возраста. Так, В.И. Финько, И.З. Кориным и Ф. Формелем [51] в маастрихтских конгломератах были обнаружены выветрелые в различной степени обломки серпентинитов, что позволило им предположить существование мощной домаастрихтской никеленосной коры выветривания. Этими же авторами указывается на наличие ожелезнения обломков и галек в послеолигоценовых отложениях. Во многих провинциях Кубы были встречены продукты латеритного выветривания в нижнемиоценовых отложениях.

Интенсивный размыв предплиоценовой коры выветривания подтверждается многочисленными конкрециями окислов железа в красных илах и галечниках плиоценовой формации Сапата, развитой в провинции Матансас [77]. Во всех случаях обнаружения признаков древних кор выветривания исследователями описываются их разрушенные и переотложенные продукты, содержание рудных компонентов в которых не имеет промышленного значения. До сих пор на территории Кубы не обнаружены разрезы мощных рудоносных кор выветривания, сформированных на породах офиолитовой ассоциации и перекрытых более молодыми осадочными толщами. Очевидно, это обусловлено интенсивностью тектонических процессов на всем протяжении геологической истории острова вплоть до плиоцен-четвертичного времени, которые приводили к разрушению и переотложению древних кор выветривания.

Мощные рудоносные коры выветривания, наблюдаемые в настоящее время на дневной поверхности на породах офиолитовой ассоциации, начали формироваться, по данным большинства исследователей, в плиоцене

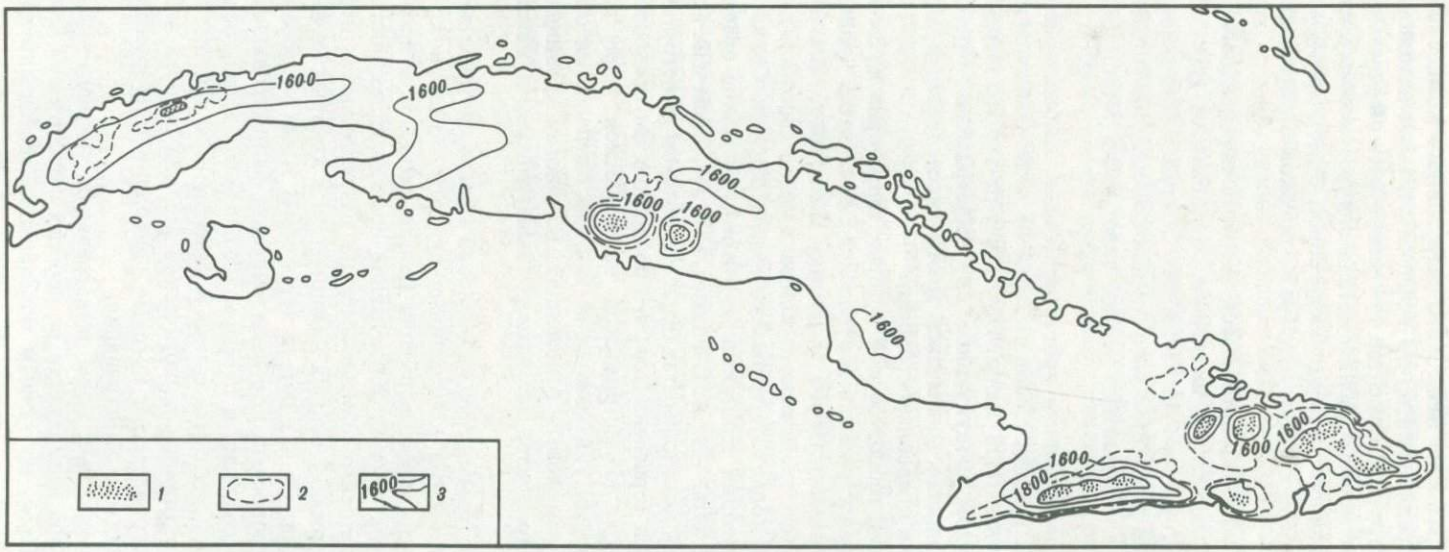


Рис. 19. Схематическая карта размещения кор выветривания на территории Кубы

1 — районы развития кор выветривания с охристым и охристо-глинистым профилями; *2* — области горного рельефа; *3* — изолинии количества выпадающих атмосферных осадков (в мм/см^2/год)

и имеют плиоцен-четвертичный возраст [1, 2, 4, 7, 52, 77, 89, 117]. Образование их связано с последним крупным перерывом в осадконакоплении, когда в конце миоцена отдельные острова Кубинского палеоархипелага слились в один остров и в течение плиоцен-четвертичного времени на нем установились постоянные континентальные условия. Поскольку именно с этими корами связаны все наиболее крупные никелевые месторождения, а также месторождения и рудопроявления бокситов, можно считать плиоцен-четвертичную металлогеническую эпоху наиболее продуктивной на территории Кубы.

Что касается более древних металлогенических эпох, приуроченных ко времени образования более древних кор выветривания, их выделение и оценка в настоящее время проблематичны, так как древние коры in situ на территории Кубы не установлены. Прогнозные рекомендации на поиски месторождений более древних металлогенических эпох под покровом неоген-палеогеновых осадочных отложений не даются даже сторонниками древнего возраста кор выветривания.

Изложенный материал подтверждает широкие возможности металлогенического анализа применительно к экзогенным месторождениям Кубы.

Глава III

ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРОМИТОВ

На территоиии Кубы широко распространены ультраосновные породы, прослеженные в виде пояса через всю страну с запада на восток. Многие тела этих пород включают хромитовые рудные залежи, имеющие особенно большое развитие в крупных массивах восточной части острова.

Основные концентрации руд приурочены к массивам Камагуэй и Моа-Баракоа, где наряду с ультрабазитами широко развиты габброиды, анортозиты, троктолиты, включающие акцессорную вкрапленность и мелкие тела хромитов и являющиеся дифференциатами одной магмы, разделившейся на эти разновидности пород, с одной стороны, и ультрабазиты – с другой. Руды этих массивов относятся к низкохромистым разностям. Массивы, в которых габброиды имеют небольшое распространение, а в ряде случаев более молодой возраст по отношению к перидотитам, при относительно широком развитии дунитов содержат высокохромистые хромиты (в частности, массив района Пинарес-де-Маяри, массив Кахальбана). В массиве (или группе массивов) района Сагуа-де-Танамо, где ультрабазиты существенно перекрыты четвертичными отложениями и развитие в этом районе габброидов и их соотношение с ультрабазитами изучено недостаточно, распространены как высоко-, так и низкохромистые разности.

Положение, залегание и форма хромитовых концентраций определяются рядом рудоконтролирующих структурно-петрографических факторов (положением дунитов, габброидов, залеганием псевдослоистых ультрабазитов и др.). Изучение этих и выявление других факторов контроля будет содействовать более рациональному ведению поисково-оценочных работ.

Основные представления о генезисе хромитоносных ультрабазитов

По вопросу о генезисе ультрабазитов Кубы и включенных в них хромитовых месторождений высказываются три основные точки зрения.

1. Ультрабазиты и хромитовые руды образовались в результате внедрения по глубинным разломам магматического расплава (Т.П. Тэйер, Д.Ф. Флинт, Ф.В. Гайлд, В.И. Кенарев, Ю.Л. Семенов, Н.В. Павлов, Г.Г. Кравченко, И.И. Григорьева и др.).

2. Хромитоносные ультрабазиты внедрились на современный уровень из области верхней мантии в виде твердых раскристаллизованных тел – протрузий (А.Л. Книппер, М. Пуиг-Рифа и др.).

3. Ультрабазиты с хромитовыми рудами или без них переместились в виде крупных шарьяжных пластин из области океанической коры на расстояние до десятков и сотен километров (А.Л. Книппер, Р. Кабрера, И. Хайдутов, А.А. Теперин, Е. Фонсека, В.Н. Зелепугин и др.).

О формировании ультрабазитов и хромитовых руд в результате внедрения магматического расплава свидетельствуют наблюдаемые геологические соотношения.

В массивных (нераздробленных, наразлинзованных) трещиноватых ультрабазитах отмечены ксенолиты известняков, сланцев, песчаников и других пород, подвергшихся воздействию ультрабазитовой магмы. По данным Р.Н. Володина и др. (1967 г.), известняки испытали контактовое воздействие – они мраморизованы и содержат в качестве новообразований зерна пироксена. По данным Ю.Л. Семенова и др. (1968 г.), контакты изучавшихся ими угловатых ксенолитов песчаников и алевролитов слабо ороговикованы. В.И. Мурашко и др. (1966 г.) отмечают, что аргиллиты и песчаники в контакте с ультрабазитами подверглись температурному воздействию с образованием узкой уплотненной каймы темной окраски.

Необходимо отметить, что зоны изменения пород на контакте с ультрабазитами незначительны (нередко составляют первые десятки сантиметров), что установлено нами в массивах Южного и Полярного Урала, а также Южной Сибири. В контакте крупнейшего тела основных–ультраосновных пород – Великой Дайки (Южная Африка) – на границе с перидотитами во вмещающих гранитах зона изменений составляет лишь несколько футов (Уорст, 1951 г.).

По мнению Ю.Л. Семенова и др. (1968 г.), Н.В. Павлова и др. [39] и ряда других исследователей, в ряде массивов (в частности, в массивах Камагуэй, Моа-Баракоа) наблюдается постепенный переход через троктолиты между ультрабазитами и габброидами, что позволяет считать эти породы дифференциатами одной магмы. Характерно распространение среди ультрабазитов (местами переходящих в габброиды) близких по составу к этим породам дайковых тел микрогаббро, оливинового габбро, габбро, габбро-анортозитов, габбро-пегматитов, пироксенитов, дунитов, перидотитов, троктолитов. По всей вероятности, дайковые тела и более ранние ультрабазиты и габброиды массивов формировались из одного магматического очага.

На генетическое единство дифференциатов некоторых массивов ультрабазитов и габброидов указывает и развитие рудопроявлений хромитов в

прослоях ультрабазитов, залегающих среди габброидов, а также наличие рудных проявлений в троктолитах (Семенов и др., 1968 г.). Маломощное (3–5 см) пластообразное тело хромитов наблюдалось нами в габброидах массива Камагуэй. Т.П. Тэйер [108] отмечает своеобразное строение нодулярных руд месторождения Гильермина (массив Камагуэй). Центральные части развитых здесь хромитовых нодулей сложены плагиоклазом, а цемент рудной массы представлен оливином с зернами пироксена и, по-видимому, плагиоклаза. Это может свидетельствовать о формировании руд в шлировой порции расплава, имеющего переходный состав от ультрабазитов к габброидам.

Следует также отметить подчеркиваемую некоторыми исследователями приуроченность рудных тел массива Камагуэй к ультрабазитам в зоне их субгоризонтального контакта с расположенными выше дифференциатами одной магмы – габброидами (Т.П. Тэйэр, Д.Е. Флинт, Ю.Л. Семенов, Н.В. Павлов и др.). Распространенные в этой зоне хромитовые руды, по мнению Ф.П. Гайлда [78], составляют более 90% известных запасов массива.

В массиве Моа-Баракоа с широким развитием габброидов и троктолитов цементом руд ряда месторождений являются не светло-желтые с поверхности серпентиниты, а белесые массы сильно измененных минералов, по облику напоминающих силикатную часть рудных тел месторождения Гильермина, которая по составу приближается к основным породам. В таких рудных телах и вблизи от них распространены маломощные жилы основных пород – габбро-пегматитов; на удалении от рудных тел они полностью исчезают. Подобные жилы столь типичны, что В.И. Кенарев и др. (1964 г.) справедливо рассматривают их в качестве индикаторов рудных тел.

Нами в одном из рудных тел месторождения Кайо-Гуам установлено обособление габбро-пегматитов, которое, судя по неправильной форме, по-видимому, является шлиром. В нем распространены извилистые рудные выделения с пальцеобразными выступами и пережимами. Аналогичные выделения наблюдались и в жильных телах габбро-пегматитов, а также в многочисленных окатанных валунах этих пород, рассеянных в долине р. Кайо-Гуам. Здесь в обломках габбро-пегматитов обнаружены также струйки рудной вкрапленности и округлые нодулеподобные выделения хромитов размером 1–1,5 см. Отмеченные соотношения, по нашему мнению, свидетельствуют о том, что выделения хромита сформировались в период кристаллизации габбро-пегматитов. Таким образом, хромиты кристаллизовались совместно с ультрабазитами и с секущими их жилами габбро-пегматитов, т.е. совместно с породами, являющимися дифференциатами одного очага.

О магматической природе ультрабазитов свидетельствуют данные об особенностях строения хромитовых месторождений. В рудах наблюдаются нодулярные текстуры (месторождения Каледония, Гильермина и др.), которые образуются за счет выделения хромитовых агрегатов в виде округлых обособлений и могут рассматриться как продукт ликвации магмы. Часто нодули вытягиваются в направлении линейных элементов, ориентированных текстур, т.е. в направлении перемещения рудно-силикатного расплава. При подобном "деформационном" облике нодулей линии травления в них не изогнуты, на что указывают проведенные опыты.

Дуниты пересекаются жильными телами хромитов (месторождения Ло-

лита, Камагуэй, Касимба, район Пинарес-де-Маяри)[1]. Иногда такие секущие тела сами пересекаются прожилками дунитов (месторождение Касимба).

Показательно значительное распространение текстур растяжения, детально рассмотренных Т.П. Тэйером [109, 110] и охарактеризованных Г.Г. Кравченко [21] как образования, кристаллизовавшиеся в условиях перемещения рудно-силикатного расплава. Если предположить, что образование этих текстур происходило при пластическом течении серпентинитов, возникал бы разрыв рудных агрегатов, при котором очертания растащенных частей на участках разрыва имели бы одну и ту же конфигурацию, чего не наблюдается.

В рудных телах выявляются некоторые другие усложнения форм рудных тел, возникшие, по нашему мнению, в магматический этап, – пересечение рудных тел хромитовыми прожилками, ответвление жилообразных тел от рудных залежей, каплевидные формы рудных обособлений, возникновение сложных систем разветвляющихся и соединяющихся жило- и пластообразных тел и др. Следует отметить также, что ориентированные текстуры в дунитах, перидотитах и рудных телах, как правило, согласны с псевдослоистостью ультрабазитов и повторяют ее изгибы. Очевидно, если бы такие текстуры формировались после изгибания прослоев раскристаллизованных пород, то их направление выдерживалось бы независимо от изгибов псевдослоистости.

Приведенные данные позволяют считать ультрабазиты и связанные с ними хромитовые месторождения магматическими образованиями, возникшими в результате проникновения в верхние горизонты земной коры рудно-силикатного магматического расплава.

При более поздних тектонических деформациях происходили тектонические срывы по контактам массивов, дробление и разлинзование ультрабазитов, перемещение некоторых тел этих пород иногда на значительные расстояния, достигающие многих километров.

Положение ультрабазитовых массивов и их внутреннее строение

Среди интрузивных пород на территории Кубы наиболее распространены ультрабазиты, занимающие около 4% площади страны. Изучением этих пород занимались многие исследователи. Особенно значительные исследования в пределах различных хромитоносных массивов провели в процессе поисково-съемочных, разведочных и тематических работ А.Ф. Адамович и др. (1963 г.), В.И. Мурашко и др. (1966 г.), Р.Н. Володин и др. (1967 г.), Ю.Л. Семенов и др. (1968 г.).

Ультрабазитовые массивы образуют линейную цепочку и структурно приурочены к системе крупных разрывных нарушений глубокого заложения. По мнению некоторых исследователей, ультрабазиты Кубы входят в протяженный пояс, проходящий из Мексики через Гватемалу в северную часть Венесуэлы и в Колумбию [80], или в планетарный Средиземномор-

[1] Здесь и далее имеется в виду юго-западный фланг массива, выделяемого одними исследователями, в том числе Г.Г. Кравченко, как самостоятельный массив Маяри-Никаро, другими, в том числе Н.В. Павловым, И.И. Григорьевой, как часть крупного массива Маяри-Баракоа.

ский пояс, протягивающийся через всю Европу и Азию до о-ва Суматра и далее на о-в Куба и в Венесуэлу [33]. В последние годы эти представления сменились мнением о крупных шарьяжных перемещениях пород океанической коры, включающих ультрабазиты.

К югу от отмеченного линейного пояса ультрабазиты на Кубе распространены весьма ограниченно – в юго-восточной части страны и на о-ве Хувентуд. Хромитовое оруденение в этих мелких массивах не установлено. Размеры массивов пояса увеличиваются с запада на восток при одновременной тенденции к уменьшению их количества. В восточных районах Кубы сосредоточены наиболее крупные массивы – Ольгин, Камагуэй, Маяри-Никаро, Моа-Баракоа, имеющие, по данным Ю.Л. Семенова и др. (1968 г.), площадь от 800 до 1400 км^2. Эти массивы являются крупнейшими и во всей Америке. Ультрабазиты обычно сопровождаются габброидами, наиболее широко распространенными в массивах Моа-Баракоа и Камагуэй. Большинство массивов, сложенных перидотитами и дунитами, относится к широко проявленной в различных регионах мира дунит-гарцбургитовой формации. Массивы с широким развитием габбро, постепенно переходящих в ультрабазиты, Н.В. Павлов и др. [39] относят к дунит-троктолит-гарцбургитовой субформации.

В строении массивов участвуют в основном перидотиты, представленные гарцбургитами. Изредка наблюдаются лерцолиты и верлиты. Мелкие тела практически нацело слагаются перидотитами. В различных частях крупных массивов распространены дуниты, количество которых невелико – обычно не более 10–15%, а в массивах Камагуэй и Моа-Баракоа они занимают, по-видимому, не более 5% объема. В то же время в этих телах широко развиты габброиды, которые постепенно, через троктолиты, переходят в ультрабазиты. Троктолиты в этих массивах распространены как в зоне перехода габброидов и ультрабазитов, так и среди перидотитов в виде неправильных тел размером до первых десятков метров, а также в виде жилообразных обособлений.

При анализе размещения хромитоносных пород – дунитов высказывается представление о зональном строении массивов: верхние их части сложены перидотитами, ниже которых расположен дунит-гарцбургитовый комплекс. На это, в частности, указывают Ю.Л. Семенов и др. (1968 г.), характеризуя ультрабазиты района Пинарес-де-Маяри. По мнению В.И. Мурашко и др. (1966 г.), В.Е. Фролова и др. (1980 г.), изучавшиеся ими массивы имеют зональное трехчленное строение: верхняя зона – перидотиты, средняя – перемежаемость перидотитов и дунитов, нижняя – дуниты. М.Е. Замащиков и др. (1971 г.) полагают, что в массиве Моа-Баракоа, скорее всего, с глубиной должно увеличиваться количество дунитов, а следовательно, и хромитов. Такая зональность могла бы намечаться, в частности, по аналогии с детально изученным Кемпирсайским массивом на Урале. Действительно, в этом массиве дуниты занимают центральную, внутреннюю часть и окружены со всех сторон перидотитами. Эта особенность столь характерна, что в начальные этапы исследований массива было принято понятие о дунитовом ядре. Более поздние работы уточнили, что дуниты в центральных частях массива перемежаются с перидотитами, образуя комплекс, названный дунит-перидотитовым полосчатым комплексом.

Таким образом, можно полагать, что в пределах Кемпирсайского масси-

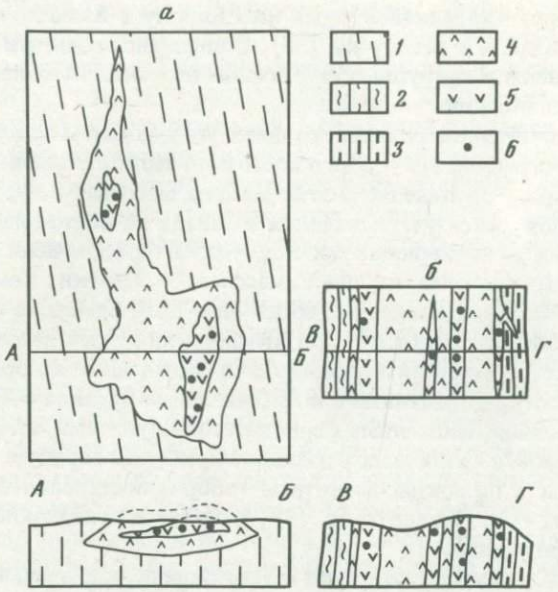


Рис. 20. Два типа размещения дунитов в массивах ультрабазитов (планы и разрезы)
а – Кемпирсайском, СССР; *б* – Рай-Изском, СССР; *1* – кремнистые сланцы, известняки, кварциты и др.; *2* – кварц-серицит-хлоритовые сланцы; *3* – амфиболиты; *4* – перидотиты; *5* – дуниты; *6* – месторождения и рудопроявления хромитов

ва перидотиты с глубиной сменяются перемежаемостью перидотитов с хромитоносными дунитами.

В.И. Мурашко и др. (1966 г.), В.Е. Фролов и др. (1980 г.) в хромитоносных ультрабазитовых массивах выделяют, помимо двух отмеченных зон (перидотиты и расположенный ниже дунит-перидотитовый комплекс), третью, нижнюю зону – дунитов. Проводя такое трехчленное деление, они полагают, что на глубоких горизонтах можно ожидать увеличения количества дунитов и заключенных в них хромитовых руд. Нам кажется необоснованным выделение третьего горизонта – дунитового, поскольку в Кемпирсайском и других подобных массивах установлены лишь два горизонта – перидотитовый и расположенный ниже дунит-перидотитовый. Однако работы, проведенные нами в пределах массивов Моа-Баракоа и района Пинарес-де-Маяри, не подтверждают наличия в них не только трехчленной, но и двухчленной зональности, подобной наблюдаемой в Кемпирсайском массиве.

Учитывая важность вопроса о пространственном соотношении в массивах дунитов и перидотитов, мы проанализировали данные по многим изучавшимся массивам и литературные сведения, что позволило выделить два типа массивов, отличающихся особенностями распределения в них дунитов.

I тип – Кемпирсайский. Дуниты и связанные с ними промышленные руды залегают в центральных, внутренних (по вертикали и горизонтали) частях массива (рис. 20, *а*). Все поисково-разведочные работы и добыча хромитов проводятся в этой его части. Исключение составляет участок, прилегающий к подводящему каналу: здесь дуниты расположены вблизи контак-

та массива. К данному типу могут быть отнесены Ключевской (Урал), Агардагский (Тувинская АССР) и некоторые другие массивы.

II тип – Рай-Изский (по наименованию массива на Полярном Урале). В массиве Рай-Из уплощенные субвертикальные тела хромитоносных дунитов расположены как в центральной, так и в приконтактовых частях и в непосредственном контакте с вмещающими породами (см. рис. 20, *б*).

Поиски и разведка хромитовых руд в массивах II типа ведутся как в центральных их частях, так и у контактов, т.е. практически в пределах всей площади ультрабазитовых тел. Сюда могут быть отнесены массивы Успенский, Таловский (Западная Сибирь) и др. К этому же типу мы относим изучавшиеся нами массивы Кубы: Моа-Баракоа, Кахальбана, ультрабазиты районов Пинарес-де-Маяри, Сагуа-де-Танамо. Несмотря на то что истинное положение контактов массивов неясно (они тектонически сорваны), можно отчетливо наблюдать незакономерное размещение дунитов по всей площади ультрабазитовых тел, по всему их сечению, что позволяет уверенно отнести эти массивы ко II типу.

Чередование дунитов, и перидотитов приводит к зональному строению массивов II типа. Однако эта зональность существенно отличается от зональности массивов I типа: здесь обособляется не один (центральный) горизонт, обогащенный дунитами и хромитами, а несколько таких горизонтов.

Факторы контроля хромитового оруденения

Для хромитовых месторождений, имеющих магматическую природу, не характерны широко известные структурно-литологические факторы, контролирующие гидротермальные руды. Положение хромитовых концентраций также определяется факторами, не свойственными гидротермальным месторождениям. Как известно, одним из ведущих структурных элементов контроля размещения гидротермальных месторождений являются разрывные тектонические нарушения. Некоторые исследователи хромитовых месторождений в качестве рудоконтролирующих также рассматривают разрывные структуры, заложенные в раскристаллизованных ультрабазитах. В частности, указывается на приуроченность хромитовых месторождений Ольгинского массива к субширотным разломам. По мнению А.Ф. Адамовича и др. (1963 г.), рудные тела в массиве Моа-Баракоа обычно локализуются в зонах дробления, которые, по всей вероятности, являются трещинами оперения крупных разломов. В.Н. Кенарев и др. (1964 г.) полагают, что в этом массиве месторождения находятся на участках пересечения разломов: рудный расплав внедрялся по прототектоническим трещинам, определявшим морфологию хромитовых залежей.

В.И. Медведков и др. (1964 г.) отмечают, что положение хромитовых месторождений массива Камагуэй определяется залеганием зон смятия, расположенных в местах пересечения разрывных нарушений. По мнению М.Е. Замащикова и др. (1971 г.), локализация хромитов массива Моа-Баракоа обусловлена их положением в зонах разломов, заложенных в гипербазитах.

Мнения о контроле хромитового оруденения тектоническими трещинами, заложенными в раскристаллизованных ультрабазитах, придерживаются и некоторые другие исследователи, изучавшие месторождения различ-

ных регионов, – Б. Такэо (1963 г.), А.Г. Бакиров (1946 г.), А.С. Варлаков (1974 г.) и др.

Кроме того, высказываются представления о локализации хромитовых руд в апикальных частях массивов ультрабазитов в результате переноса рудного вещества при развитии процессов серпентинизации (М.А. Кашкай), о размещении рудных тел в зоне раздела серпентинитов и дунитов (П.А. Никитчин), в дунитах, находящихся в подковообразных изгибах перидотитов (устное сообщение С. Караматы, Югославия) и др.

Изучение хромитовых месторождений не дает нам возможности поддержать указанные представления. Если некоторые из отмеченных факторов и имеют рудоконтролирующее значение, то их роль узко локальна.

Следует отметить и мнение об отсутствии закономерностей в размещении хромитовых концентраций Кубы, высказанное Т.П. Тэйером [108]. Этот исследователь считает, что положение большинства месторождений хромитов является случайным (подобно распределению изюмин в пироге) и, очевидно, нет предмета для разговора об их структурном контроле.

Нами выделены следующие факторы контроля оруденения, имеющие, на наш взгляд, общее значение для хромитоносных массивов складчатых областей.

1. Положение дунитовых тел среди перидотитов.

2. Первичная внутренняя структура ультрабазитов.

3. Направление перемещения кристаллизовавшихся рудно-силикатных масс.

4. Линейные тектонически-ослабленные зоны в неполностью раскристаллизованных ультрабазитах.

Для кубинских месторождений массивов Камагуэй и Моа-Баракоа некоторыми исследователями подчеркивается рудоконтролирующая роль зоны ультрабазитов, прилегающих к габброидам и связанных с этими породами постепенными переходами. Широкое значение этого контролирующего фактора требует дополнительных доказательств.

Положение дунитовых тел среди перидотитов определяет в геосинклинальных зонах положение хромитовых месторождений; эта закономерность отсутствует в массивах платформенных областей.

В пределах Кубы значительное количество хромитовых месторождений расположено в дунитовых телах, обычно в центральных их частях. Это особенно характерно для массивов с широким развитием дунитов: район Пинарес-де-Маяри, ультрабазиты района Сагуа-де-Танамо. Здесь объем дунитов обычно превышает размеры распространенных в них хромитовых концентраций в 5–10–20 раз и более. Для таких массивов характерно относительно небольшое развитие габброидов, которые обычно являются более поздними по отношению к ультрабазитам и представлены небольшим числом разновидностей (габбро, габбро-диабазами и др.).

Иные соотношения наблюдаются в массивах Камагуэй и Моа-Баракоа. Здесь дуниты имеют относительно малое развитие и местами рудные тела окружены лишь маломощной (первые сантиметры) оторочкой этих пород. Наряду с этим отмечаются и относительно мощные тела хромитоносных дунитов (район месторождения Кайо-Гуам и др.). В двух отмеченных массивах широко распространены основные породы, представленные значительным количеством разновидностей – оливиновое габбро, габбро, микрогаб-

бро, троктолиты, анортозиты и др.). Эти породы и ультрабазиты, по мнению ряда исследователей, являются дифференциатами одной магмы.

Первичная внутренняя структура массивов ультрабазитов является важнейшим контролирующим фактором, определяющим залегание рудоносных зон линзовидных и пластообразных тел и отдельных рудных линз и "пластов". Изучение хромитовых месторождений показывает, что данных о размещении хромитоносных пород – дунитов – недостаточно для объемного представления о залегании развитых в них хромитовых концентраций. Необходимо знать простирание и падение прослоев этих пород, перемежающихся с перидотитами, т.е. знать первичную структуру массива.

В ультрабазитовых массивах выявлено большое разнообразие типов первичных внутренних структур – сводовые поднятия, мульдообразные прогибы, крутые складчатые формы, моноклинально залегающая псевдослоистость, имеющая падение от горизонтального до вертикального, и др.

Поскольку для кубинских, как и для других месторождений складчатых областей, характерно согласие простирания и падения рудных зон и рудных тел залеганию прослоев дунитов, то определение этого залегания (т.е. выяснение первичной структуры массивов) позволяет установить ориентировку уплощенных хромитовых тел в плане и разрезе.

Для выяснения первичной структуры определяется залегание дунитовых тел и мелких шлиров этих пород в перидотитах, а также шлиров перидотитов в дунитах. Дополнительно могут использоваться данные о залегании линейно-плоскостных ориентированных текстур (закономерно вытянутых удлиненных зерен и агрегатов пироксенов, хромшпинелидов и др.); только эти данные позволяют выявлять первичную внутреннюю структуру массивов на участке, где породы нацело представлены перидотитами или дунитами.

Использование материалов об ориентированных текстурах для выяснения структуры массивов и прослеживания рудных зон возможно лишь в тех массивах, где эти текстуры залегают в соответствии с псевдослоистостью ультрабазитов и согласными ей рудными телами. Однако такое соответствие наблюдается не всегда. Изучение соотношений этих текстур с псевдослоистостью и рудными телами позволило нам выделить три их типа: 1) ориентированные текстуры залегают согласно псевдослоистости и рудным телам; 2) ориентированные текстуры занимают секущее положение по отношению к псевдослоистости и рудным телам; 3) в массивах наблюдаются как согласные, так и секущие соотношения ориентированных тестур с псевдослоистостью и рудными телами.

При выявлении второго и третьего типов соотношений использование данных об ориентированных текстурах для выяснения структуры массивов практически невозможно. В изучавшихся хромитоносных массивах Моа-Баракоа, Кахальбана, район Пинарес-де-Маяри, представлен наиболее благоприятный – первый тип соотношений и лишь в ультрабазитах района Сагуа-де-Танамо отмечены проявления третьего типа (хотя и здесь преобладают соотношения первого типа).

Проведенные работы позволили выявить первичные структуры некоторых массивов или отдельных их участков. В частности, установлено, что в ультрабазитах района Пинарес-де-Маяри псевдослоистость этих пород имеет падение в северные румбы (рис. 21, *а*), так же как и в массиве Кахаль-

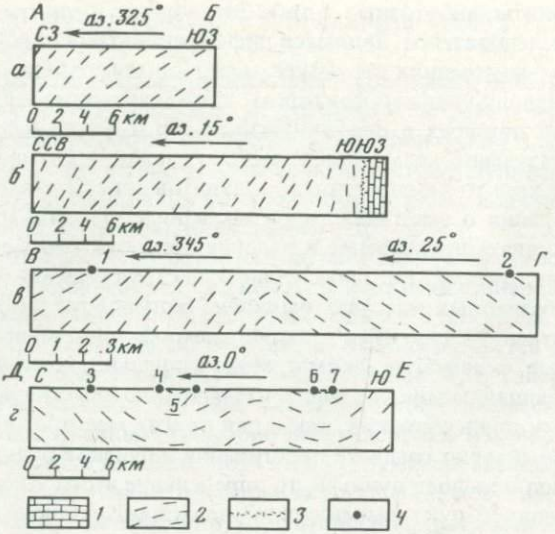


Рис. 21. Первичная внутренняя структура массивов ультрабазитов (разрезы)
а – Пинарес-де-Маяри; *б* – Кахальбана; *в* – Моа-Баракоа; *г* – район Сагуа-де-Танамо; *1* – известняки; *2* – ультрабазиты с псевдослоистостью; *3* – зоны дробления; *4* – месторождения хромитов: 1 – Кромита, 2 – Мерседита, 3 – Негро-Вьехо, 4 – Эсперанса, 5 – Каридад, 6 – Талеон, 7 – Махагуа

бана (см. рис. 21, *б*). В то же время в массиве Моа-Баракоа намечается достаточно крупная пологая складка (см. рис. 21, *в*). В ультрабазитах района Сагуа-де-Танамо на основании анализа графических материалов можно наметить более сложную складчатую структуру (см. рис. 21, *г*).

Приведенные данные свидетельствуют о существенном различии внутренней структуры массивов. Не исключена возможность и изменения ее на разных участках массивов. Учитывая важную рудоконтролирующую роль внутренней структуры и возможность ее изменчивости, представляется необходимым проведение целенаправленных работ по ее выявлению не только по отдельным пересечениями или участкам, но и по массивам в целом.

Направление перемещения кристаллизовавшихся силикатных и рудных масс впервые выделяется нами в качестве фактора, определяющего не только положение и залегание, но и направление вытянутости удлиненных рудных тел (в частности, углы их склонения и скатывания).

О перемещении пластичных рудно-силикатных масс свидетельствует закономерная вытянутость линейно-плоскостных ориентированных текстур (цепочек акцессорных хромшпинелидов, удлиненных зерен и агрегатов пироксена, рудных скоплений, полосчатости хромитов, шлиров дунитов в перидотитах и других направленных структурных элементов). Направление вытянутости линейных тестур указывает направление перемещения кристаллизовавшихся масс, что устанавливается и по ориентировке поперечных к ним текстур растяжения. Однако все они не дают информацию об азимуте движения магматического потока (например, происходило перемещение с севера на юг или в обратном направлении). Об этом свидетельствует пространственная ориентировка складок волочения и Z-образных складок, а

Таблица 17

Состав хромшпинелидов из пологой рудной залежи и ответвляющегося от нее жильного тела месторождения Лолита, вес. %

Место взятия пробы	Cr_2O_3	MgO	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	SiO_2	TiO_2	MnO	H_2O^+	V_2O_5	Сумма
Из жильного тела	36,55	17,20	30,40	2,20	12,10	1,25	0,21	0,15	0,20	0,17	100,43
Из пологой залежи	34,20	18,10	32,35	3,03	10,70	1,20	0,24	0,13	0,55	0,16	100,65

также каплевидных в поперечном сечении тел ультрабазитов и хромитовых руд. Наблюдения показывают, что подвижные силикатные массы обтекают менее подвижные шлиры ультрабазитов или хромитов, перемещаясь со стороны утолщенного фланга "капли" и иногда отрывая рудные агрегаты с ее хвостовой части.

Важно отметить, что в направлении движения расплава вытягиваются и рудные концентрации, образующие рудные зоны или отдельные залежи. Их длинная ось может вытягиваться по простиранию псевдослоистости ультрабазитов, по ее падению или занимать любое промежуточное положение.

Линейные тектонически-ослабленные зоны определяют положение жильных тел хромитов. Эти тела образовались за счет отделения кристаллизовавшихся рудных масс от линзовидных залежей и проникновения их по крутопадающим ослабленным линейным зонам, заложенным в не полностью раскристаллизованных ультрабазитах. Примеры ответвления наблюдались нами в ряде регионов. На Кубе подобный пример установлен в борту карьера месторождения Лолита, массив Камагуэй.

О формировании жилообразных тел в период становления ультрабазитов свидетельствуют, по нашему мнению, неправильная форма, извилистые контакты, одинаковая зернистость хромшпинелидов в жилах и залежах, от которых они ответвляются, а также равный размер зерен в центральных и приконтактовых частях жильных обособлений. На это указывают также тупые или округлые окончания характеризуемых тел по восстанию, постепенные "приваренные" контакты, отсутствие признаков трещин на продолжении жил после их выклинивания, пересечение жильных тел дунитовыми прожилками и другие особенности [21]. Состав хромшпинелидов из руд в жильных телах и залежах, от которых они ответвляются, практически один и тот же (табл. 17).

Различия в содержаниях отдельных элементов невелики и не превышают, например, колебаний, установленных в пределах разных участков одного и того же рудного тела. Подобная близость составов и другие отмеченные особенности не подтверждают высказываемого некоторыми исследователями мнения о гидротермальной природе жильных тел хромитов и дополняют данные об их магматическом генезисе.

Жильные тела хромитов в массивах различных регионов колеблются по мощности от первых сантиметров до 10–12 м. На Кубе одна из крупных

жильных зон отрабатывалась на месторождении Касимба, район Пинарес-де-Маяри. К жильным, по-видимому, относится и месторождение Лоро, массив Моа-Баркоа. Анализ графических материалов позволяет считать, что субвертикальные тела месторождения занимают секущее положение по отношению к залеганию псевдослоистости ультрабазитов.

Зона перехода ультрабазитов в габброиды рассматривается Д.Е. Флинтом, Ю.Л. Семеновым и рядом других исследователей массива Камагуэй как зона, вмещающая основные запасы хромитов этого массива (по Ф.В. Гайлду [78], более 90% запасов). Аналогичная рудоконтролирующая роль отводится и зонам перехода ультрабазитов в габброиды массива Моа-Баракоа. Однако вопрос о положении и значении таких зон требует дополнительного обоснования, поскольку полученные нами данные не вполне увязываются с отмеченными представлениями. В частности, рудные тела главного рудного поля массива Камагуэй залегают не субгоризонтально (согласно предполагаемому залеганию контакта ультрабазитов с габброидами), а субвертикально, т.е. поперек контакта этих пород. Представление о субгоризонтальном положении зоны перехода ультрабазитов в габброиды в массиве Моа-Баракоа (по аналогии с подобной зоной массива Камагуэй) не увязывается с полученными данными о внутренней структуре массива. По нашим немногочисленным замерам, в наиболее рудоносной части массива псевдослоистость имеет не субгоризонтальное залегание, а образует крупную пологую складку. В то же время, учитывая намечающуюся тенденцию размещения руд в зонах перехода отмеченных пород, представляется целесообразным дополнительное специальное изучение рудоконтролирующей роли контактовых зон. Это необходимо, поскольку массивы с широким развитием габброидов, постепенно переходящих в ультрабазиты (Камагуэй и Моа-Баракоа), включают не менее 90% известных запасов хромитов Кубы.

Размещение и строение месторождений

Хромитовые месторождения и рудопроявления широко распространены в ультрабазитовом поясе Кубы. Наиболее значительные концентрации руд приурочены к массивам Камагуэй, Моа-Баракоа, ультрабазитам районов Пинарес-де-Маяри и Сагуа-де-Танамо. Месторождения и рудопроявления хромитов представлены рудами двух типов – металлургическими и огнеупорными, которые без видимой закономерности распространены в различных массивах пояса ультрабазитов. Металлургические хромиты наиболее распространены в районах Пинарес-де-Маяри и Сагуа-де-Танамо. По данным Ю.Л. Семенова и др. (1968 г.), концентрации металлургических хромитов известны в центральной части Ольгинского массива. На запад страны этот тип хромитов распространялся до провинции Матансас включительно, на что, в частности, указывает К. Родригес (1960 г.). Но наши находки показали, что и в самой западной части Кубы, в массиве Кахальбана, распространены металлургические хромитовые руды, имеющие состав хромшпинелидов (в %):

Cr_2O_3	48,77	TiO_2	0,12
MgO	15,45	CaO	Не обн.
Al_2O_3	18,60	H_2O^-	"

Fe_2O_3	2,95	H_2O^+	0,20
FeO	12,46	V_2O_5	0,11
SiO_2	0,64	Сумма	99,60

Таким образом, характеризуемый тип руд распространен практически в пределах всего пояса ультрабазитов. Однако преобладающая масса руд представлена огнеупорной разновидностью, составляющей около 96% всех известных запасов Кубы [39]. Этот тип находится в массивах Моа-Баракоа, Камагуэй, ультрабазитовых телах района Сагуа-де-Танамо и многих мелких телах восточной и центральной частей страны.

Металлургические хромиты практически полностью отсутствуют в массивах Камагуэй и Моа-Баркоа, сложенных ультрабазитами (в основном гарцбургитами) и габброидами, которые рассматриваются рядом исследователей как дифференциаты одной магмы. В этих массивах широко распространены огнеупорные руды. Металлургические хромиты приурочены к массивам дунит-гарцбургитовой формации со значительным развитием дунитов. Наблюдаемые здесь габброиды относятся к более молодым, чем ультрабазиты, породам. Непонятна причина распространения в разрозненных выходах ультрабазитов района Сагуа-де-Танамо месторождений как огнеупорных, так и металлургических руд, часто расположенных близко друг от друга.

Месторождения металлургических и огнеупорных руд приурочены к поясу ультрабазитов, прослеженному с запада на восток вдоль северной части всего острова. В то же время в мелких телах ультрабазитов (перидотитов), расположенных вне этого пояса – в юго-восточной части Кубы и на о-ве Хувентуд, хромиты не известны.

Хромитовые тела залегают в ультрабазитах в пределах протяженных рудных зон или бессистемно разбросаны в различных частях массивов. На распределение концентраций хромитовых руд и вытянутость отдельных рудных тел и их групп существенное влияние оказали основные рудоконтролирующие факторы.

Рудные тела залегают в пределах площадей развития дунитов, обычно приурочиваясь к их центральным частям. Особенно отчетливо это проявлено в массивах с относительно крупными массами дунитов – ультрабазитах районов Пинарес-де-Маяри и Сагуа-де-Танамо. В массивах с небольшим количеством дунитов – Камагуэй, Моа-Баракоа – выделяются достаточно крупные тела дунитов, среди которых залегают месторождения Кайо-Гуам, Кромита и др. (массив Моа-Баркоа), Виктория, Офелия, Бертольдина и др. (массив Камагуэй). В то же время многие рудные тела распространены на участках развития перидотитов, однако они обычно окружены ореолом дунитов мощностью 10–15, нередко 3–5 см и меньше. Контролирующая роль первичной внутренней структуры массивов в распределении оруденения выражается в размещении прослоев дунитов и согласных им рудных тел в соответствии с залеганием псевдослоистости пород.

Рассмотрим это на примере района Пинарес-де-Маяри. Здесь на большой территории псевдослоистость имеет восток–северо-восточное простирание и северо-западное падение. Расположенная в южной части массива зона дунитов имеет то же выдержанное залегание и прослежена на расстоянии

около 20 км. Аналогичное простирание и падение имеет приуроченная к дунитам протяженная зона хромитовых месторождений, рудные тела которых также согласны псевдослоистости.

Подобное распределение имеют хромитовые меторождения и в массиве Моа-Баракоа. Здесь к югу от г. Моа намечается изгиб псевдослоистости в крупную пологую антиклинальную складку, ось которой вытянута субширотно. Линзовидные тела месторождений северного крыла (Кайо-Гуам, Кромита, Нарсисо-II и др.) имеют северное падение, а тела месторождения Мерседита, залегающего в южном крыле, – южное падение. Такую же структурную позицию (согласие псевдослоистости) имеют хромитовые концентрации массива Кахальбана, ультрабазитов района Сагуа-де-Танамо и, очевидно, другие, не изучавшиеся нами массивы.

Ориентировка длинных осей сближенных и вытянутых в цепочки групп рудных тел и некоторых хромитовых линз обусловлена направлением перемещения рудно-силикатного магматического расплава, которое может быть самым различным. В связи с этим наблюдаются уплощенные рудные обособления, согласные псевдослоистости, которые удлинены по ее простиранию (как это имеет место в Кемпирсайском массиве на Урале), наклоненные под различными углами (в частности, на Рай-Изском месторождении на Урале угол скатывания составляет около 45°) или вытянутые по падению псевдослоистости. Последний пример отчетливо выражен на месторождениях Кайо-Гуам и Кромита. Здесь сближенные группы рудных тел вытянуты в направлении азимута падения псевдослоистости, образуя единую цепочку, прерываемую долиной р. Кайо-Гуам (рис. 22). Рудные тела в плане имеют неправильную форму: часть из них вытянута по падению псевдослоистости. Необходимо отметить, что в этом же направлении вытянуты линейные элементы ориентированных текстур в дунитах, перидотитах, троктолитах и рудных телах (цепочки прироксена, плагиоклаза, акцессорных хромшипнелидов, полосчатость в рудных телах, удлиненные нодули и др.). Это указывает на одно и то же направление перемещения магматических потоков, остывание которых привело к формированию отмеченных пород и хромитовых руд. На месторождении Каледония (район Пинарес-де-Маяри) линейные текстуры пород и руд также вытянуты по падению псевдослоистости. В этом же направлении удлинены и рудные тела месторождения. Это обусловлено закономерной вытянутостью ориентированных текстур и хромитовых обособлений в направлении перемещения расплава.

Учитывая отмеченную особенность, можно считать, что цепочки рудных тел и отдельные хромитовые залежи в ультрабазитах района Пинарес-де-Маяри также вытянуты по падению псевдослоистости – в соответствии с линейностью, повсеместно имеющей это склонение (рис. 23). Анализ графических материалов по месторождению Нарсисо-II показывает, что цепочка рудных тел здесь также вытянута по падению псевдослоистости ультрабазитов. Однако мы не исключаем, что на некоторых месторождениях длинные оси групп рудных тел и отдельных залежей могут иметь иное склонение и скатывание. Очевидно, для каждого вновь выявленного рудоносного участка необходимо выяснение этих параметров.

Положение небольшой части рудных тел контролируется субвертикальными линейными тектонически-ослабленными зонами, секущими

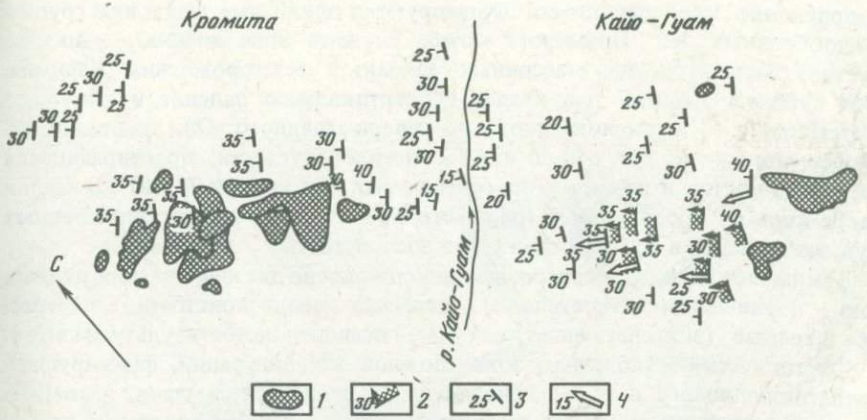


Рис. 22. Залегание ориентированных структурных элементов месторождений Кромита и Кайо-Гуам

1 – горизонтальная проекция хромитовых рудных тел, вскрытых на различных горизонтах; *2* – залегание контактов рудных тел; *3* – залегание псевдослоистости ультрабазитов; *4* – направление и угол склонения линейных элементов

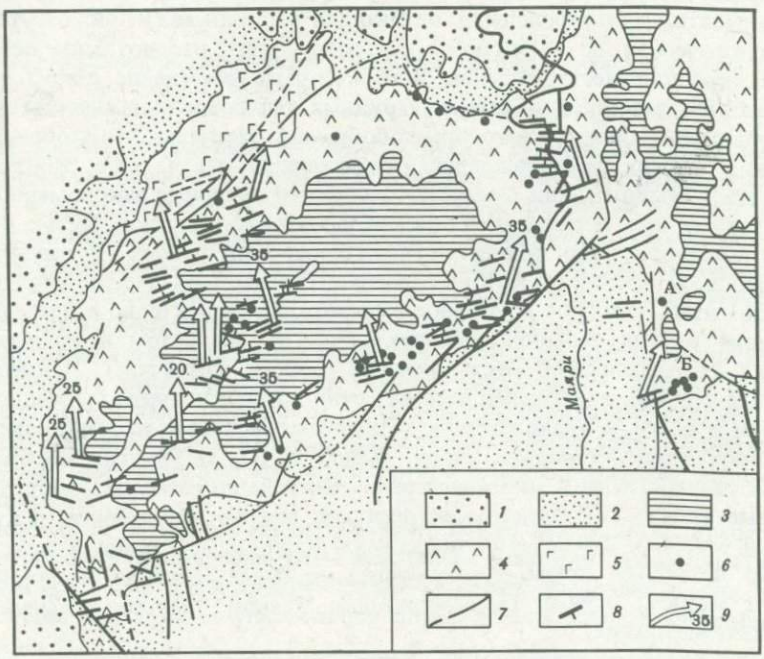


Рис. 23. Ориентировка линейности в ультрабазитах района Пинарес-де-Маяри. Данные Г.Г. Кравченко, О. Васкеса нанесены на схематизированную геологическую основу А.Ф. Адамовича, В.Д. Чеховича, 1963 г.

1 – современные отложения; *2* – меловые, неогеновые породы; *3* – латериты коры выветривания ультрабазитов; *4* – ультрабазиты; *5* – габбро-диабазы; *6* – месторождения и рудопроявления хромитов; *7* – разрывные нарушения; *8* – псевдослоистость ультрабазитов; *9* – направление и угол склонения линейных элементов

направление псевдослоистости. Формируются одиночные жилы или группы жилообразных тел. Примером может служить зона жилообразных тел густовкрапленных, до массивных хромитов месторождения Касимба. Эти субпараллельные тела имеют субвертикальное падение и изменяют простирание от меридионального до северо-западного. Они занимают секущее положение по отношению к псевдослоистости, простирающейся на северо-восток и падающей на северо-запад под углами 30—40°. В южной части карьера обособляются три пластообразных тела убогих вкрапленных руд, залегающих в соответствии с псевдослоистостью ультрабазитов.

Таким образом, на месторождении установлено два направления рудных тел — первичные (сингенетичные), согласные псевдослоистости, и перераспределенные (эпигенетичные), секущие псевдослоистость ультрабазитов.

Тектонически-ослабленная зона сложной конфигурации, фиксируемая разветвляющимися и вновь сливающимися жилами хромитов, разведана на месторождении Лоро. На месторождении Лолита можно видеть ответвление одиночного жилообразного тела хромитов от пологой рудной залежи.

Структурная позиция месторождений массивов Камагуэй и Моа-Баракоа и рудоконтролирующая роль зоны перехода ультрабазитов в габброиды, как отмечалось, требуют дополнительного изучения и обоснования.

В пределах хромитоносных ультрабазитовых массивов Кубы отработано много десятков месторождений, однако для большинства из них отсутствует геологическая документация. Это затрудняет рассмотрение особенностей строения месторождений. В то же время выяснение общих закономерностей залегания и строение рудных тел позволяет с достаточной уверенностью проводить некоторые обобщения. Учитывая, что особенности строения многих месторождений охарактеризованы в ряде работ [39, 108 и др.], отметим лишь некоторые общие структурные закономерности, характерные для большинства хромитоворудных объектов Кубы. В понятие "месторождение" входит группа сближенных рудных тел различных масштабов, за пределами которых распространены практически безрудные ультрабазиты. Подобное групповое расположение характерно и для месторождений других геосинклинальных областей. Масштабы и количество рудных тел различных месторождений весьма изменчивы. Некоторые крупные залежи, вытягивающиеся на сотни метров и имеющие мощность до 10 м и более, сопровождаются единичными мелкими телами хромитов (месторождения Мерседита, Лоро, Камагуэй-II). На других месторождениях распространены многочисленные, близкие по размерам, достаточно крупные (длиной до нескольких десятков метров при мощности в несколько метров) линзы (месторождения Кайо-Гуам, Кромита) или единичные подобные линзы, сопровождаемые более мелкими (длиной до первых метров) телами (месторождения Мельба, Дельта, Каледония и некоторые другие).

Многочисленные мелкие тела, разрабатывавшиеся кустарным способом, имеют протяжение не более 10 м и мощность до 1—2 м. Рудные тела хромитовых месторождений обычно имеют форму линз, уплощенных в различной мере и залегающих в соответствии с простиранием и падением псевдослоистости ультрабазитов. Это, в частности, можно видеть на примерах детально разведанных месторождений Мерседита, Кайо-Гуам, Кро-

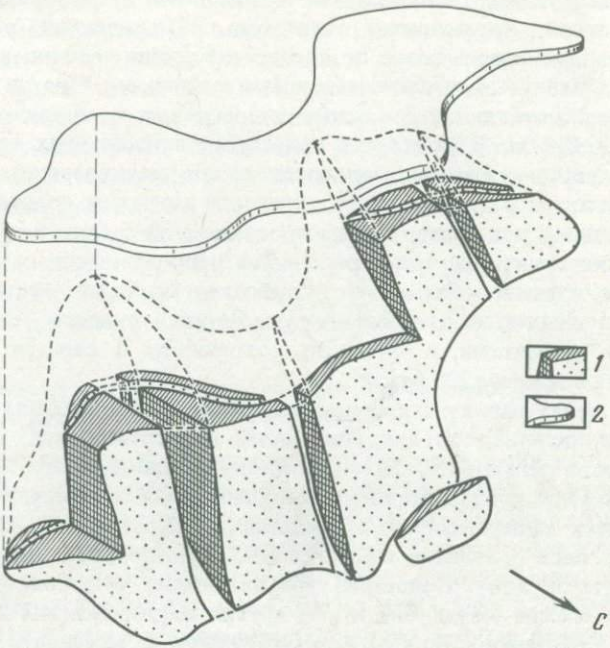


Рис. 24. Особенности морфологии рудных тел месторождения Камагуэй-II (блок-диаграмма составлена Г.Г. Кравченко)

1 – хромитовое рудное тело; *2* – условная горизонтальная плоскость

мита, Мельба, Каледония и многих других. Рудные тела представлены тупо оканчивающимися линзами (некоторые залежи месторождения Кайо-Гуам и др.), а чаще – уплощенными, вытянутыми линзовидными телами (месторождения Каледония, Дельта и др.). Некоторые тела имеют пластообразную форму с небольшими пережимами и раздувами (месторождения Мерседита, Ла-Эстрея и др.). Наблюдаются линзы, расщепляющиеся на две-три ветви (месторождение Кайо-Гуам и др.).

Как отмечалось ранее, расположенные в зонах массового разлинзования рудные тела массива Камагуэй имеют линзовидную форму, которая, по нашему мнению, в основном соответствует первичной их форме. Такие линзы сохранились в некоторых карьерах, пройденных не в разлинзованных, а в монолитных ультрабазитах этого массива, разбитых лишь сетью трещин.

Полностью объемную форму рудной линзы нам удалось представить на основании составления блок-диаграммы месторождения Камагуэй-II, весьма детально разбуренного сетью скважин. Выясняется, что крутопадающая линза имеет уплощенную форму и удлинена в субширотном направлении (рис. 24).

Хромитовые залежи жильной формы представлены сильно уплощенными субвертикальными телами, вытянутыми субпараллельно, как установлено на месторождении Касимба, или разветвляющимися и вновь соединяющимися, что наблюдается на месторождении Лоро. Одиночные жилы самостоятельного промышленного значения не имеют в связи с малыми их размерами (месторождения Лолита и др.).

В строении рудных тел участвуют в основном густовкрапленные до массивных руды, являющиеся объектом промышленной разработки. Эти руды местами разрежаются до средне- и бедновкрапленных, образующих шлиры, вытянутые согласно залеганию рудных тел. Иногда среди хромитовых руд обособляются согласные шлиры дунитов, мощность которых достигает 0,3–0,5 м. В контактах некоторых линзовидных тел крупно- и среднезернистые хромиты сменяются зоной мелкозернистых руд. В пределах месторождений наряду с главными залежами среднезернистых густовкрапленных руд распространены мелкие тела средне- и редковкрапленных мелкозернистых, часто полосчатых непромышленных хромитов.

В редких случаях объектами разработки являлись месторождения средневкрапленных мелкозернистых руд. Остатки рудного тела, сложенного такими хромитами, в частности, сохранились в карьере месторождения Офелия в массиве Камагуэй.

В рудных телах наряду с хромшпинелидами распространены силикаты. Обычно они представлены аподунитовыми серпентинитами, имеющими на поверхности зеленовато-желтую окраску. Подобное строение имеют рудные тела месторождений во всех хромитоносных массивах. В более редких случаях силикатная часть представлена серпентином, пироксеном и разложившимся основным плагиоклазом, придающим цементирующей массе белесую окраску. Подобное строение имеют руды месторождения Гильермина (массив Камагуэй) и ряд других месторождений в массивах Камагуэй и Моа-Баракоа. Во многих месторождениях массива Моа-Баракоа развиты маломощные жилы габбро-пегматитов, отмечавшиеся и в некоторых рудных телах массива Камагуэй.

Текстурные разновидности руд весьма разнообразны. Существенно преобладают равномерно-густовкрапленные разности, в которых в той или иной мере проявлены линейно-плоскостные ориентированные текстуры. Они подчеркиваются закономерно уплощенными и вытянутыми рудными сгустками и силикатными включениями. В весьма густовкрапленных, близких к массивным рудах ориентированные текстуры проявлены слабо, а местами неуловимы, и руды приобретают атакситовое сложение. В средне- и редковкрапленных хромитах широко развиты полосчатые текстуры; мощность полос колеблется от долей сантиметра до 5–10 см. В таких рудах местами отчетливо обособляются линейные элементы. В частности, на месторождении Касимба среди бедных вкрапленных руд распространены сильно вытянутые в одном направлении уплощенные штокообразные тела дунитов, а также массивных руд. В рудных телах, сложенных вкрапленными хромитами, развиты нодулярные текстуры, особенно отчетливо проявленные на месторождении Каледония. Здесь размер нодулей составляет 1,5–2 см. Нодули удлинены в направлении вытянутости других ориентированных элементов. Более мелкие нодули распространены на месторождении Гильермина и других рудных объектах.

Широкое развитие имеют текстуры растяжения, поперечные к линейно-плоскостным ориентированным текстурам. В пределах некоторых месторождений установлены псевдонодулярные и петельчатые текстуры. Иногда текстурный рисунок нарушается дунитовыми прожилками, секущими хромитовые руды. Отмеченные основные структурно-текстурные разновидности руд могут находиться совместно в различных сложных сочета-

ниях. В частности, на месторождении Каледония распространены крупно-, средне- и мелкозернистые, массивные, густо-, средне- и бедновкрапленные нодулярные, полосчатые, атакситовые и другие разновидности хромитов.

Анализ форм рудных тел и их внутреннего строения позволяет выделить следующие структурно-морфологические типы: пластообразные, линзовидные, жилоподобные, складчатые. В пределах этих типов выделяются подтипы, характеризующие значительное многообразие форм и внутреннего строения рудных тел. В частности, среди линзовидных тел выделяются частично или полностью пережатые (будинированные), разветвляющиеся на флангах, каплеобразные формы, группы разветвляющихся и соединяющихся линзовидных тел и т.д. Эти тела сложены полосчатыми, атакситовыми и другими текстурными разновидностями руд.

Особенности вещественного состава хромитовых руд и пород рудовмещающих комплексов

На Кубе издавна эксплуатировались месторождения двух промышленных типов – огнеупорные и металлургические. Одни благодаря высокой термостойкости руд, другие – высокому содержанию хрома, извлекаемого для промышленного использования. К промышленным категориям огнеупорных хромитов относились руды с содержанием (в вес. %): Cr_2O_3 – более 30–33, $(Cr_2O_3 + Al_2O_3) > 60$, SiO_2 – не более 4, FeO – не более 14,5. Металлургическим хромитам разных сортов соответствовали руды с содержаниями (в %): $Cr_2O_3 > 48$ и 44, $SiO_2 < 6$ и 11, $P < 0{,}2$, $S < 0{,}5$ и отношением $Cr_2O_3/FeO = 3{,}0–2{,}9$. Состав сырых руд некоторых из наиболее значительных месторождений характеризует табл. 18.

Однако вариации содержания компонентов в хромитовых рудах этих и других месторождений, распространенных в ультраосновных массивах Кубы, значительно шире. Они определяются варьирующим составом хромшпинелидов, составом нерудных минералов и их количественными соотношениями.

В хромшпинелидах из пород и руд Кубы содержание Cr_2O_3 (в вес.%) изменяется от 17 до 62, Al_2O_3 – от 8 до 50, MgO – от 7 до 22, FeO – от 8 до 25. В виде постоянных примесей, не превышающих 0,5%, присутствуют окислы Mn, Ni, Co и V. Устанавливается TiO_2, количество которого в наиболее железистых разностях достигает 1,8%. В некоторых случаях спектральным анализом фиксируются Cu, Zn, Mo, Ga в тысячных и десяти-

Таблица 18

Химический состав хромитовых руд, вес. %

Месторождение	SiO_2	Cr_2O_3	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Cr_2O_3/FeO
Каледония	8,14	44,77	13,15	12,24	18,13	Сл.	3,64
Касимба	5,96	47,65	13,06	8,43	17,05	"	5,65
Кайо-Гуам	2,98	37,14	25,02	15,30	16,98	0,90	2,42
Кромита	3,59	35,90	24,16	13,70	16,85	1,56	2,33
Камагуэй-II	3,68	33,81	29,41	–	16,27	–	–

тысячных долях процента. Данные о концентрации основных шпинелеобразующих окислов в рудообразующих и акцессорных хромшпинелидах массива Маяри-Баракоа приведены в табл. 19, а содержание компонентов для наиболее типичных руд – в табл. 20.

При рассмотрении состава хромшпинелидов, образующих рудные концентрации, привлекает внимание, что в массиве Камагуэй распространены только высокоглиноземистые разности (в вес. %): Cr_2O_3 – 17,95–38,69; Al_2O_3 – 27,72–45,61; Fe_2O_3 – 1,16–4,86; FeO – 10,21–14,98; MgO – 13,93–22,65.

В рудах массива Маяри-Баракоа присутствуют как высокоглиноземистые (в районах Моа и Баракоа), так и высокохромистые (в районе Маяри) хромшпинелиды:

Cr_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO
35,20–42,18	26,50–32,35	2,55–3,99	10,43–11,42	16,31–17,65
55,02–62,69	8,99–16,21	1,31–3,25	10,60–18,91	9,79–15,49

В многочисленных мелких месторождениях районов Сагуа-де-Танамо и Рио-Гранде известны руды с содержанием окиси хрома 35,85, 42,47 и 59,90 вес. % при SiO_2, не превышающем 2%. Для месторождения Клеменсия в массиве Ольгин отмечается хромшпинелид с составом (в вес. %): Cr_2O_3 – 41,78; Al_2O_3 – 26,70; Fe_2O_3 – 3,16; FeO – 11,33; MgO – 16,15 [108]. В небольшом месторождении Хулиа провинции Матансас, согласно архивным материалам, сырая руда при SiO_2 1,98% содержала 45,24% Cr_2O_3. В хромшпинелиде из коренного выхода вкрапленных руд в массиве Кахальбана содержится 48,77% Cr_2O_3. Эти и другие данные свидетельствуют о значительном разнообразии состава рудогенных хромшпинелидов.

Особенностью вариаций их состава являются широко проявленные изоморфные взаимозамещения Cr–Al в октаэдрических позициях кристаллической структуры и Fe–Mg – в тетраэдрических при ограниченном вхождении Fe^{3+} вследствие низкой степени окисления железа.

Минералы группы шпинели по компонентному составу элементарной ячейки кристаллической решетки, выраженному в виде числа атомов на 32 атома кислорода, подразделяются следующим образом:

Минеральный вид	Cr	Al	Fe^{3+}
Хромит	12–14	0–4	0–1
Алюмохромит	8–12	4–8	0–1
Хромпикотит	4–8	8–12	0–1
Пикотит	0–4	12–16	0–1

Среди рудогенных хромшпинелидов Кубы можно встретить все указанные минеральные виды, представленные их магнезиальными разновидностями. Однако в месторождениях, где проводилась промышленная добыча хромитов, вариации состава ограничены более узким пределом. По этим пределам резко обособляются месторождения высокохромистых и высокоглиноземистых руд, соответствующих основным промышленным категориям хромитов – металлургическим и огнеупорным.

Обособление двух групп по содержанию хрома и алюминия отчетливо

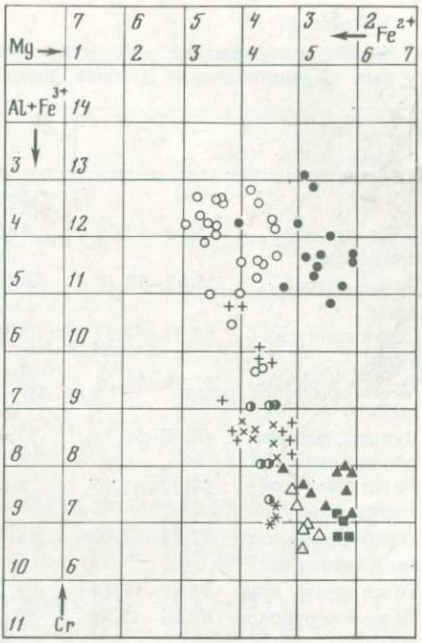


Рис. 25. Диаграмма катионного состава хромшпинелидов из пород и руд районов Маяри (I), Моа (II) и Баракоа (*III*) массива Маяри-Баракоа

1, *5*, *8* – хромитовых руд; *2*, *6*, *9* – дунитов; *3*, *7* – гарцбургитов; *4* – мелких дунитовых шлиров в гарцбургитах

видно на диаграмме катионного состава хромшпинелидов из месторождений массива Маяри-Баракоа (рис. 25). В одной группе содержится 11–13 атомов Cr и 3–5 Al, тогда как в другой только 6,8–7,9 атомов Cr, а содержание Al превосходит 8 атомов. Таким образом, в структуре металлургических хромитов хром преобладает над алюминием, а в рефракторных – наоборот. Все точки составов металлургических хромитов располагаются в поле хромита и алюмохромита, а огнеупорных – в поле хромпикотита. Хромшпинелиды промежуточного состава (8–10 атомов Cr) не проявлены в известных промышленных рудных телах. В промышленных месторождениях массива Камагуэй хромшпинелиды более глиноземисты и содержат 8,7–9,3 атомов Al и 6,2–7,0 атомов Cr. Были встречены скопления хромшпинелидов, в которых количество Al достигало 11,6–12,7 атомов при 4–2,8 атомов Cr. Однако такие руды уже выходят за пределы возможностей промышленного использования и представляют лишь минералогический интерес.

В связующей массе хромитовых руд широко распространены минералы, возникшие в ходе метаморфизма и последующего выветривания главным образом оливина и в меньшей степени пироксенов и плагиоклаза, некогда выполнявших интерстиции рудных зерен. Реликты оливина иногда сохраняются в значительных количествах. Вторичные минералы представлены преимущественно силикатами магния и железа, среди которых особое место занимает серпентин. Довольно широко распространены хлориты, в том числе хромовые (кеммererит и родохром). В рудах некоторых месторождений глиноземистого типа присутствует плагиоклаз, обычно замещенный соссюритом. Встречаются также тремолит и хромактинолит, уваровит, окислы и гидроокислы железа (магнетит, гематит, охры), суль-

Таблица 19

Вариации содержаний основных компонентов в составе рудогенных и петрогенных хромшпинелидов массива Маяри-Баракоа, вес. %

Руды, порода	Cr_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	FeO/(FeO + MgO)	φ	f_{Cr}	Число анализов
		Район Маяри							
Руды, юго-восточная зона	55,02–62,69	8,99–16,21	1,31–3,25	10,60–12,98	13,42–16,17	27,38–37,58	67,79–80,44	34,20–44,27	11
То же, другие зоны	55,67–58,78	10,97–14,52	1,95–2,35	12,58–18,91	9,79–14,12	33,34–52,03	69,85–76,42	42,70–65,00	4
Сегрегации в дунитах	57,31–59,51	9,98–12,52	2,28–3,26	15,54–19,85	9,05–12,10	41,85–54,90	73,08–76,85	51,43–67,74	12
То же в гарцбургитах	37,99–46,26	20,76–25,45	3,52–7,91	16,36–18,14	11,19–12,43	42,50–47,51	46,07–56,92	65,88–80,51	6
Дуниты, юго-восточная зона	48,00–56,44	11,41–16,95	2,76–6,94	16,79–18,09	10,33–11,65	44,73–49,60	60,50–72,76	58,11–64,04	6
То же северо-западная зона	56,22–61,12	8,60–10,05	2,75–4,79	16,68–21,73	7,71–21,73	46,26–61,26	74,45–80,29	52,17–73,44	9
Гарцбургиты, юго-восточная зона	52,82–52,86	14,74–14,93	3,24–3,57	18,43–18,95	10,16–10,40	49,80–50,99	67,59–67,59	67,25–69,59	2
То же другие зоны	48,61–50,14	16,27–16,75	5,08–6,47	16,32–17,16	11,35–12,04	43,41–45,72	61,24–63,22	58,22–62,58	3
То же вне рудоносных зон	42,66–45,78	20,84–24,13	2,24–4,87	15,09–20,40	9,75–13,44	38,85–54,05	51,49–57,34	61,81–88,92	7
		Район Моа							
Руды	37,68–42,28	25,52–31,15	2,55–5,33	10,67–14,32	14,32–17,36	23,73–35,55	39,29–49,37	45,82–61,75	11
Сегрегации в дунитах	34,87	30,96	4,94	14,69	14,54	36,00	40,46	74,88	1
Дуниты	35,97–39,92	27,64–30,04	4,97–6,53	13,02–15,48	13,66–15,74	32,69–38,88	42,07–47,38	62,85–74,05	5
Гарцбургиты	41,63–45,03	22,99–24,15	1,27–4,98	16,35–18,71	11,20–12,61	42,12–49,16	50,56–55,18	69,48–86,44	7
Плагиоверлиты	37,09–42,55	15,97–19,02	8,19–13,75	17,09–18,69	10,15–17,63	44,61–51,87	48,07–52,50	60,64–68,65	4
Плагиолерцолиты	37,28–37,75	16,84–16,91	14,28–15,48	17,20–21,67	8,63–11,52	45,58–58,49	47,27–47,56	51,79–80,33	2
Оливиновое габбро	46,86	13,55	6,46	24,60	6,44	68,22	62,71	91,55	1
		Район Баракоа							
Руды	35,20–37,96	29,40–32,35	2,74–3,83	10,49–11,16	17,00–17,65	25,97–26,92	42,23–44,56	53,97–60,40	4
Гарцбургиты	35,90–38,38	26,55–28,16	5,30–5,56	16,93–17,68	12,24–12,58	43,01–47,72	43,29–44,06	79,53–88,43	3
Верлиты	34,73–41,77	18,18–23,35	9,13–17,77	17,13–22,46	8,11–11,47	44,20–60,84	43,44–53,47	51,29–92,93	5
Плагиоверлиты	42,76–43,14	18,56–18,84	7,09–8,03	21,99–22,61	8,32–8,66	59,69–61,42	54,79–55,32	91,07–95,38	2
Троктолиты	45,13–45,59	15,94–15,97	8,19–8,39	23,03–25,41	5,84–7,48	63,34–70,94	58,66–60,12	84,74–90,28	2

фиды (пирротин, пентландит, пирит, марказит, халькопирит), тальк, магнезит и гидромагнезит, брусит, артинит, опал, халцедон и кварц. В рудопроявлении среди плагиоклазитов в срастании с хромшпинелидом встречены единичные зерна рутила. Есть упоминания о находках зерен платины в хромитовых рудах района Сагуа-де-Танамо. Хотя перечень минералов довольно велик, большинство их встречается спорадически, а преобладающими нерудными минералами являются серпентин, хлорит и соссюрит. Последние особенно распространены в глиноземистых рудах.

По составу ведущих рудных и нерудных минералов могут быть выделены следующие типы хромитовых месторождений и рудопроявлений: а) серпентин-алюмохромитовый с резко подчиненным распространением руд серпентин-хромитового состава; б) хлорит-серпентин-хромпикотитовый с подчиненным развитием соссюрит-серпентин-хромпикотитовых руд. Типы соответствуют разным промышленным категориям, отражая различия минерального состава металлургических и огнеупорных руд.

Определенное влияние на качество добываемых руд оказывает также засорение боковыми и жильными породами, особенно пироксен-плагиоклазовыми. Их присутствие в рудах вызывает рост содержания не только кремния, но и кальция. Такое же отрицательное влияние на качество руд оказывает появление клинопироксена и плагиоклаза в межзерновом пространстве.

Количественное соотношение хромшпинелидов разного химического

Таблица 20

Химический состав рудообразующих хромшпинелидов, вес. %

Компоненты	Массив Маяри-Баракоа						Массив Камагуэй						
	район Маяри				район Моа		район Моа	район Баракоа					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	0,63	0,39	1,34	0,79	0,50	0,59	0,73	0,55	0,79	1,64	0,70	2,56	1,05
TiO_2	0,11	0,17	0,12	0,08	0,23	0,07	0,25	0,32	0,20	0,27	0,32	0,17	0,14
Al_2O_3	8,17	13,95	13,53	10,66	28,00	26,34	30,14	32,35	29,63	31,54	32,05	48,94	48,78
Cr_2O_3	62,37	55,45	53,23	57,14	40,40	41,76	36,84	35,20	37,96	35,31	34,72	14,58	18,20
Fe_2O_3	1,96	3,11	2,59	1,82	2,61	3,39	4,40	2,85	3,03	4,03	2,47	4,18	1,80
FeO	12,26	10,57	14,38	18,28	11,08	10,49	9,94	11,16	10,87	11,24	11,27	7,41	10,20
MnO	0,14	0,13	0,20	0,27	0,12	0,13	0,14	0,13	0,15	0,16	0,14	0,16	0,10
MgO	13,83	15,63	14,24	10,85	17,10	16,94	17,28	17,30	17,19	15,24	17,87	19,58	19,45
CaO	–	–	0,00	0,00	–	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	–
Na_2O	0,00	0,00	0,00	–	–	–	–	–	–	–	–	0,04	–
K_2O	0,00	0,01	0,01	–	–	–	–	–	–	–	–	0,04	–
NiO	0,04	0,11	0,09	–	–	–	–	–	–	0,13	–	0,30	0,33
CoO	0,05	0,11	0,08	–	–	–	–	–	–	0,07	–	0,10	0,03
V_2O_5	0,08	0,11	0,17	0,16	0,19	0,20	0,18	0,18	0,19	0,17	0,16	0,11	0,12
H_2O^-	0,15	0,18	0,44	0,15	0,10	0,16	0,39	0,21	0,06	0,60	0,30	1,83	0,10
H_2O^+	–	–	0,00	0,00	–	0,00	0,00	0,00	0,26	0,00	0,05	0,00	0,17
	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,79	99,91	100,42	100,20	100,33	100,07	100,29	100,25	100,33	100,40	100,05	100,00	100,48
Число катионов в элементарной ячейке на 32 O													
Al	2,53	4,20	4,31	3,38	7,90	7,40	8,53	8,70	8,30	9,05	9,05	12,78	12,62
Cr	12,96	11,19	11,18	12,23	7,64	7,89	6,93	6,77	7,13	6,75	6,49	2,67	3,09
Fe^{3+}	0,51	0,61	0,51	0,39	0,45	0,71	0,54	0,53	0,15	0,20	0,46	0,55	0,29
Fe^{2+}	2,75	2,22	3,24	4,16	2,71	2,16	2,22	2,22	2,15	2,79	2,18	1,61	1,93
Mg	5,25	5,78	4,76	3,84	5,83	5,84	5,78	5,78	5,85	5,21	5,82	6,39	6,07
m	65,61	72,22	59,88	47,97	72,88	72,94	76,27	72,26	73,08	65,10	72,77	79,86	75,28
f	34,39	27,87	40,52	52,03	27,12	27,06	23,73	27,74	26,92	34,90	27,23	20,14	24,12
φ	80,44	69,93	69,85	76,42	47,75	49,28	39,29	42,33	44,56	42,18	40,57	16,67	19,31
f_{Cr}	37,80	34,24	53,42	65,00	50,79	45,82	56,20	57,76	60,40	78,73	60,08	100,00	100,00

Месторождения: 1, 2 – Каледония; 3 – Касимба; 4 – Томайо; 5 – Кайо-Гуам; 6 – Кромита; 7 – Мельба; 8 – Аморес; 9 – Дельгадо; 10 – Виктория; 11 – Лолита; 12 – рудопроявление среди троктолитов; 13 – рудопроявление в анортозите.

Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР О.П. Острогорской и Н.В. Королевой.

состава с нерудными минералами и их влияние на состав и промышленную ценность хромитовых руд прослеживаются по взаимным вариациям их специфических компонентов: полезного – хрома и примесного – кремния. Опробование руд, проводившееся в продолжение полувека при поисках, разведке и эксплуатации месторождений, представляет для этого обширный фактический материал. На графиках, построенных в координатах Cr_2O_3 – SiO_2 были выявлены типы соотношений рассматриваемых компонентов. На многих месторождениях, таких как Каледония, Касимба, Лоро, Мерседита, Камагуэй и др., имеет место обратная линейная зависимость. На других линейность сохраняется для густовкрапленных руд и утрачивается при возрастании содержания Si, как, например, на месторождениях Дельта и Аморес. На третьих – проявлены заметные вариации Cr при равных содержаниях Si и наоборот, а точки составов значительно отклоняются от линий средних значений по месторождениям. Однако и в таких случаях направленность соотношений проявляется довольно четко.

Сопоставляя наиболее значительные из месторождений по содержанию и взаимным вариациям окиси хрома и кремния в рудах (рис. 26), можно видеть, что месторождения различаются по уровню хромистости. Заметные различия проявлены даже между месторождениями одного промышленного типа.

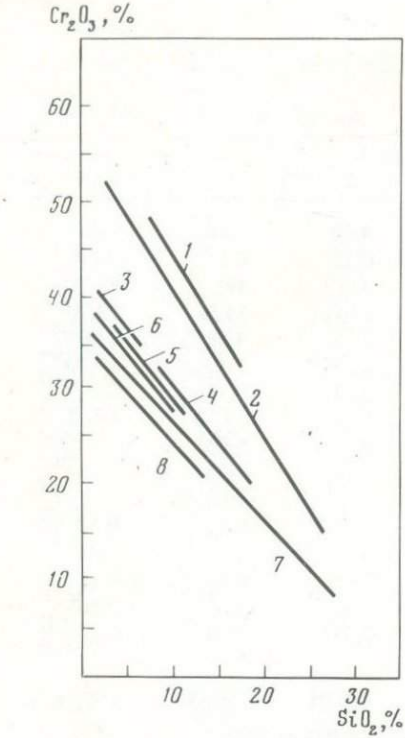


Рис. 26. Соотношение окиси хрома и кремния в рудах месторождений массива Маяри-Баракоа

1 – Каледония; *2* – Касимба; *3* – Дельта-II; *4* – Нарсисо-I; *5* – Потоси; *6* – Кайо-Гуам и Кромита; *7* – Мерседита; *8* – Аморес

Средний уровень хромистости руд для месторождений выдерживается при разных значениях SiO_2, поскольку определяется не густотой вкрапленности хромшпинелидов, а главным образом содержанием хрома в рудном минерале. Это подтверждается и данными химических анализов мономинеральных фракций хромшпинелидов:

Месторождение	Cr_2O_3, вес.%	φ, мол.%
Аморес	36,57–38,45	42,33–44,45
Потоси	39,11–40,51	45,23–47,88
Дельта	40,99–42,28	49,37–49,90

Следовательно, кондиционные содержания хрома в разных месторождениях достигаются при разной густоте вкрапленности хромшпинелидов. Если в одних случаях 30% Cr_2O_3 содержится уже при 10% SiO_2, то в других – только в весьма густовкрапленных рудах, обогащение которых практически невозможно. Эти особенности химизма руд следует учитывать при оценке возможностей промышленного использования, определения их обогатимости и выбора методов обогащения.

Изучение гипербазитовых массивов разных регионов показало, что химический состав хромитовых руд находится в зависимости от особенностей петрографического, минерального и химического состава вмещающих пород [38]. Это закономерно проявляется во всех гипербазитовых массивах и особенно отчетливо в крупных промышленно хромитоносных массивах Восточной Кубы.

Наибольшей площадью развития гипербазитов, полнотой комплекса пород, характерных для хромитоносных массивов складчатых областей, и разнообразием типов хромитового оруденения обладает массив Маяри-Баракоа. Наряду с доминирующими гарцбургитами здесь распространены породы, значительно различающиеся по кремнекислотности – беспироксеновые дуниты и содержащие клинопироксен, верлиты, лерцолиты и их плагиоклазсодержащие разности, оливиновые и безоливиновые габбро, анортозиты, а также породы дайковой и жильной серий ультраосновного и основного состава. Согласно петрохимическим пересчетам химических анализов кремнекислотность дунитов (S) составляет 34,2–34,9, гарцбургитов – 37,7–38,9, лерцолита – 44,1, плагиолерцолита – 44,5, оливиновых габбро – 42,6–41,4, габбро – 50,7. По мере ее нарастания в породах уве-

личивается содержание Al, Ca, Ti и Na, а при снижении – Mg, Ni и Cr. При этом изменяется соотношение нормативных силикатов. Количество оливина уменьшается за счет нарастания железо-магнезиальных и кальциевых пироксенов, а затем и плагиоклазов.

По общей меланократовости, показателем которой служат числовые характеристики *B*, эти породы относятся к трем группам классификации Ю.А. Кузнецова – ультрамафитам ($B > 55$), субультрамафитам (55–45) и базитам (< 45). При этом к ультрамафитам принадлежат дуниты, гарцбургиты, верлиты и лерцолиты, в том числе плагиоклазовые, а габбро и оливиновое габбро изменяют свой состав от субультрамафитов до базитов. Ю.Л. Семеновым [103] установлено, что для габброидов массива характерно почти полное отсутствие калия и преобладание магния над железом и кальция над щелочами в составе темноцветных компонентов. Замечено также, что содержание типичных примесных компонентов V, Ti и Ca ниже кларковых, тогда как Ni, Cu и Cr превышают кларковые содержания. Сближение состава гипербазитов и габброидов, а также присутствие в них акцессорных хромшпинелидов и хромитовых концентраций позволяют рассматривать эти породы в едином ряду магматической дифференциации.

На площади массива названные породы распространены неравномерно и встречаются в определенных ассоциациях. Гарцбургиты, существенно преобладающие на всей территории, на западе, в районе Маяри, встречаются совместно с дунитами. Проявления троктолитов и габброидов здесь отсутствуют, не считая габбро-диабазов у западного контакта массива, явно секущих гипербазиты. Восточнее района Сагуа-де-Танамо гарцбургиты встречаются в ассоциации с габброидами. Кроме того, здесь распространены гипербазиты, в которых наряду с оливином и ортопироксеном содержатся клинопироксен и плагиоклаз. Такие породы особенно часто появляются вблизи габброидной серии. Полевошпатовые и бесполевошпатовые лерцолиты с характерной пойкилитовой структурой, полевошпатовые и бесполевошпатовые верлиты, троктолиты с переменным количеством оливина, габбро и анортозиты обособляются среди гарцбургитов и габброидов в форме полос и шлиров, согласных зоне контакта. Примечательно, что в районе Маяри хромитовые тела и рудовмещающие гипербазиты содержат в основном маломощные жильные тела дунитов и значительно реже оливиновых пироксенитов, тогда как на месторождениях Моа и Баракоа среди пород жильной серии преобладают грубозернистые фации оливиновых габбро, троктолитов, пироксенитов и анортозитов.

Таким образом, западная часть массива сложена комплексом пород более ультраосновного состава, а к востоку от района Сагуа-де-Танамо – более кислого. Асимметрия петрографического строения отражается и в составе пород жильной серии.

При сопоставлении кислотно-основных свойств пород по термодинамическим показателям их основности (ΔZ_{1200}, ккал, К) прослеживаются как постепенность снижения значений при переходе от гипербазитов к породам габброидной серии, так и различия кислотно-основных свойств гарцбургитов и дунитов, принадлежащих разным петрографическим комплексам, сменяющим друг друга на площади массива (табл. 21).

С петрографической зональностью согласуется скрытая минералоги-

Таблица 21

Термодинамический показатель основности пород хромитоносных массивов Кубы (ΔZ_{1200}, ккал, К)

Порода	Массив Маяри-Баракоа		Массив Камагуэй
	район Маяри	район Моа	
Дунит	7,660	$\frac{7,236-7,564}{7,400}$ (2)	
Гарцбургит	$\frac{6,472-7,236}{6,885}$ (6)	$\frac{5,997-6,160}{6,380}$ (4)	$\frac{5,197-6,847}{6,546}$ (9)
Плагиоклазовый верлит	x	6,262	$\frac{5,658-6,299}{6,978}$ (2)
Плагиоклазовый лерцолит	x	5,950	–
Троктолит	x	4,517	$\frac{4,230-5,642}{5,002}$ (3)
Габбро-троктолит (оливиновое габбро)	x	$\frac{4,615-5,450}{4,900}$ (3)	$\frac{4,434-5,343}{4,884}$ (3)
Троктолит-анортозит	x	–	3,675
Габбро	x	4,086	$\frac{3,137-4,029}{3,470}$ (3)
Анортозиты и габбро-анортозит	x	–	$\frac{2,416-2,916}{2,628}$ (3)

Примечание. x – породы в районе не наблюдаются; прочерк – нет аналитических данных; в скобках – число определений.

Показатели вычислены по характеристикам породообразующих окислов из данных, заимствованных у Ю.Л. Семенова и др. [103] и составителей карты массива Камагуэй по методу А.А. Маракушева [31].

ческая. Направленность изменений состава основных породообразующих минералов и акцессорных хромшпинелидов выявляется при сопоставлении районов в западной, средней и восточной частях массива, выделенных под условными названиями Маяри, Моа и Баракоа. Первый охватывает плато Пинарес-де-Маяри, второй – обширную территорию, на которой размещаются месторождения группы Моа, Кайо-Гуам, Дельта, Мерседита и др., а третий – район нижнего течения р. Тоа и месторождений Дельгадо и Аморес. Породообразующие оливины весьма магнезиальны, но тем не менее они различаются варьирующими соотношениями Fe и Mg при содержаниях Mn, Ni и Co, измеряемых долями процента. Результаты 73 полных химических и микрозондовых анализов характеризуют диапазон и направленность этих изменений. В массиве Маяри-Баракоа концентрация FeO варьирует от 4,45 до 19,33%, в массиве Камагуэй – от 6,7 до 19,5%. Железистость оливинов связана с кремнекислотностью пород

и увеличивается по мере ее возрастания. Это проявлено в каждом из районов. Зависит железистость и от общей кремнекислотности петрографических комплексов, чем обусловлены различия состава оливинов в одноименных петрографических фациях из разных петрографических комплексов. Так, в гарцбургитах Маяри оливин содержит 8,64–9,09 вес.% FeO, в Моа – 8,10–9,85, в Баракоа – 9,6–10,9 вес.%.

Ортопироксены гарцбургитов представлены в основном энстатитом с содержанием ферросилитового компонента 7,9–8,7 (FeO 5,6–6,1%). В них устанавливается также (в вес.%): Al_2O_3 – 1,5–3,3; CaO – 1,2–2,2; NiO – 0,06–0,39; MnO – 0,09–0,20; Cr_2O_3 – 0,53–0,77, в плагиолерцолите (р. Кайо-Гуам) ортопироксен представлен бронзитом, содержание ферросилитового компонента в нем возрастает до 12,9, а Cr_2O_3 снижается до 0,31 вес.%.

Клинопироксены из верлитов, в которых их количество достигает 20–30%, представлены преимущественно салитом, FeO составляет в них 3,5–3,6%, в дунитах Маяри они содержат 2,3–2,4% FeO, в гарцбургите Моа 2,4–2,5, в Баракоа – 2,3–4,2, в верлите Баракоа 3,6, а в габбро 6,5–6,7%. Таким образом, железистость клинопироксенов варьирует слабо, но аналогично оливиновой. Также изменяется содержание окиси титана, которое в пироксене из габбро достигает 0,48–0,7%, тогда как для верлита составляет 0,33, а для гарцбургита 0,1%.

Вопреки распространенному мнению об устойчивости состава акцессорных хромшпинелидов в гарцбургитах обнаруживается выраженное непостоянство их состава. При этом наблюдается сопряженное изменение их глиноземистости и хромистости на площади массива. Так, вблизи месторождения Дельгадо (район Баракоа) в хромшпинелидах гарцбургитов содержится (в вес.%): 35,90–38,38 Cr_2O_3 и 26,55–28,16 Al_2O_3, в месторождениях Кайо-Гуам, Кромита, Нарсисо и Потоси 41,63–45,03 Cr_2O_3 и 22,99–24,15 Al_2O_3, а в районе Маяри 42,66–52,86 Cr_2O_3 и 14,74–24,13 Al_2O_3. Особого внимания заслуживает тот факт, что в полосчатом дунит-гарцбургитовом комплексе вблизи хромитовых месторождений содержание хрома в них значительно выше (48,61–52,83%) по сравнению с гарцбургитами, разделяющими рудоносные зоны (42,66–45,89%).

Еще контрастнее варьирует состав акцессорных хромшпинелидов из дунитов, среди которых обособляются две группы – высокохромистые и низкохромистые. Первые содержатся в дунит-гарцбургитовом полосчатом комплексе, вмещающем месторождения высокохромистых руд, и представлены алюмохромитом и хромитом. Их хромистость выше, чем в сосуществующих гарцбургитах. Вторые связаны с комплексом пород, вмещающих месторождения низкохромистых руд, представлены хромпикотитом и по сравнению с гарцбургитами более глиноземисты. При возрастании количества хромшпинелидов в таких дунитах в их составе наблюдалось увеличение не хрома, а алюминия. Относительно других пород, распространенных на территориях Моа и Баракоа, следует заметить, что все они от гипербазитов до габброидов, включая породы переходной зоны, имеют общую тенденцию изменения состава акцессорных хромшпинелидов. Как показывает рис. 27, соотношения компонентов изменяются в соответствии с кремнекислотностью материнских пород. Ее понижение сопровождается ростом содержания алюминия в хромшпинелидах.

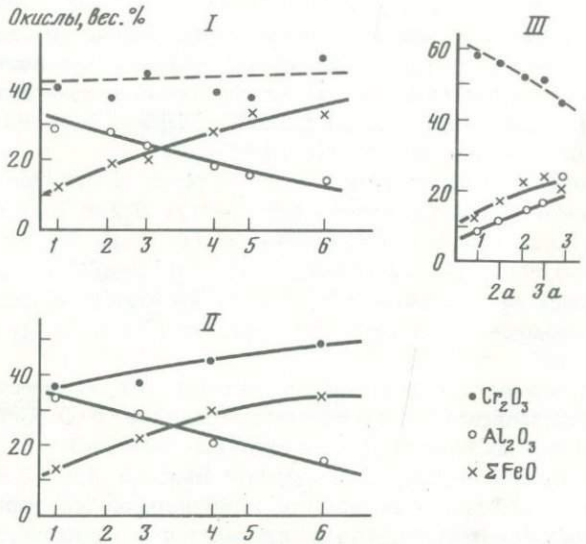


Рис. 27. Направленность изменения содержаний Cr, Al и Fe в акцессорных и рудообразующих хромшпинелидах из районов Моа (*I*), Баракоа (*II*) и Маяри (*III*) в зависимости от кремнекислотности пород

1 – хромитовые руды; *2* – дуниты; *2а* – дуниты с хромитовой вкрапленностью; *3* – гарцбургиты; *3а* – мелкие хромитовые шлиры в гарцбургитах; *4* – плагиоверлиты; *5* – плагиолерцолиты; *6* – троктолиты и оливиновые габбро

Из приведенного материала следует, что массив Маяри-Баракоа неоднороден по составу и имеет асимметричное строение. На его территории проявлены ассоциации пород, различающихся по кремнекислотности: дуниты повышенной основности с высокохромистыми акцессорными хромшпинелидами (район Маяри), гарцбургиты (Сьерра-дель-Кристаль), дуниты с низкохромистыми хромшпинелидами, гарцбургиты, лерцолиты, троктолиты, оливиновые габбро (районы Моа и Баракоа). Кремнекислотность петрографических комплексов нарастает с запада на восток. С комплексами пород, обладающими разными кислотно-основными свойствами, пространственно сопряженно оруденение разного химического состава – высокохромистое в районе Маяри и высокоглиноземистое в районах Моа и Баракоа. Таким образом, размещение оруденения разного химического состава находится в зависимости от положения петрографических фаций гипербазитов в пределах массива.

В каждом из комплексов оруденение ассоциирует с наиболее основными породами – дунитами. Сближение состава акцессорных хромшпинелидов из дунитов с рудообразующими дает возможность оценивать состав ожидаемого оруденения по составу акцессорных хромшпинелидов дунитов.

Вопросы перспективности

В пределах пояса ультрабазитов распространены породы дунит-гарцбургитовой и дунит-троктолит-гарцбургитовой формаций, благоприятные для развития в них концентраций хромитов. Длительное время хромитовые месторождения были известны в восточной и центральной частях Кубы до

провинции Матансас включительно, западнее они не были установлены. В связи с этим перспективы провинций Гавана и Пинар-дель-Рио не рассматривались или они оценивались как неперспективные.

В 1972 г. Г.Г. Кравченко и О. Васкес в западной части острова, в массиве Кахальбана, впервые выявили коренное проявление металлургических хромитов Кахальбана и наличие дунитов в различных частях массива. По устному сообщению В.П. Егорова, им в 1980 г. обнаружено коренное проявление хромитов в ультрабазитах провинции Гавана. Это позволяет сделать вывод о потенциальной хромитоносности не только восточной и центральной частей страны, а всего ультрабазитового пояса Кубы в целом, включая и провинции Гавана и Пинар-дель-Рио.

Небольшие размеры массивов в этих провинциях снижают перспективы, однако следует иметь в виду, что и в подобных случаях возможно выявление промышленных месторождений. В частности, в Сарановском массиве (Урал), имеющем площадь выхода ультрабазитов всего около 0,15 км^2, находятся тела промышленных густовкрапленных руд. Также существует возможность (хотя и редкая) распространения хромитовых месторождений в массивах, сложенных полностью или почти полностью перидотитами. Так, разрабатывавшееся месторождение Дубоштица (Югославия) залегает в крупнейшем массиве, сложенном нацело перидотитами. Известны месторождения на Урале и в других регионах, залегающие в массивах перидотитов с весьма малым распространением дунитов.

Подобные примеры широко представлены и в массивах Камагуэй, Моа-Баракоа на Кубе. Здесь многие рудные тела залегают в обширных полях перидотитов и окружены лишь весьма маломощной (иногда до первых сантиметров) оболочкой дунитов, а местами дунитовая оторочка практически исчезает. Это указывает на возможность нахождения хромитовых тел в перидотитовых массивах Кубы, почти полностью лишенных дунитов, и требует оценки перспектив их хромитоносности. Наиболее значительными перспективами, на наш взгляд, обладают крупнейшие хромитоносные массивы восточных провинций страны, в значительной мере перекрытые почвенным слоем, латеритами коры выветривания и густыми лесами.

Для определения возможных элементов залегания рудоносных зон и рудных тел наиболее эффективным представляется выяснение первичной внутренней структуры массивов или их участков. Проведение этой работы позволило нам уточнить положение некоторых рудоносных зон и наметить новые перспективные участки.

В районе Пинарес-де-Маяри на основании сбора большого фактического материала уточнено залегание протяженной рудоносной зоны, расположенной в южной части выхода ультрабазитов и являвшейся основным поставщиком металлургических хромитов Кубы.

Установлено, что юго-западный фланг этой зоны, вытянутой с юго-запада на северо-восток, не образует крутой изгиб к северу, как намечалось Ю.Л. Семеновым и др. [103], а прослеживается без изменения направления на юго-запад, общая протяженность зоны составляет около 20 км. На геологической карте зона показывалась изогнутой, поскольку она была увязана с расположенными к северу от нее субмеридиональными телами месторождения Касимба. Однако проведенные работы позволили нам установить, что месторождение представлено жильной зоной, секущей

псевдослоистость ультрабазитов. Выяснено также, что в районе месторождения и севернее псевдослоистость, как и в южной части ультрабазитового тела, имеет выдержанное северо-восточное простирание и падение в северные румбы.

Анализ размещения дунитов и рудных концентраций с учетом данных о залегании псевдослоистости ультрабазитов позволил нам наметить еще две перспективные на хромитовое оруденение зоны, параллельные известной и расположенные к северу от нее (рис. 28). Одна из зон – центральная, проходит через месторождение Касимба. Здесь крупные эпигенетические рудные жилы имеют субмеридиональное направление, однако первичные пластовые залежи бедных вкрапленных хромитов, развитые на этом месторождении, залегают согласно псевдослоистости ультрабазитов. К юго-западу от этого месторождения, по направлению псевдослоистости, разведывалась серия хромитовых проявлений, а нами в этом и противоположном (северо-восточном) направлениях дополнительно установлены выходы дунитов.

В пределах северной зоны (район северных склонов плато Пинарес-де-Маяри и прилегающие участки) нами установлены одни из наиболее мощных (до 10 м) в массиве тела дунитов. Распространение этих пород по простиранию на изучавшемся интервале – несколько километров. На продолжении этой зоны ранее были установлены выходы дунитов и небольшие хромитовые месторождения (Томайо и др.).

Следует отметить, что центральная зона в значительной мере перекрыта латеритами коры выветривания, а северная – густой растительностью и систематические поиски здесь не проводились.

Возможность дополнительного выделения центральной и северной перспективных зон основана на анализе размещения в массиве хромитоносных дунитов. Установлено, что здесь нет закономерной смены пород в определенном направлении, как это наблюдается в ультрабазитовых телах Кемпирсайского типа (где перидотиты с глубиной переходят в рудоносный дунит-перидотитовый полосчатый комплекс).

Ранее в массиве района Пинарес-де-Маяри намечалась закономерная смена пород с глубиной. В частности, В.И. Мурашко и др. (1966 г.) полагали, что основные выявленные рудные проявления массива приурочены к наиболее глубокому рудоносному горизонту зонального массива, вскрытому в его юго-восточной части. Эти авторы предполагали, что ниже горизонта перемежаемости дунитов и перидотитов может располагаться еще не вскрытый существенно дунитовый горизонт, с которым могут быть связаны наиболее крупные запасы руд. Положение известного дунит-перидотитового и предполагаемого на глубине дунитового горизонтов показано на приводимом указанными авторами геологическом разрезе (см. рис. 28, *б*).

Проведенные нами работы позволили отказаться от представлений о существовании такой зональности и прийти к выводу о неоднократном чередовании дунитов и перидотитов. Это дало основание отнести массив к Рай-Изскому типу (см. рис. 20, *б*) с учетом размещения рудоносных дунитов в различных частях ультрабазитовых тел и рекомендовать вести в массиве Пинарес-де-Маяри поиски рудоносных дунитовых горизонтов в самых различных его частях. Были намечены два новых перспективных

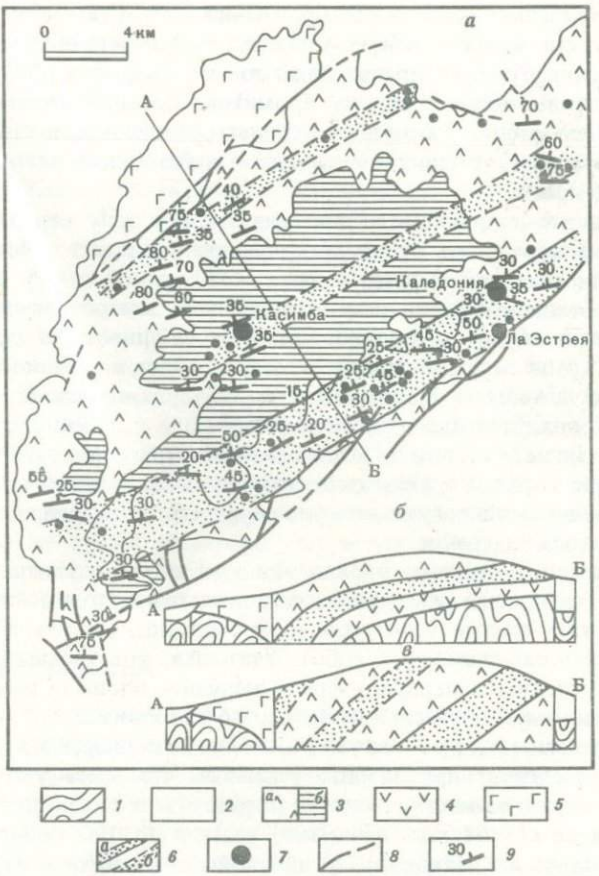


Рис. 28. Намечаемое положение рудоносных зон в ультрабазитах района Пинарес-де-Маяри в плане (*а*) и разрезе (*б* – по данным В.И. Мурашко и др., *в* – по данным Г.Г. Кравченко)

1 – осадочные отложения кампана; *2* – третичные отложения; *3* – перидотиты (*а*), перекрытые корой выветривания (*б*); *4* – дуниты; *5* – габбро-диабазы; *6* – рудоносные горизонты: *а* – установленные, *б* – намечаемые; *7* – хромитовые месторождения и рудопроявления; *8* – тектонические нарушения; *9* – залегание псевдослоистости ультрабазитов

горизонта, но не исключена возможность выявления большего их количества.

В пределах рудного поля Кайо-Гуам–Кромита нами с достаточной детальностью выяснена структура участка. Установлено, что псевдослоистость имеет выдержанное северо-восточное простирание и северо-западное падение (см. рис. 22). Зона рудных тел здесь вытянута по падению псевдослоистости. Все поисковые и разведочные работы в течение многих лет локализовались вдоль этой зоны. К северо-востоку и юго-западу от нее поиски не велись, однако выявление структуры участка показывает, что в этом направлении распространяется обогащенный дунитами горизонт, мощность которого во много раз превышает мощность рудной зоны, составляя не менее ее длины. Учитывая наличие в этом горизонте выявлен-

ных относительно крупных месторождений Кайо-Гуам и Кромита, можно ожидать, что по простиранию горизонта могут быть обнаружены другие месторождения. По простиранию этой зоны в скальных обнажениях обнаружены мелкие тела массивных хромитов. По сообщению А. Джубера, проводившего работы на отмеченных месторождениях, в стороны от них по простиранию дунитоносного горизонта наблюдалось несколько других проявлений хромитов.

Приведенные данные позволяют считать эту зону перспективной, рекомендовать проследить ее по простиранию и оценить хромитоносность.

В меридиональном разрезе массива Моа-Баракоа к югу от г. Моа, по данным проведенных нами немногочисленных замеров, псевдослоистость ультрабазитов образует крупную пологую субширотную складку. В северном ее крыле залегают многие месторождения, в частности Кайо-Гуам–Кромита, в южном – Мерседита и др. Представляется целесообразным провести дополнительные детальные работы для уточнения структуры этого района. Возможно, что в южном крыле этой структуры имеет место продолжение горизонта хромитоносных дунитов северного крыла. В результате будет установлено положение новых площадей, перспективных на хромитовое оруденение.

Обнаружение коренного проявления хромитов в дунитах массива Кахальбана и выявление значительного количества выходов этих пород позволяет считать массив потенциально хромитоносным и требующим проведения поисково-съемочных работ. Учитывая, что хромиты приурочены к дунитам, следует в первую очередь выделить площади распространения этих пород и наметить участки наибольшего их развития.

Перспективы массива Камагуэй выявлены не полностью, и работу в этом направлении следует продолжать, учитывая, что здесь уже установлено большое количество месторождений (в разработке их, по данным А.С. Богатырева и др. (1962 г.), принимало участие до 190 концессий). Почти все месторождения находятся у дневной поверхности и отрабатывались карьерами. Необходимо дальнейшее изучение и обоснование рудоконтролирующих факторов, которые будут содействовать выявлению перспектив этого, одного из богатейших массивов Кубы.

Массив Ольгин, в значительной мере перекрытый четвертичными отложениями, в изучавшихся нами многокилометровых (до 25 км) поперечных пересечениях представлен почти повсеместно перидотитами, на значительных площадях существенно разлинзованными. Лишь изредка среди этих пород наблюдаются дуниты с небольшими отрабатывавшимися месторождениями хромитов. Это не дает основания для суждения о значительных его перспективах. Однако большие участки массива скрыты под наносами и перспективы их не оценены. Не исключена возможность выявления в этих частях промышленных концентраций хромитов.

При оценке запасов хромитов следует учитывать и россыпи хромитов, которые могут концентрировать значительные количества обломочных руд. В частности, в Замбии (Южная Африка) за счет разрушения коренных месторождений Великой дайки возникли россыпи обломочных руд, запасы которых оцениваются в 60 млн.т. О концентрациях рудных обломков на Кубе указано в работе Т.П. Тэйера [108], отметившего значительные их скопления в пониженных участках рельефа в пределах

массива Камагуэй. Г.Г. Кравченко и О. Васкесом значительная россыпь различных по размерам (от долей сантиметра до 0,3–0,4 м), обычно окатанных или полуокатанных обломков хромитов с дунитами и габброидами установлена в русле р. Кайо-Гуам ниже одноименного месторождения. Нам представляется, что здесь можно ожидать большие скопления таких обломков, учитывая особенности развития процессов эрозии в пределах рудного поля Кайо-Гуам–Кромита. Здесь рудные тела вытянуты единой цепочкой (см. рис. 22) и местами выходят на поверхность. Поперек цепочки проходит глубокий каньон, прорезавший ультрабазиты р. Кайо-Гуам. Можно предположить, что цепочка рудных тел была непрерывной и эти тела располагались и на месте современного каньона. В этом случае объем рудных масс, находившихся на этом участке и вынесенных в виде обломков в русло реки, был весьма значительным.

В целом общие разведанные и прогнозные запасы Кубы оценены В.И. Мурашко в 3,3 млн. т. [39]. По всей вероятности, эту цифру можно отнести лишь к относительно небольшой обнаженной площади массивов, в пределах которой в основном обнаруживались хромитовые тела, выходящие на поверхность или маркируемые близко расположенными развалами руд. В то же время обширные закрытые площади массивов изучены мало и перспективы их не оценены. С учетом этих площадей цифру прогнозных запасов, по-видимому, можно увеличить в несколько раз.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ

Медные рудопроявления на Кубе распространены довольно широко – они встречаются практически во всех домиоценовых структурно-формационных комплексах, но промышленные месторождения меди выявлены лишь в нескольких районах: на западе острова в северной части провинции Пинар-дель-Рио, в центральной части Кубы (провинция Вилья-Клара), а также на востоке – в горах Сьерра-Маэстра, около Сантьяго-де-Куба, и в пределах массива Сьерра-дель-Пурьяль (провинция Гуантанамо). Изученные к настоящему времени месторождения меди формировались в неодинаковых геологических условиях и представлены различными типами. Среди них по минеральному составу выделяются четыре главных типа медных месторождений: 1) кварц-халькопиритовые; 2) пирит-халькопиритовые (медноколчеданные); 3) халькопирит-молибденитовые (меднопорфировые); 4) скарновые магнетит-халькопиритовые.

Наибольшее промышленное значение имеют месторождения кварц-халькопиритового типа, к которому относятся самые крупные месторождения – Эль-Кобре и Матаамбре. Пиритовые месторождения с халькопиритом распространены широко, в основном в сиалических геологических комплексах, где они образуют линзообразные залежи, субсогласные с вмещающими породами. Что касается медных месторождений, относящихся к двум другим рудным типам, то в настоящее время известны лишь единичные их представители, не имеющие пока практического значения.

В зависимости от геологического положения ниже рассмотрены: 1) жильные халькопиритовые месторождения в песчанико-сланцевых и карбонатных отложениях; 2) жильные халькопиритовые месторождения в вулканогенно-осадочных породах; 3) пиритовые месторождения с халькопиритом в песча-

нико-алевролитовых, карбонатных и вулканогенно-осадочных толщах[1]; 4) халькопирит-молибденитовые месторождения в породах гранитоидного состава; 5) скарновые магнетит-халькопиритовые месторождения в эндо- и экзоконтактах гранитоидных массивов.

Перечисленные минеральные типы месторождений не исчерпывают всего разнообразия медных рудопроявлений Кубы, многие из которых изучены и оценены еще недостаточно. Интерес могут представлять проявления медно-пирротиновой ассоциации, иногда образующие заметные концентрации довольно богатых кубанит-борнитовых, халькозин-борнит-халькопиритовых руд с пирротином и редким пентландитом в зонах серпентинитового меланжа (провинция Пинар-дель-Рио, о-в Хувентуд) или в серпентинизированных перидотитах (провинции Гавана и Матансас). Есть основания считать, что такие руды в генетическом отношении тесно связаны с жильными халькопиритовыми месторождениями. Не исключена возможность обнаружения месторождений типа медистых песчаников в юрской терригенной толще провинции Пинар-дель-Рио (халькозин-борнит-пирротиновая рудная ассоциация).

Как сопутствующий компонент медь концентрируется во многих свинцово-цинковых месторождениях, а также в отдельных месторождениях золота, вольфрама и др. Наиболее высокие ее содержания отмечаются в зоне вторичного сульфидного обогащения. Из первичных руд таких месторождений медь, как правило, не извлекается. Медные руды отдельных месторождений характеризуются относительно высокими концентрациями кобальта, серебра, галлия, германия, кадмия, индия и некоторых других элементов, но они пока не извлекаются из-за несовершенных технологических схем. Необходимо проведение специальных исследований не только обогатителями, но и геологами, так как создание рациональной системы комплексного освоения подобных месторождений возможно только после проведения специального технологического картирования и углубленного изучения вещественного состава руд.

Кварц-халькопиритовые месторождения

Жильные месторождения данного типа (Матаамбре, Сан-Фернандо, Эль-Кобре и др.) являются главнейшими источниками меди, добывавшейся и ранее и теперь на Кубе. Такие месторождения залегают в различных геологических комплексах и заметно различаются по составу вмещающих пород, их возрасту и структуре. Среди кварц-халькопиритовых месторождений Кубы выделяются два главных подтипа: жильные месторождения в слабо метаморфизованных песчанико-алевролитовых породах и жильные или штокверковые месторождения в вулканических и вулканогенно-осадочных формациях. Естественно, месторождения различаются не только составом вмещающих пород, поскольку формирование оруденения на месторождениях первого подтипа происходило, как правило, в несколько этапов, а второго — в один.

[1] Ряд месторождений или рудных тел этого типа отличается от пиритовых свинцово-цинковых не столько количественным соотношением полезных компонентов, сколько технологическими или экономическими возможностями извлечения их из руд. Поэтому раздельное рассмотрение медных и свинцово-цинковых существенно пиритовых месторождений в значительной мере условно.

Жильные кварц-халькопиритовые месторождения в осадочных породах

Наиболее известным месторождением этого подтипа является Матаамбре, которое находится в западной части Кубы (см. рис. 2), в 70 км к северу от провинциального центра Пинар-дель-Рио. Оно было случайно открыто в 1912 г. охотником по наличию малахита и азурита на выходе окисленных руд. С 1913 г. началась интенсивная эксплуатация богатых халькопиритовых залежей Матаамбре сначала американской компанией, с 1944 г. – кубинской, а после революции 1959 г. горнорудным предприятием Министерства базовой промышленности Республики Куба. За период семидесятилетней непрерывной эксплуатации месторождения добыто около 13 млн. т руды, или примерно 0,8 млн. т меди. Подземные горные выработки к настоящему времени опустились до 43-го горизонта на отметке порядка 1500 м ниже поверхности или 1400 м ниже уровня моря.

Геологическими исследованиями на месторождении в разные годы занимались Р. Альенде, П. Пенебейкер, В. Оробей, И. Литавец, В. Ягер, авторы настоящего раздела, геологи рудничной службы и др. Уникальность месторождения Матаамбре не только по запасам и богатству руд, но и по особенностям геологического строения и рудной минерализации оправдывает более подробное его рассмотрение.

Согласно современным представлениям, месторождение расположено в пределах региональной тектонической пластины нижне-среднеюрских пород, надвинутой (предположительно с севера) на более молодые существенно карбонатные отложения верхней юры–мела–палеогена и непосредственно подстилаемой палеоцен-нижнеэоценовой олистостромой. Эта пластина в основном сложена песчанико-сланцевыми отложениями среднеюрской формации Сан-Каэтано, отчасти верхнеюрскими карбонатными породами и верхнеюрскими–нижнемеловыми карбонатно-сланцевыми образованиями [50, 124].

Площадь собственно месторождения Матаамбре (рис. 29) сложена толщей частого переслаивания песчаников, алевролитов и углисто-глинистых сланцев, имеющей генеральное северо-восточное простирание при северо-западном падении под углами 40–75°. В центральной части месторождения выделяется характерный горизонт массивных кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников ("серия Руисеньор"), подстилаемый пачкой сближенных по разрезу пластов песчаника, перемежаемых пластами алевролитов и глинистых сланцев ("серия Матаамбре"). Эта часть разреза (мощностью около 300 м), находящаяся в нормальном стратиграфическом залегании, включает основную массу меднорудных тел месторождения и может именоваться рудовмещающей. Она подстилается и перекрывается более мощными пачками существенно сланцевого или алевролит-сланцевого состава, иногда включающими маломощные пропластки темно-серого известняка [26, 49, 100].

Все указанные породы имеют четко выраженный терригенный характер с признаками отложения на мелководной дельте очень большой реки [124]. Песчаники отличаются плохой сортировкой обломочного материала, а сланцы – высоким содержанием углефицированных растительных остатков и минералов титана. Во многих горизонтах отмечается пиритизация, особенно интенсивная в углисто-глинистых сланцах с карбонатными пропластками.

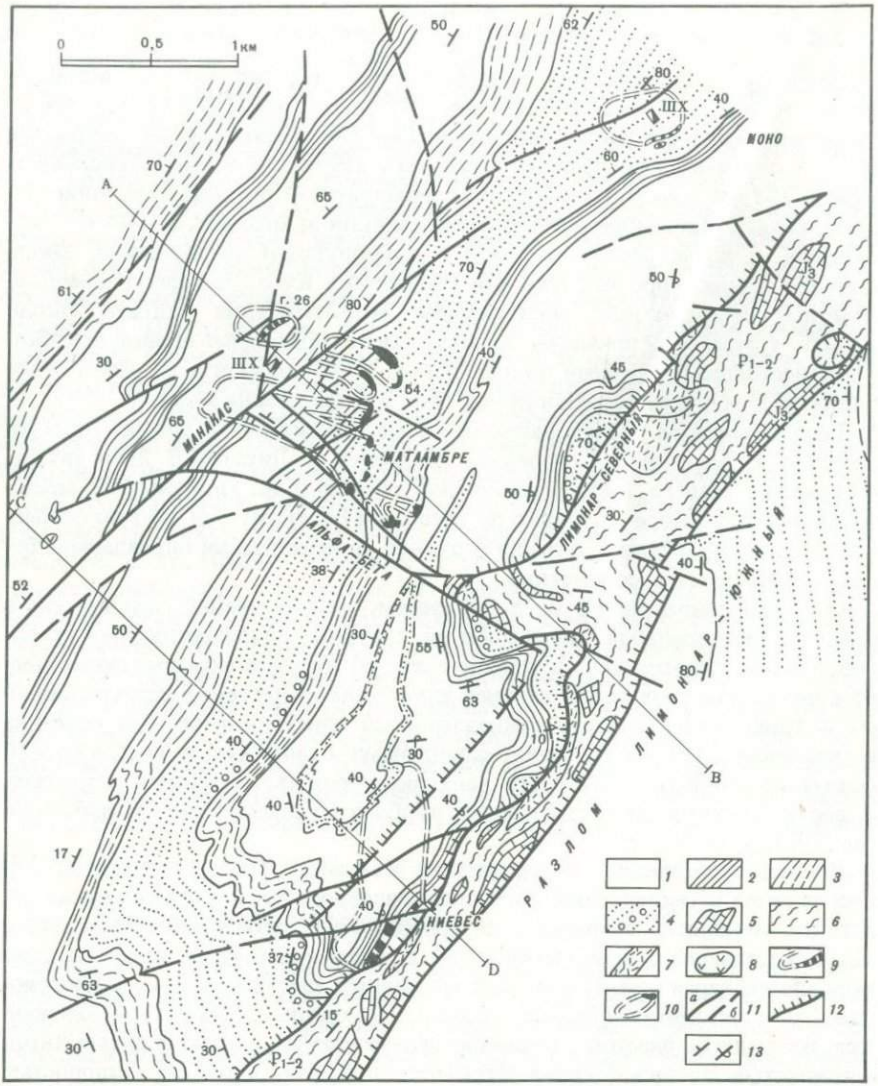
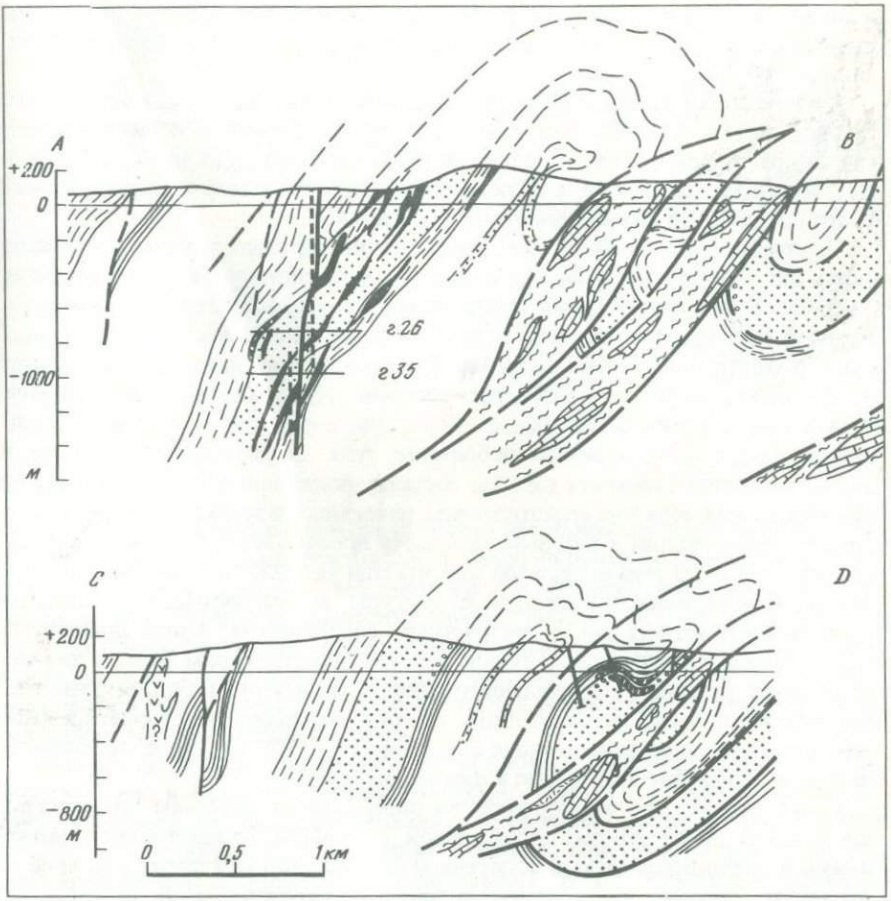


Рис. 29. Схема геологического строения рудного поля Матаамбре с месторождениями Матаамбре, Моно и Ниевес. Составлена Е.П. Малиновским с использованием данных И.Т. Поплавского, В.А. Седова, Г. Карасу, В. Сухарина, А. Барсаны и др.

1–4 – формация Сан-Кэтано (J_{2-3}): *1* – частое переслаивание алевролитов, песчаников и сланцев, *2* – горизонты углисто-глинистых сланцев, иногда с прослоями известняков, *3* – переслаивание углисто-глинистых сланцев с алевролитами, *4* – существенно песчаниковый горизонт, иногда с прослоями сланцев и конгломератов; *5–7* – породы эоценовой олистостромы: *5* – олистолиты известняка (J_3), *6* – глинисто-карбонатные, иногда туфогенные сланцы (P_{1-2}) с глыбами пород разного состава, *7* – андезито-дациты, их туфы (K_2-P_1?); *8* – малые тела диоритовых порфиритов и их эксплозивных брекчий (P_2?); *9* – субсогласные залежи пирит-полиметаллических руд и контуры их проекции; *10* – трубообразные залежи халькопиритовых руд и их проекции; *11* – разломы: *а* – установленные, *б* – предполагаемые; *12* – поверхности надвига, ограничивающие олистострому, местами с серпентинитами; *13* – нормальное и опрокинутое залегание слоистости



Иногда наблюдаются маломощные слойки предположительно сингенетического мелкозернистого пирита. В алевролитах довольно часто встречаются глинисто-карбонатные конкреции с пиритом или марказитом. Метаморфизм пород умеренный, регионального характера; он выражается в серицитизации и хлоритизации глинистого цемента и графитизации органического вещества, а также в более локальном окварцевании или образовании сети маломощных прожилков кварца в пластах песчаника.

Верхнеюрские карбонатные породы (преимущественно серые битуминозные известняки) развиты к юго-востоку от месторождения, вдоль разлома Лимонар, где на поверхность выходит палеогеновая олистострома. Известняковые и другие глыбы или более крупные олистолиты погружены в слоистую массу глинистых, глинисто-карбонатных, иногда туфогенных сланцев палеоцен-эоценового возраста. Местами олистострома включает прослои туфоконгломератов, туфов среднего состава, туфопесчаников, известняков и серых кремнистых пород ("педерналей"). В первом приближении полосу палеогеновых пород с глыбами известняка можно охарактеризовать как приразломный грабен, но бурение, проведенное в его бортах,

выявило довольно пологое (34–38°) северо-западное падение обоих граничных разломов, подтверждающее принадлежность их к структуре чешуйчатых надвигов.

До конца 60-х годов считалось, что на месторождении Матаамбре и в его рудном поле какие-либо магматические или эффузивные образования отсутствуют. Лишь в 1967 г. такие породы были обнаружены Г. Карасу и Е.П. Малиновским к югу, а позднее и к западу от месторождения, а также В. Ягером [82] на нижних горизонтах рудника.

Основная масса находок магматических пород сделана у разлома Лимонар в полосе олистостромы в 2–3 км к юго-востоку от месторождения [27, 49]. В настоящее время установлено, что роговообманковые диориты, спессартиты, андезито-дациты развиты в виде более или менее крупных глыб в палеогеновой олистостроме. В то же время андезито-дацит может переходить в туфогенные породы, согласно переслаивающиеся с палеогеновыми карбонатными сланцами. Вероятно, в первичном залегании встречаются среди олистостромы небольшие тела диоритового порфирита и эксплозии лавоагломерата того же состава; подобный состав имеют также два небольших тела вне олистостромы, отчетливо пересекающие слоистость среднеюрской толщи в юго-западной части поселка Матаамбре (см. рис. 29, разрез *C–D*). Эти тела интересны тем, что они тяготеют к западному флангу основной рудоконтролирующей структуры месторождения – разлома Манакас. Геологические и возрастные соотношения кварц-альбитовых кератофиров и лапиллиевых туфов, отмеченных В. Ягером [82] на нижних горизонтах рудника, с вмещающими породами и структурными элементами не установлены; известно лишь, что они замещаются сульфидами. Привлекают внимание повышенные содержания Cu, Zn, Co, Ag в андезито-дацитовом порфирите и особенно в лавоагломерате.

Структура участка месторождения определяется наличием интенсивной продольной складчатости, сопряженной с чешуйчато-надвиговыми движениями и слабо проявленной поперечной складчатостью, а также узлом пересечения продольных и поперечных разрывных нарушений [30].

Главная складчатая структура – резко асимметричная антиклиналь с шарниром, полого погружающимся на юго-запад. Рудные тела Матаамбре залегают в ее северном, относительно пологом крыле. Короткое южное крыло складки местами подвернуто и осложнено многочисленными мелкими складками. Полная реконструкция складки затруднена, так как южное крыло в значительной мере срезано надвигом Лимонар. В подвернутой части крыла в опрокинутом залегании находится пластовое рудное тело месторождения Ниевес (см. раздел "Месторождения свинца и цинка" и рис. 29).

Среди разломов, контролирующих размещение медного оруденения, следует отметить почти вертикальный разлом Манакас северо-восточного простирания, того же простирания, но субсогласные, падающие на северо-запад разломы Руисеньор, а также поперечные к складчатой структуре Альфа-Бета, близширотный разлом 44. Комбинация этих и некоторых других разломов определяет блоковое строение рудного поля. Линии пересечения разломов серий Руисеньор, Альфа-Бета и 44 по ориентировке совпадают с направлением погружения флексурообразных перегибов слоистости песчанико-сланцевой толщи [30]. Именно эти направления определяют ориентировку длинных осей главных залежей медных руд Матаамбре (рис. 30).

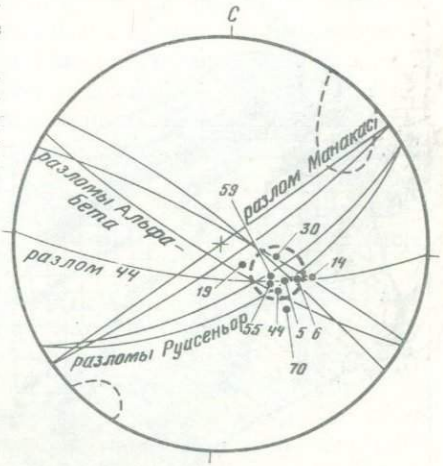


Рис. 30. Ориентировка основных элементов структуры месторождения Матаамбре в стереографической проекции

Дуги большого круга – главные разломы; штриховой линией очерчены области выхода шарниров продольной и поперечной складчатости; точки – выходы длинных осей рудных тел, цифры – их номера

На месторождении Матаамбре известно промышленное оруденение двух типов: медное (халькопиритовое) и пирит-пирротин-полиметаллическое. Основной объект добычи – меднорудные залежи, сконцентрированные преимущественно среди песчаниковых пачек Руисеньор-Матаамбре, отчасти в сланцах лежачего бока и заключенные в пределах открытого на юго-восток клиновидного блока пород между пересекающимися разломами Манакас и Альфа-Бета. На нижних горизонтах рудника медное оруденение переходит и в северный блок разлома Манакас.

Положение рудных тел в рудоносном блоке контролируется как складчатыми, так и разрывными нарушениями. Наиболее очевидной является приуроченность медного оруденения к трещинам отрыва, примыкающим под углом порядка 70° к крупным сколовым нарушениям или почти под прямым углом к отдельным пропласткам углисто-глинистых сланцев, обычно осложненным послойными подвижками (рис. 31). Преимущественное образование трещин отрыва и зон предрудного брекчирования в песчаниках обусловлено соотношениями физико-механических (прочностных) свойств горных пород в рудовмещающей пачке. Высокий модуль Юнга (порядка $7{,}5 \cdot 10^{11}$ кг/см^2) и низкое значение коэффициента Пуассона (около 0,14) для песчаников Матаамбре свидетельствуют об их относительной хрупкости – соответствующие цифры для более пластичных алевролитов, например, $5{,}5 \cdot 10^{11}$ и 0,2 (Малиновский, Карасу, 1973 г.).

Структурные особенности локализации обусловливают характерную морфологию меднорудных тел. В горизонтальном сечении более крупные из них отвечают коротким мощным жилам массивных халькопиритовых руд, сопровождаемым зонами прожилково-вкрапленного оруденения (в промышленном выемочном контуре соотношение осей горизонтального сечения рудных тел составляет в среднем 6 : 1). Длина рудных тел по падению (точнее, по линии скатывания) может в 10–20 раз превышать их длину в плане. Общая протяженность совокупности таких залежей по вертикали превышает 1,5 км. Таким образом, форму меднорудных залежей Матаамбре следует охарактеризовать как жильную столбообразную. Форма относительно небольших, часто неправильных или изометричных в плане халько-

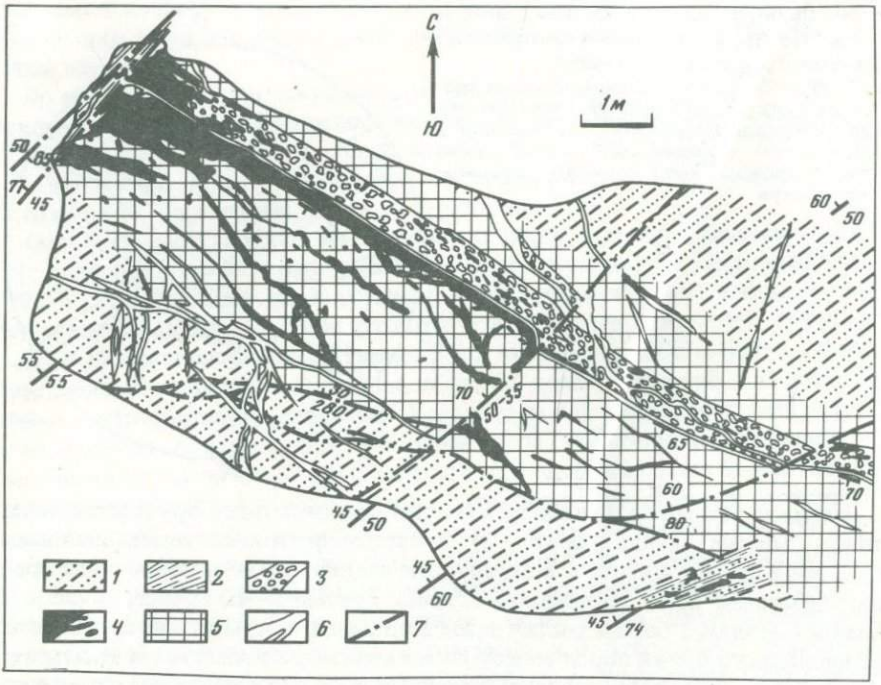


Рис. 31. Внутреннее строение рудного тела 44 на 35-м горизонте. Документация кровли очистной выработки

1 – песчаники; *2* – углисто-глинистые сланцы; *3* – кварц-карбонатная брекчия; *4* – массивные халькопиритовые руды; *5* – прожилково-вкрапленное оруденение в хлоритизированных песчаниках; *6* – кварцевые жилы; *7* – разрывные нарушения

пиритовых рудных тел в алевролитах или сланцах близка к трубообразной.

Внутренне строение меднорудных залежей определяется различным сочетанием массивных халькопиритовых руд с кварц-карбонат-хлоритовыми брекчиевыми и прожилково-вкрапленными халькопиритовыми рудами, заключенными в едином рудном контуре (для примера см. рис. 31). В наиболее богатых залежах преобладают массивные, почти мономинеральные халькопиритовые или кварц-халькопиритовые руды, в более бедных – прожилково-вкрапленные, иногда с обильным пиритом. Несколько особняком стоит недавно открытое меднорудное тело 80. Оно представляет собой существенно кварц-пиритовую прожилковую зону, возможно, общей трубообразной формы с неравномерно распределенной халькопиритовой минерализацией, местами с пирротином.

Совершенно иную морфологию имеет сульфидное полиметаллическое рудное тело 70, вскрытое на средних горизонтах рудника севернее разлома Манакас (см. рис. 29, разрез *А–В*). Эта мощная линзообразная залежь, приуроченная к контакту песчаников Руисеньор и углисто-глинистых сланцев, прослежена по простиранию на 200 м при протяженности по падению более 270 м и мощности до 20 м. В песчаниках со стороны лежачего бока развита интенсивная прожилково-вкрапленная и гнездовая существенно пиритовая минерализация. В западной части залежи, имеющей в основном пирит-сфа-

леритовый состав, широко распространен пирротин, сопровождаемый по висячему боку залежи галенитовой и местами халькопиритовой минерализацией. Рудное тело 70 при северо-восточном простирании имеет западное склонение, несколько более пологое, чем у халькопиритовых рудных тел месторождения (см. рис. 30). Такая ориентировка рудного тела определяется флексурообразным изгибом вмещающих пород. Сульфидная полиметаллическая минерализация Матаамбре во времени значительно предшествует жильной халькопиритовой и, по-видимому, относится к иному этапу минерализации. К ее рассмотрению мы вернемся в разделе "Месторождения свинца и цинка".

Минеральный состав меднорудных залежей Матаамбре несложен. Главные минералы: халькопирит, кварц, карбонаты (кальцит, анкерит), в отдельных рудных залежах в северной части месторождения – пирит; второстепенные и редкие: пирротин, галенит, марказит, кубанит, кобальтин, линнеит, арсенопирит, валлериит, самородные висмут и золото, а также нерудные – хлорит, серицит, барит. Вторичные минералы в зоне окисления: гётит, гидрогётит, малахит, азурит, хризоколла и в зоне цементации, развитой только по части рудного тела 14, халькозин и ковеллин. Рудные тела сопровождаются неширокими зонами гидротермального изменения вмещающих пород – окварцевания, хлоритизации, карбонатизации, серицитизации [26, 41, 49].

Состав главных рудных тел в общем одинаков в песчаниках и сланцах и большого изменения с глубиной не испытывает: на нижних горизонтах несколько увеличивается содержание пирротина в массивных медных рудах, повышается количество кобальтовых минералов, что отчасти связано с появлением небольших жил халькопирит-пирротин-кварцевого состава с кальцитом, кобальтином и пиритом (рис. 32). Для нижних горизонтов более характерны и поздние пирит-сфалерит-галенитовые жилы с кварцем и кальцитом. Несколько необычен состав недавно открытого рудного тела 80 – здесь более широко, чем в иных рудных телах, развит прожилковый кварц, образующий густую сеть, в обилии встречаются пирит и пирротин. Халькопирит отличается наличием звездчатых структур распада твердого раствора с пирротином и сфалеритом [87], часто наблюдается нехарактерный в целом для месторождения пластинчатый пирит.

Основные халькопиритовые тела месторождения сформированы после образования сети метаморфогенных кварцевых прожилков и после крупнокристаллического пирита: явление замещения раннего пирита, сильно трещиноватого или подробленного. халькопиритом главной продуктивной ассоциации можно видеть при просмотре почти каждого полированного шлифа. Значительно реже встречаются случаи замещения халькопиритом пирротина [41].

Общая последовательность минералообразования Матаамбре сложная и пока окончательно не выясненная. Очевидно, что она представлена несколько разорванными во времени этапами. Самый ранний I этап – диагенетическое пиритообразование в углистых сланцах. Маломощные короткие прослои, совсем тонкие слойки мелкозернистого, часто глобулярного пирита, замещающие углефицированные растительные остатки, встречаются в пределах рудовмещающей толщи [82].II этап – формирование согласс-

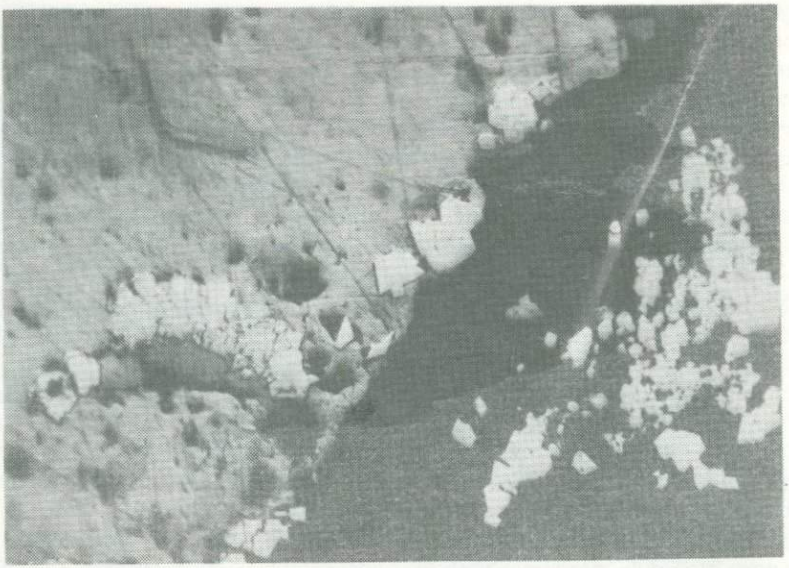


Рис. 32. Микрофотография кристаллов кобальтина (белое), сосредоточенных на границе выделений халькопирита (серое) и карбоната (черное). Месторождение Матаамбре, полир. шлиф

ной полиметаллической залежи рудного тела 70. III этап – (предположительно) формирование кварц-пирит-пирротин-халькопиритового штокверка рудного тела 80 в песчаниках и образование сети метаморфогенных кварцевых прожилков. IV этап – основной продуктивный этап гидротермальной минерализации, связанный с отложением главной массы халькопирита. Многократные тектонические подвижки в течение этого этапа позволяют наметить в нем ряд последовательных стадий: 1) образование кварц-карбонат-хлоритовой брекчии; 2) замещение ее мелкозернистым халькопиритом, а также выполнение открытых полостей в трещинах отрыва с образованием массивных халькопирит-кварцевых руд; 3) образование секущих жил халькопирит-пирротинового или пиритового состава с кобальтином, кальцитом и др.; 4) образование сфалерит-галенит-пиритовых прожилков с кальцитом и кварцем; 5) поздние анкеритовые жилы с переотложенным халькопиритом, пиритом и др. Около разломов в халькопиритовых рудах заметны следы динамометаморфизма с перекристаллизацией халькопирита и образованием изогнутых двойников давления, но в большинстве рудных тел послерудные деформации проявлены незначительно.

Температура минералообразования оценена методом декрепитации жильных и рудных минералов [49]. Для первой стадии продуктивного этапа (кварц-карбонатный цемент брекчии) такая температура составляет 310–300°С, для массивного мелкозернистого халькопирита второй стадии – 290–280°, в халькопирит-кальцитовой жиле с кобальтином третьей стадии – 270–230° (по кварцу и крупнокристаллическому халькопириту), для позднего кварца – 150° и для анкерита – порядка 100°С. Таким образом, в ходе гидротермального процесса температура растворов сначала снижалась очень медленно и лишь к концу его резко упала.

Медные руды Матаамбре прекрасно обогащаются – на рудничной обогатительной фабрике в концентрат извлекается 97–98% меди (при содержании меди в добытой руде около 3,5%). В получаемом почти чисто халькопиритовом концентрате содержится около 50 г/т серебра, 0,025% кобальта, 0,01% мышьяка, десятые доли процента цинка. Сами же руды более богаты кобальтом – в массивных рудах его более 0,1%, в бедных вкрапленных 0,03%, при отношениях Co : Ni, равных соответственно 35 и 12. Отношения мышьяка к кобальту примерно постоянны и равны 1,2, что соответствует отношению этих элементов в кобальтине.

Жильная кварц-халькопиритовая минерализация, столь мощно сконцентрированная в рудных телах Матаамбре, довольно широко распространена по всей северо-западной части провинции Пинар-дель-Рио. Как правило, она приурочена к тем частям разреза формации Сан-Каэтано, где мощные пласты грубослоистых песчаников переслаиваются с пропластками углисто-глинистых сланцев, и менее характерна для существенно песчаниковой части разреза, для алевролитовых горизонтов, а также для верхнеюрской – меловой части разреза.

Среди жильных проявлений халькопиритовой ассоциации в осадочных породах, помимо Матаамбре, могут быть отмечены ранее эксплуатировавшиеся месторождения Франсиско, Дора, Кандида, Космополита. Масштабы их невелики (впервые сотни или десятки тысяч тонн руды). В отличие от Матаамбре оруденение в них хотя иногда и богатое, но невыдержанное и имеет скорее гнездово-вкрапленный или штокверковый характер. На месторождении Дора, кроме меднорудных тел, установлена согласная пирит-полиметаллическая залежь Амистад (В.Я. Новицкий).

Еще более широко на западе Кубы распространены проявления пирротин-халькопиритовой ассоциации. Они установлены на всех месторождениях рудного поля Матаамбре, на многих пирит-полиметаллических месторождениях района, а также как самостоятельные рудные объекты в зонах надвигов, в серпентинитовом меланже на востоке провинции Пинар-дель-Рио (Ла-Констансия, Маргарита), и далее на восток в провинциях Гавана и Матансас (рудопроявления Саломон, Элена, Каридад, Вихиланте). Как правило, руды таких проявлений, помимо халькопирита и пирротина, содержат борнит, кубанит, магнетит, кобальтин, иногда пентландит, сфалерит, валлериит, самородное золото и платину [60]. Содержание кобальта, достигающее 0,2%, всегда в 10–30 раз больше содержания никеля. В этом мы видим черты геохимического сходства руд данных месторождений с жильной халькопирит-пирротиновой минерализацией глубоких горизонтов месторождения Матаамбре.

Размещение жильного халькопиритового оруденения контролируется разрывными нарушениями, причем не столько мощными субсогласными зонами крупных надвигов, сколько крутопадающими разломами внутри отдельных тектонических пластин – меридионального, северо-западного и близширотного простирания.

Поблизости от многих месторождений Пинар-дель-Рио в подстилающей их олистостроме устанавливаются разнообразные проявления магматической (интрузивной, эффузивной, эксплозивной) деятельности, хотя не всегда удается выяснить, находятся ли они в первичном (рвущем) залегании или во вторичном как обломочный материал. Важно отметить, что от-

дельные разновидности диоритов и диоритовых порфиритов содержат обильную вкрапленность пирротина, а секущие эксплозивные образования типа андезитового лавоагломерата отличаются резко повышенными концентрациями меди, цинка, кобальта, серебра. Все это наводит на мысль о наличии определенной связи между указанными самыми поздними проявлениями магматизма и жильной халькопиритовой минерализацией Западной Кубы. Возраст оруденения рассмотренного типа, скорее всего, среднеэоценовый, так как основная медная продуктивная минерализация сформировалась после главных чешуйчато-надвиговых и складкообразующих движений и после регионального метаморфизма [18, 26, 49].

Жильные и штокверковые кварц-халькопиритовые месторождения в вулканогенно-осадочных породах

Многочисленные рудопроявления и месторождения данного подтипа известны в Центральной и Восточной Кубе, но наиболее широко они распространены в двух районах – в провинции Сьенфуэгос (месторождение Сан-Фернандо и др.) и около Сантьяго-де-Куба (месторождение Эль-Кобре).

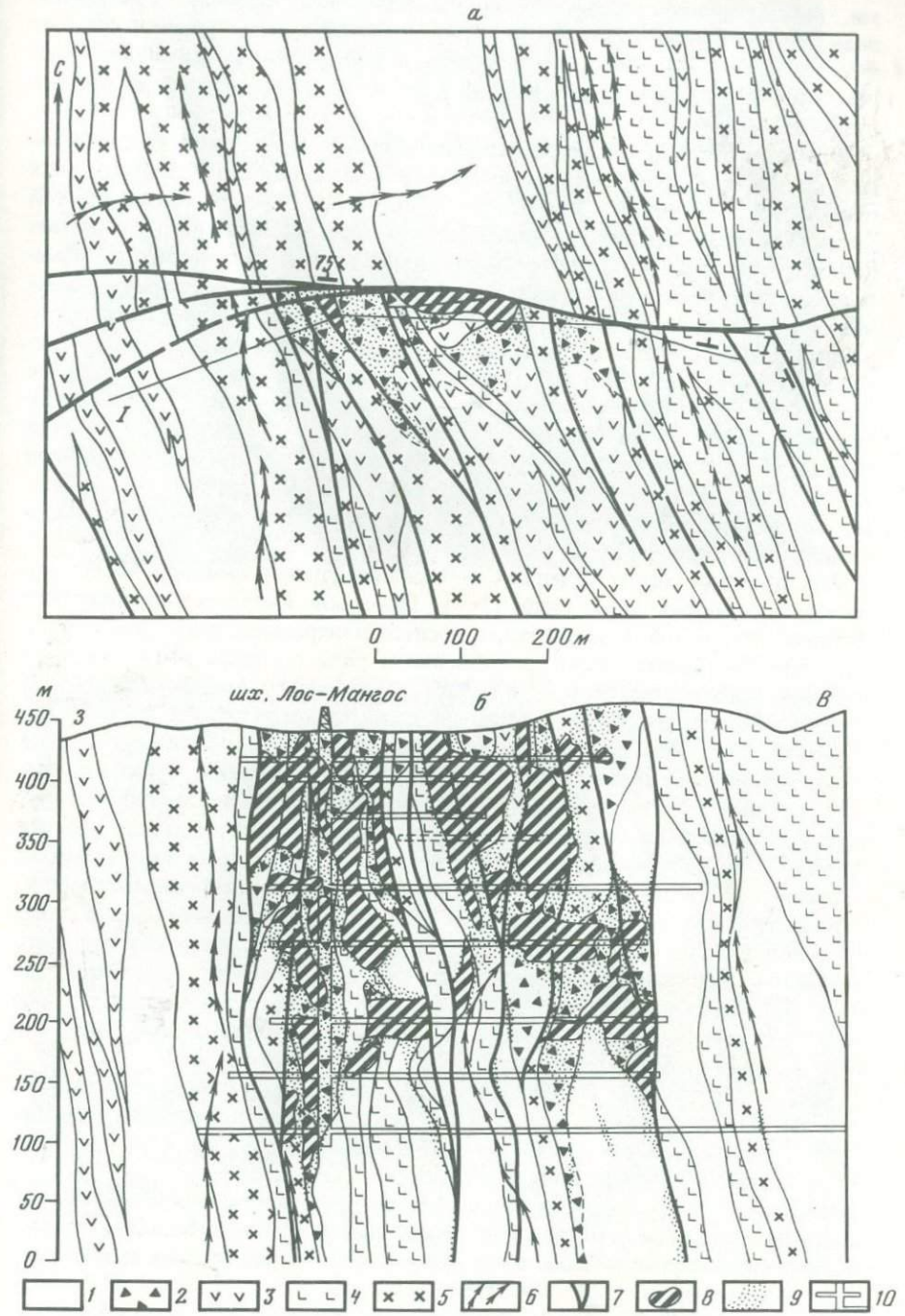
В первом из указанных районов медное оруденение сосредоточено главным образом в пределах Центрально-Кубинского синклинория, вдоль зоны крупного долгоживущего разлома близширотного простирания, контролировавшего развитие магматизма и гидротермальной минерализации [49, 113, 114].

Наиболее крупным и лучше изученным медным месторождением Центральной Кубы является месторождение Сан-Фернандо, которое находится на западном окончании указанной выше тектонической зоны. Структура месторождения определяется наличием субвулканического интрузивного тела, прорывающего меловые вулканогенно-осадочные породы. Субвулканическое тело сложено липарито-дацитами нескольких фаз внедрения, различающимися в основном по текстурно-структурным признакам: здесь выделяются массивные липаритовые лавы, флюидальные, брекчиевые и лавобрекчиевые липарито-дациты. Наибольшую роль в размещении рудной минерализации играют порфировые лавы, лавобрекчии и пористые экструзивные брекчии (рис. 33, *а*).

Окружающие вулканогенно-осадочные породы внизу представлены толщей лито- и витрокластических туфов, туфогенных песчаников и туффитов, слоистость которых на площади месторождения круто падает на север. Состав пород андезитовый и андезито-дацитовый. Выше располагается толща переслаивания туфов и туффитов с частыми горизонтами существенно терригенных отложений; падение верхней толщи тоже северное, но под более пологими углами. Все перечисленные породы срезаются интрузивным массивом Маникарагуа – гранодиоритами и кварцевыми диорита-

Рис. 33. Схематическая геологическая карта (*а*) и разрез (*б*) месторождения Сан-Фернандо. Составлена А.Е. Толкуновым и Р. Кабрера с использованием данных В. Пфеффера, В.Е. Горелова и др.

1–3 – фации рудовмещающего субвулканического интрузива (K_2): *1* – липарито-дациты, *2* – вулканические брекчии, *3* – липаритовые порфиры; *4–6* – дайки регионального распространения (P_2): *4* – андезитов, *5* – диоритовых порфиритов, *6* – диабазов; *7* – разрывные нарушения; *8* – отработанные рудные тела; *9* – участки бедных прожилково-вкрапленных руд; *10* – горные выработки


а
С
75
0
100
200 м
м
шх. Лос-Мангос
б
З
В
450
400
350
300
250
200
150
100
50
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

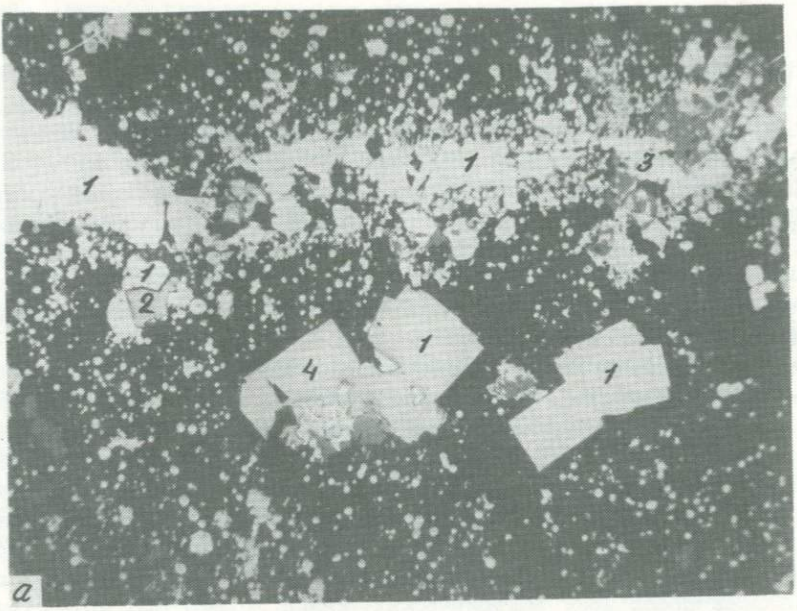
ми, иногда порфировидными. Северный контакт интрузива частично определяется разломом сложного строения. Во многих местах наблюдаются следы контактового воздействия интрузива на вулканические и вулканогенно-осадочные породы с образованием эпидота, хлорита и контактовых роговиков.

В районе часто встречаются небольшие субвулканические тела кислого состава, а также дайки диоритовых порфиритов, диабазов и липаритовых порфиров, последние отвечают заключительному этапу магматической деятельности. В пределах месторождения самыми молодыми являются дайки диоритовых и андезитовых порфиритов. Они ориентированы субмеридионально, вкрест простирания главных, более древних структур, падение восточное под углами 70–85°. Возраст наиболее поздних на месторождении даек диоритовых и диабазовых порфиритов, по данным многих исследователей [3, 29, 77 и др.], считается позднемеловым, хотя некоторые геологи [23, 27, 49] рассматривают их как эоценовые образования, аналогичные дайкам и субвулканическим телам восточных районов Кубы. Этот вопрос пока окончательно не решен. Во всяком случае все упомянутые здесь породы являются дорудными, так как они подверглись интенсивному гидротермальному изменению (серицитизации, окварцеванию, эпидотизации, пиритизации).

Для площади месторождения Сан-Фернандо удается наметить несколько систем разрывных нарушений [113]. Основной является близширотная система, к которой, в частности, относится Центральная тектоническая зона, контролирующая также размещение и ряда соседних месторождений или рудоносных участков – Ла-Сейба, Лос-Мангос, Аройо-Асуль и др. В карьере месторождения Сан-Фернандо данная зона выражена полосой интенсивно трещиноватых и сильно измененных пород. Западнее участка месторождения Центральная тектоническая зона изгибается, отклоняется к югу и распадается на серию относительно небольших зон разрывных нарушений. К одной из таких зон приурочена рудная минерализация участка Аройо-Асуль. В целом Центральная рудоконтролирующая зона круто падает к северу, как и северный контакт субвулканического тела липарито-дацитов. Интересно, что она контролирует размещение и самых поздних даек. В ее пределах на разных участках, в том числе и в лежачем боку рудных залежей месторождения Сан-Фернандо, встречены поперечные (субмеридиональные) тектонические нарушения, сопровождаемые довольно мощными полосами трещиноватых и гидротермально-измененных пород. Такие же нарушения обнаружены и на рудном участке Лос-Мангос.

Медное оруденение Сан-Фернандо известно с 1827 г. Месторождение с перерывами эксплуатировалось до 1961 г., причем добывались богатые руды с содержанием меди до 17–20% и цинка до 10–12%, в основном из зоны вторичного сульфидного обогащения.

Рудные тела месторождения Сан-Фернандо представлены линзо- и плитообразными залежами с резкими ограничениями, заключенными между отдельными дайками, неблагоприятными для развития оруденения. Кроме того, на месторождении отмечается жильный тип оруденения и участки прожилково-вкрапленного оруденения типа штокверка. Текстуры руд редко массивные, обычно брекчиевые и прожилково-вкрапленные, характерные для главных и самых богатых рудных тел месторождения (рис. 34).



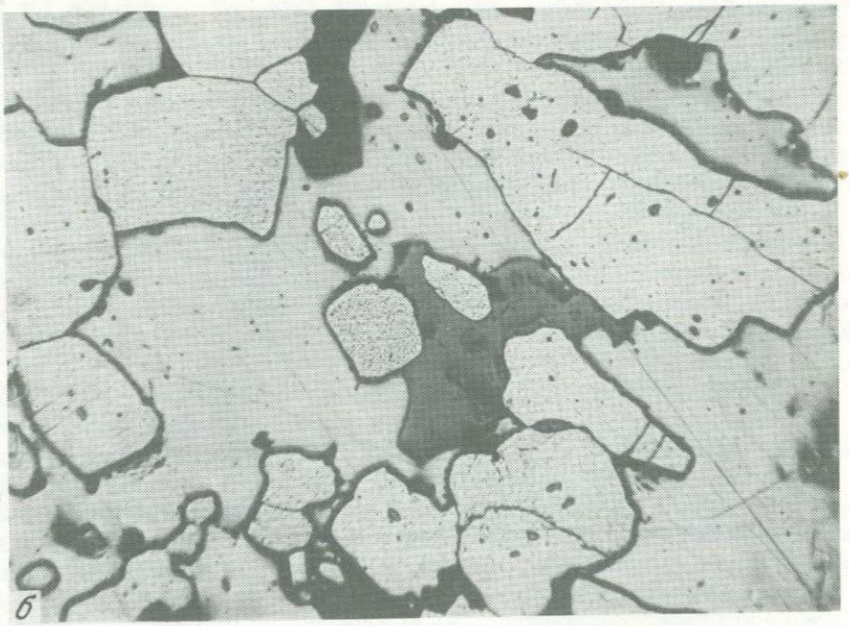


Рис. 34. Микрофотографии пирит-халькопиритовых руд. Полир. шлиф, месторождение Сан-Фернандо

а – вкрапленные, увел, 30: *1* – пирит; *2* – халькопирит; *3* – сфалерит; *4* – галенит; темное – кварц и кальцит; *б* – массивные, увел. 90

Первичные руды сложены главным образом пиритом, халькопиритом, кварцем и мусковитом или серицитом, в меньших количествах отмечаются сфалерит, галенит, блеклые руды, кальцит, барит. В одном из рудных тел содержание сфалерита оказалось примерно равным содержанию халькопирита, но закономерности распространения сфалерит-халькопиритовой минеральной ассоциации и соотношения ее с другими типами руд пока остаются неизученными. В отдельных шлифах из руд Сан-Фернандо отмечались аргентит, борнит, самородное золото. Более часто встречается марказит, предположительно образующий псевдоморфозы по пирротину.

В зоне окисления, опускающейся иногда до глубины 30–50 м, наиболее широко развиты окислы и гидроокислы железа, а в нижней ее части появляются обильные скопления вторичных сульфидов меди.

В первичных рудах месторождения выделяются следующие минеральные ассоциации: кварц-серицитовая, кварц-пиритовая, халькопирит-сфалеритовая, галенитовая, кварц-кальцитовая. Процесс минерализации разделялся на три главные стадии: 1) формирование зон гидротермально-измененных (кварц-серицитовых) пород с ранними жилами кварца и пиритом, несущим убогую вкрапленность халькопирита и сфалерита; 2) отложение основных количеств халькопирита, сфалерита с кварцем, баритом и золотом; 3) образование поздних кварц-халькопиритовых прожилков. Оруденение сформировалось после всех магматических пород, однако оно интенсивнее развивалось в пористых вулканических брекчиях и очень слабо проявлялось в плотных породах поздних даек [113].

В рассматриваемом районе известны также относительно небольшие месторождения Эль-Соль, Индепенденсия, Лос-Сэррос и др., в общем сходные с Сан-Фернандо, но характеризующиеся несколько иными особенностями локализации оруденения.

На месторождении Индепенденсия рудные залежи развиты в вулканогенно-осадочных породах преимущественно вокруг субвулканических интрузивов, а не внутри них, как это отмечалось в Сан-Фернандо. Если на Сан-Фернандо благоприятными для рудной минерализации оказались некоторые субвулканические породы в связи с их структурно-текстурными особенностями, то на месторождении Индепенденсия оруденение развито по системе трещин вокруг плотного ядра, сложенного штокообразным субвулканическим телом. В прошлые годы на Индепенденсии отрабатывались медные руды из двух участков – Северного и Мина-Рика. Содержание меди находилось в пределах 0,35–6,7%.

Месторождение Фортуна, находящееся к северу от г. Фоменто, приурочено к тектонической зоне в вулканогенно-осадочной толще андезитового состава с диабазами и их туфами. Поблизости от месторождения обнаружены тела кварцевых порфиров и фельзитов. Рудные тела связаны с зонами гидротермального изменения, развитыми вдоль тектонических нарушений, имеющих поперечное залегание относительно главного структурного направления вмещающих пород. Рудные тела представлены линзами с меньшим содержанием халькопирита по сравнению с месторождениями Сан-Фернандо и Индепенденсия. Текстуры руд массивные и вкрапленные; кварцевые жили здесь имеют подчиненное значение.

В районе Гуаймаро (провинция Камагуэй) медные рудопроявления рассматриваемого типа представлены прожилково-вкрапленной минерализа-

цией в меловых вулканогенно-осадочных породах базальтового и андезито-базальтового состава. Основная масса таких рудопроявлений пространственно связана с вулканическими трахибазальтовыми структурами. Только на минерализованной площади здесь отмечены дайки диоритовых порфиритов северо-восточного или субмеридионального простирания; к ним приурочены некоторые минерализованные зоны, характеризующиеся развитием гидротермальных изменений с прожилками и гнездами сульфидов, кварца и барита, иногда образующих рудные тела типа штокверка. Местами оруденение формируется по контакту плотных лавовых потоков.

В качестве общей закономерности можно отметить, что жильные халькопиритовые (или кварц-халькопиритовые) месторождения в центральной части Кубы развиты исключительно в кислых субвулканических породах среди вулканогенно-осадочных образований среднего (Лас-Вильяс) либо базальтового (Камагуэй, Гуаймаро) состава. Для обоих районов на минерализированных площадях устанавливается наличие поздних даек диоритовых порфиритов, ориентированных вкрест складчатых структур. Все зоны медного оруденения контролируются сочетанием систем тектонических нарушений и благоприятных физико-механических и химических свойств вмещающих пород.

Главные месторождения меди в центральной части Кубы пространственно связаны с узлами пересечения или сопряжения тектонических нарушений широтного и субмеридионального (поперечного) направления, если в них имеются тела субвулканических интрузий. В частности, подобные узлы перспективны на обнаружение медного оруденения в районе Камагуэй–Видот–Гуаймаро, где пока известны лишь небольшие рудопроявления.

В восточной части Кубы жильные и штокверковые медные месторождения кварц-халькопиритового типа тоже развиты в вулканогенно-осадочных породах; наибольший интерес среди них представляют месторождения Эль-Кобре и Элексион.

Месторождение Эль-Кобре, расположенное на востоке страны, около г. Сантьяго-де-Куба (см. рис. 2), является одним из наиболее крупных месторождений Кубы. Оно эксплуатировалось на протяжении более 400 лет. За этот период из его недр добыто около 3 млн. т. руды с высоким содержанием меди (2,5–20%).

Месторождение приурочено к зоне сопряжения антиклинория Сьерра-Маэстра с Восточно-Кубинским синклинорием и находится в узле пересечения и сопряжения крупных скрытых разломов близширотного и северо-восточного простирания. Оно характеризуется сложной геологической структурой [3, 24, 49].

Площадь месторождения Эль-Кобре слагают покровы вулканогенно-осадочных пород, субвулканические и жерловые фации, относящиеся к субформации Эрмитаньо эоценового возраста [24]. Вмещающие породы разделяются на три толщи (рис. 35). Нижняя толща представлена преимущественно туфобрекчиями, туфами андезито-базальтов и разнообразными агломератами мощностью более 600 м. Средняя толща начинается маломощным прерывистым горизонтом туфопесчаников, туффитов и туфов андезитов, переходящих выше в слоистые туфы, туфобрекчии и агломераты андезитов, туффиты, алевролиты, мергели и песчаники, а также массивные туфобрекчии и агломераты. Суммарная мощность этих пород около

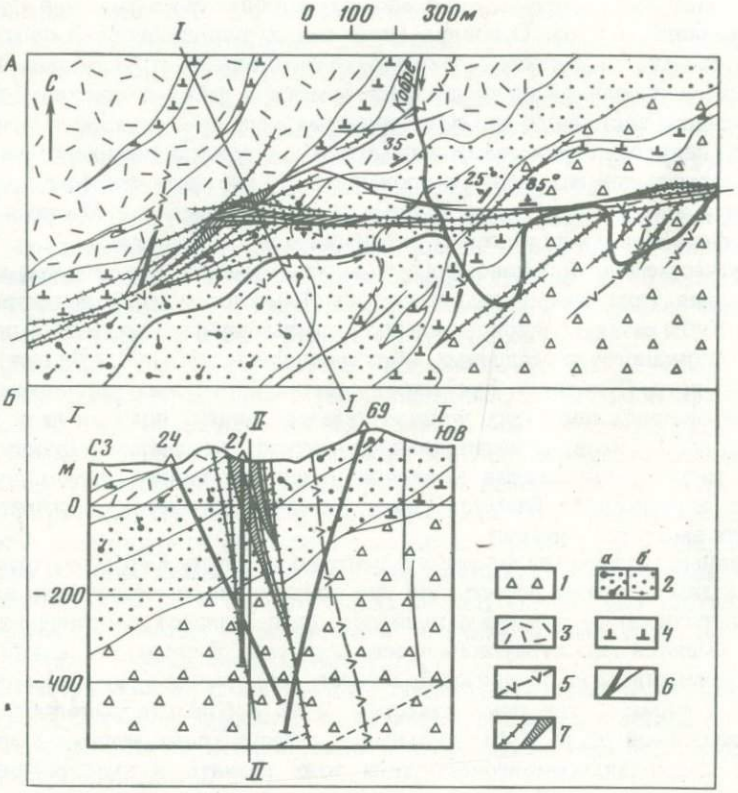


Рис. 35. Структурно-геологический план (*А*) и разрез (*Б*) месторождения Эль-Кобре. Составлены А.Е. Толкуновым и Р. Кабрера с использованием данных Н.П. Лаверова, И.Т. Сахарова и Э. Эскобара

1 – нижняя толща: туфы, туфобрекчии андезито-базальтов, агломераты, песчаники, конгломераты; *2* – средняя толща: *а* – туфобрекчии, агломераты, *б* – слоистые туфы, туфобрекчии, туффиты, алевролиты, мергели и песчаники; *3* – верхняя толща: туфы и туфобрекчии андезито-дацитов, агломераты, туффиты и туфопесчаники; *4* – субвулканические интрузивы и жерловые фации андезитов, дацитов и их лавобрекчий; *5* – поздние дайки андезито-базальтов; *6* – разрывные нарушения; *7* – жилы и жильные зоны кварца, кальцита с сульфидами

250 м. Верхнюю толщу составляют преимущественно разнообразные туфы, игнимбриты и туфобрекчии андезито-дацитов, агломераты и в меньшей мере туффиты и туфопесчаники. Мощность этой толщи около 300 м.

Толща стратифицированных пород прорвана субсогласными и крутопадающими телами эффузивов субвулканических и жерловых фаций. Одни из них располагаются главным образом в зонах контактов стратифицированных пород, другие – вдоль крутопадающих разрывных нарушений (см. рис. 35). Как правило, это небольшие удлиненные тела андезитов, дацитов и их лавобрекчий.

Вулканогенно-осадочные породы имеют пологое (25–40°) северо-западное падение. Они рассекаются разноориентированными разрывами и поздними предолигоценовыми дайками диабазовых и диоритовых порфиритов, которые завершают развитие магматизма в данном районе.

Дайки приурочены практически ко всем системам разрывных нарушений. Отдельные дайки прослеживаются на первые сотни метров при мощности в первые метры, но их серии образуют крупные пояса, протягивающиеся на десятки километров.

Главный разлом Эль-Кобре имеет близширотное простирание и круто падает на юг, а на глубоких горизонтах некоторых участков (сектор Хитания) приобретает обратное падение. Разлом представлен мощной (до нескольких десятков метров) зоной раздробленных и гидротермально-измененных пород, в пределах которой картируются многочисленные тектонические швы, полосы милонитов и дайки разнообразных пород, фиксирующие глубинный долгоживущий разлом фундамента. В верхних частях геологического разреза значительных смещений по разлому нет [49].

В пределах месторождения широко развиты поперечные крутопадающие разрывы, имеющие в центральной части месторождения преимущественно северо-восточное простирание и образующие так называемую зону Бланка шириной до 100 м. Помимо разрывов, в этой зоне сосредоточены многочисленные дайки и гидротермальные жилы. С приближением к разлому Эль-Кобре зона Бланка заметно расширяется и строение ее усложняется. Поскольку значительных смещений по зоне Бланка не устанавливается, можно полагать, что она также является отражением скрытого разлома фундамента.

На восточном фланге месторождения (в секторе Хитания) поперечные разрывы сопровождаются дайками андезито-базальтов и жилами кварца только со стороны висячего бока разлома Эль-Кобре. Отдельные поперечные и диагональные разрывы закартированы и на западном фланге месторождения (сектор Бланка).

В геологическом разрезе, по-видимому, достаточно широко развиты согласные нарушения; в частности, они установлены авторами в вулканогенно-осадочных породах средней толщи. Согласные нарушения обычно располагаются по контактам пород с различающимися физико-механическими свойствами и представлены маломощными прерывистыми глинистыми швами и зонами милонитов.

Медное оруденение приурочено к зоне разлома Эль-Кобре и секущим по отношению к нему разрывам системы Бланка. Основные рудоносные участки (секторы Бланка, Гранде и Хитания) располагаются в узлах пересечения и сопряжения разрывов разного простирания. Самым крупным и сложным по строению является узел пересечения разлома Эль-Кобре с зоной Бланка, к которому и приурочены наиболее мощные и богатые тела медных руд (см. рис. 35). Рудные тела имеют форму сложно построенных жильных зон длиной несколько сот метров и прослеженных на глубину до 500–700 м. Мощность их меняется от нескольких метров до первых десятков метров.

Построенная авторами продольная проекция в суммарных метропроцентах позволяет выявить влияние основных элементов геологического строения на локализацию медных руд (рис. 36). В профилях разведочных скважин путем суммирования произведений мощности и содержаний меди отдельных рудных зон определялись значения суммарных метропроцентов в опорных точках, по которым отстраивались изолинии метропроцентов.

Анализ этой проекции показывает, что интенсивность проявления ору-

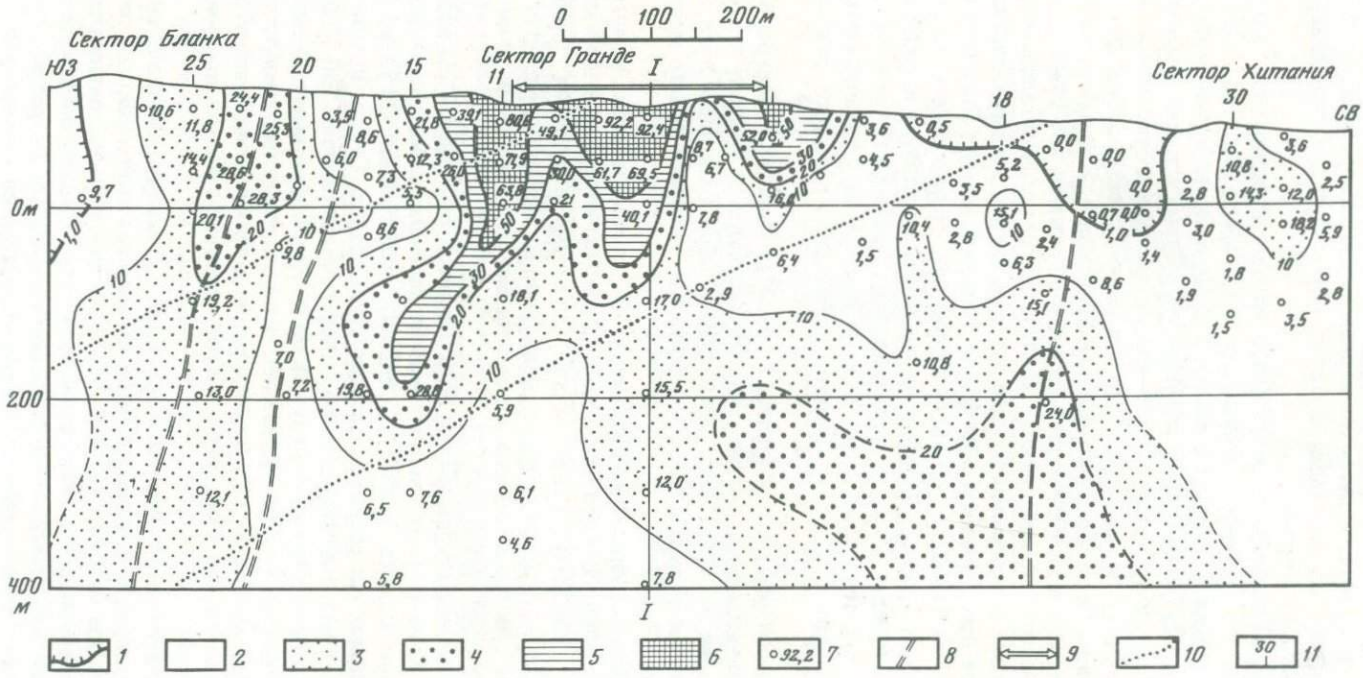


Рис. 36. Продольная проекция месторождения Эль-Кобре по *II–II* (см. рис. 35). Составлена А.Е. Толкуновым и Р.К. Кабрера с использованием данных И.Т. Сахарова, Э. Эскобара и др.

1–6 – интенсивность проявления медного оруденения (в суммарных метропроцентах): *1* – меньше 1,0, *2* – 1,0–10, *3* – 10–20, *4* – 20–30, *5* – 30–50, *6* – более 50; *7* – точки, в которых определялись суммарные метропроценты и их значения; *8*, *9* – линии (*8*) и узел сопряжения и пересечения рудоносной зоны с поперечными разрывными нарушениями (*9*); *10* – границы толщ вмещающих пород; *11* – разведочные линии

денения в плоскости рудоносного разлома неодинакова. Изменения значений метропроцента преимущественно обусловлены вариацией мощности рудных зон и в меньшей степени колебаниями содержаний меди в рудах на фоне общего снижения этих содержаний с глубиной. Максимальные метропроценты (почти до 100) характерны для верхних горизонтов центральной части месторождения (сектор Гранде), а средние и минимальные значения наблюдаются преимущественно на флангах и глубоких горизонтах.

Положение максимумов оруденения и их форма свидетельствуют о том, что на локализацию руд наибольшее влияние оказывали особенности строения разрывных нарушений. Медное оруденение наиболее интенсивно развито в узле пересечения близширотного разлома Эль-Кобре с зоной Бланка северо-восточного простирания. Поскольку разрывы зоны Бланка падают на юго-восток, рудный столб, следующий вдоль линии их сопряжения с разломом Эль-Кобре, приобретает довольно пологое восточное склонение. С глубиной рудный столб разветвляется, причем одна его ветвь прослеживается вдоль осевой линии узла пересечения разломов, а другая отклоняется на юго-запад в соответствии с падением вмещающих пород средней толщи. В этом находит подтверждение установленная Н.П. Лаверовым и Р. Кабрерой [24] зависимость интенсивности оруденения от особенностей не столько петрохимического состава вмещающих пород, сколько их физико-механических свойств – пористости и прочностных характеристик. По нашим наблюдениям, в пределах средней толщи стратифицированных пород, особенно на ее границе с вулканитами верхней толщи, широко развиты согласные разрывные нарушения. Последние являлись гидродинамическим барьером, около которого значительно менялась скорость движения гидротермальных растворов и происходило наиболее интенсивное рудоотложение (см. рис. 36).

На особенности локализации оруденения заметное влияние оказывали и мелкие поперечные разрывы лежачего бока рудоносной зоны (сектор Бланка). Однако на приводимой проекции хорошо видно, что далеко не все такие нарушения влияют на интенсивность развития оруденения. А.Е. Толкуновым и Р. Кабрерой [113], в частности, было показано, что по этим разрывам в рудную стадию гидротермальные растворы не поступали.

Вблизи рудных жил вмещающие породы претерпели глубокое гидротемальное изменение вплоть до превращения их практически во вторичные кварциты. По мере удаления от рудных жил интенсивность околорудных изменений заметно ослабевает и по своему типу они приближаются к пропилитам: здесь в породах широко развиты хлорит, эпидот, кальцит, альбит.

В рудных зонах месторождения Эль-Кобре установлены пирит, халькопирит, пентландит, пирротин, галенит, сфалерит, сульфосоли висмута, золото, серебро, а также хлорит, серицит, кварц, кальцит, гипс, ангидрит, барит и флюорит. Главным рудным минералом является халькопирит. Изучение шлифов показывает, что в процессе формирования месторождения он выделялся неоднократно, но основная его масса образовалась в конце второй стадии. На месторождении широко проявлена зона окисления с многочисленными вторичными минералами меди, железа и марганца.

Гидротермальные образования формировались в течение нескольких стадий минерализации. В первую стадию возникли околожильные метасоматиты и ранние жилы кварца с пиритом, халькопиритом и, возможно, со сфалеритом. Во вторую стадию образовались основные продуктивные кварц-кальцит-ангидрит-пирит-халькопиритовые жилы и прожилки с галенитом, сфалеритом, сульфосолями висмута и серебром. Гидротермальная деятельность завершилась формированием послерудных жил и прожилков кварца, кальцита и, вероятно, гипса.

Декрепитация основных жильных и рудных минералов, а также гомогенизация газово-жидких включений в них показывают, что месторождение Эль-Кобре формировалось в интервале температур от 200 до 100°С.

Медное оруденение возникло, несомненно, после всех магматических пород района – вероятнее всего в позднем эоцене. Известные на месторождении наиболее молодые дайки диабазовых и диоритовых порфиритов рассекаются рудными жилами и перекрываются олигоценовыми осадочными породами [24].

Палеовулканические построения показывают, что рудные тела Эль-Кобре образованы на глубине порядка 1000–1500 м от дневной поверхности, существовавшей в период рудоотложения.

Другим примером жильных халькопиритовых месторождений может служить месторождение Элексион в крайней восточной части Кубы. Оно приурочено к узлу пересечения крупных меридиональных и скрытых близширотных разломов (рис. 37) [49, 113]. Это месторождение открыто давно и ранее разведывалось и эксплуатировалось. Поскольку оно находится в отдаленном горном районе, отрабатывались только очень богатые руды верхней части месторождения, а глубокие горизонты и фланги остались слабо изученными.

Вмещающими породами на месторождении служат диоритовые порфириты и кварцевые диориты, относящиеся к силлобразному интрузиву предположительно эоценового возраста. Этот интрузив располагается на контакте различных метаморфических сланцев мелового возраста. Под ним залегают интенсивно-складчатые хлорит-полевошпатовые актинолит-эпидот-кварцевые и другие сланцы, а выше него – пологозалегающие метаморфические сланцы. Среди последних выделяются две толщи [49]. Нижняя представлена кварц-хлоритовыми, актинолит-хлоритовыми и другими сланцами мощностью до 200 м. Верхнюю толщу слагают кварц-серицитовые и хлорит-кварц-альбитовые сланцы, имеющие мощность около 150 м.

Выход рудовмещающего интрузива в плане имеет неправильную форму, несколько вытянутую вдоль субмеридиональных разломов. В разрезе (см. рис. 37) интрузив при мощности 100–150 м имеет в общем симметричное строение. Ядро силла образуют хорошо раскристаллизованные кварцевые диориты, а краевые зоны – более плотные и меланократовые диоритовые порфириты.

Основные разрывные нарушения месторождения Элексион представлены двумя достаточно крупными субмеридиональными разломами – Западным и Восточным. Это мощные зоны дробления, по которым смещены блоки пород. По типу смещения это сбросо-сдвиги с наибольшей амплитудой горизонтального смещения. В блоке между указанными разломами

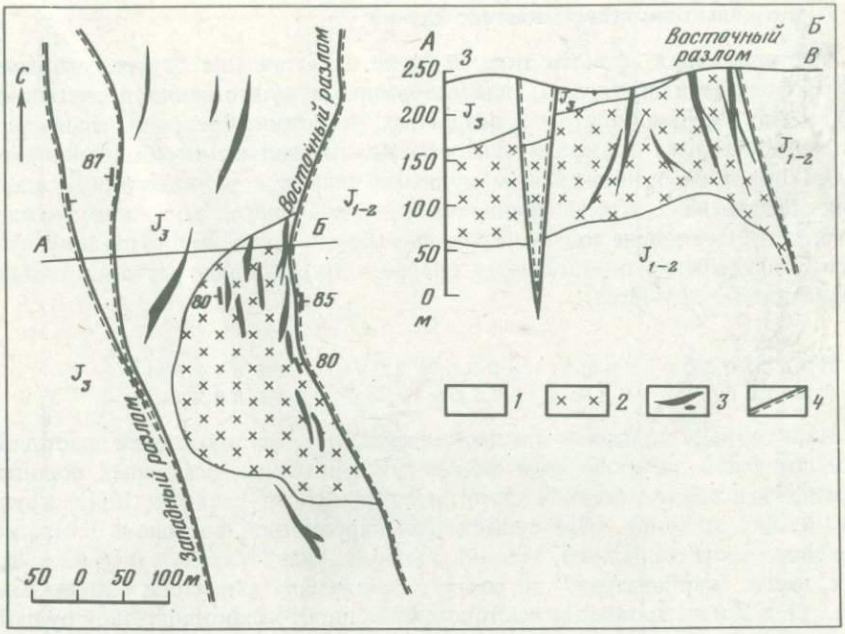


Рис. 37. Схема строения месторождения Элексион. Составлена А.Е. Толкуновым и Р.Кабрера по данным Н. Буданова и Э. Эрнандеса

1 – кварц-хлорит-серицитовые и другие сланцы (J_2); *2* – диоритовые, андезитовые и другие порифириты (P_2); *3* – рудные тела; *4* – разломы

широко развиты дополнительные разрывы и все основные рудные жилы месторождения, ориентированные также субмеридионально вдоль разломов или под острым углом к ним.

На месторождении известно 15 рудных жил, которые прослеживаются по простиранию и падению на 30–150 м, а мощность их колеблется в пределах 0,2–2,5 м. Они имеют крутое падение на восток и запад и практически не выходят за пределы рудовмещающего интрузива.

Рудные жилы характеризуются массивным, брекчиевым и прожилково-вкрапленным сложением. Главные минералы руд – пирит и халькопирит, а также кварц и кальцит. Кроме того, в рудах встречаются пирротин, сфалерит, галенит, кубанит, самородные золото и серебро.

Гидротермальная минерализация Элексиона, по-видимому, сформировалась в четыре стадии. Наиболее ранними являются околорудные изменения пород, выраженные окварцеванием, хлоритизацией, серицитизацией и пиритизацией, а также мощные кварцевые жилы с пиритом и халькопиритом. Во вторую стадию отложились основные рудные минералы – халькопирит, пирит, сфалерит вместе с кварцем и самородным золотом. В третью стадию сформировались маломощные прожилки кварца и кальцита с халькопиритом, галенитом и самородным серебром. Гидротермальная деятельность завершилась образованием послерудных прожилков кварца и кальцита.

Пирит-халькопиритовые месторождения

Месторождения данного типа на Кубе представлены двумя главными морфологическими типами: пластообразными существенно пиритовыми залежами с халькопиритом в осадочных (песчанико-алевролит-сланцевых или карбонатных) толщах и линзообразными, жильными или штокверковыми пирит-халькопиритовыми рудными телами в вулканогенно-осадочных образованиях. Промышленную ценность на многих таких месторождениях представляют не только первичные медные руды, но и руды зоны вторичного сульфидного обогащения (Иерро и др.), а в ряде случаев и только последние (Буэна-Виста).

Пластообразные пирит-халькопиритовые месторождения в осадочных породах

Пирит-халькопиритовые (медноколчеданные) месторождения пластовой или согласной линзообразной формы в терригенных осадочных породах разведаны в северо-западной части провинции Пинар-дель-Рио. Более крупные из них залегают среди существенно карбонатной формации Эсперанса мелового возраста (Иерро, Унион-I, Унион-II, Хуан-Мануэль). В более древних, менее "карбонатных" по составу отложениях формации Сан-Каэтано (J_{1-2}) в той же провинции месторождения пирит-халькопиритовой рудной ассоциации развиты довольно широко – известны десятки рудопроявлений и несколько небольших, уже отработанных месторождений (Франсиско, Дора и др.), причем все они характеризуются не пластовой, а более сложной формой, приуроченностью к брекчированным окварцованным песчаникам и в общем незначительными перспективами.

Небольшие концентрации меди (в среднем порядка 0,2%) постоянно отмечаются в довольно мощных и протяженных пластообразных залежах пиритовых и пирит-полиметаллических месторождений по всему разрезу формации Сан-Каэтано (Ниевес, Моно, рудное тело 70 на Матаамбре и др.). Эти месторождения мы рассмотрим позднее как свинцово-цинковые.

В качестве характерного примера проявления пластообразного медно-пиритового оруденения в осадочных породах приведем описание недавно разведанного рудного поля Мантуа, в пределах которого выявлено три более крупных месторождения (Унион-I, Унион-II и Хуан-Мануэль), составляющих единую пологую рудоносную зону близширотного простирания (рис. 38). Месторождения обнаружены в ровной низинной местности под выходами железных шляп, частично перекрытыми неоген-четвертичными отложениями мощностью до 60–70 м. Описание месторождений составлено в основном по данным А. Кралика, Б.П. Наняна, Г.С. Румянцева, К. Гарсия, а также по материалам авторов.

Вмещающими породами служат битуминозные известняки и карбонатные сланцы терригенно-осадочной формации Эсперанса мелового возраста, включающей также отдельные прослои песчаников, алевролитов, углисто-глинистых сланцев и горизонты, обогащенные гематитом, шамозитом и сидеритом. Среди отложений формации Эсперанса повсеместно встречаются небольшие силлообразные и неправильные по форме, в общем согласные тела габбро-диабазов, диабазов, андезито-базальтов, редко габбро. На площади рудного поля установлено заметное скопление таких тел при резко

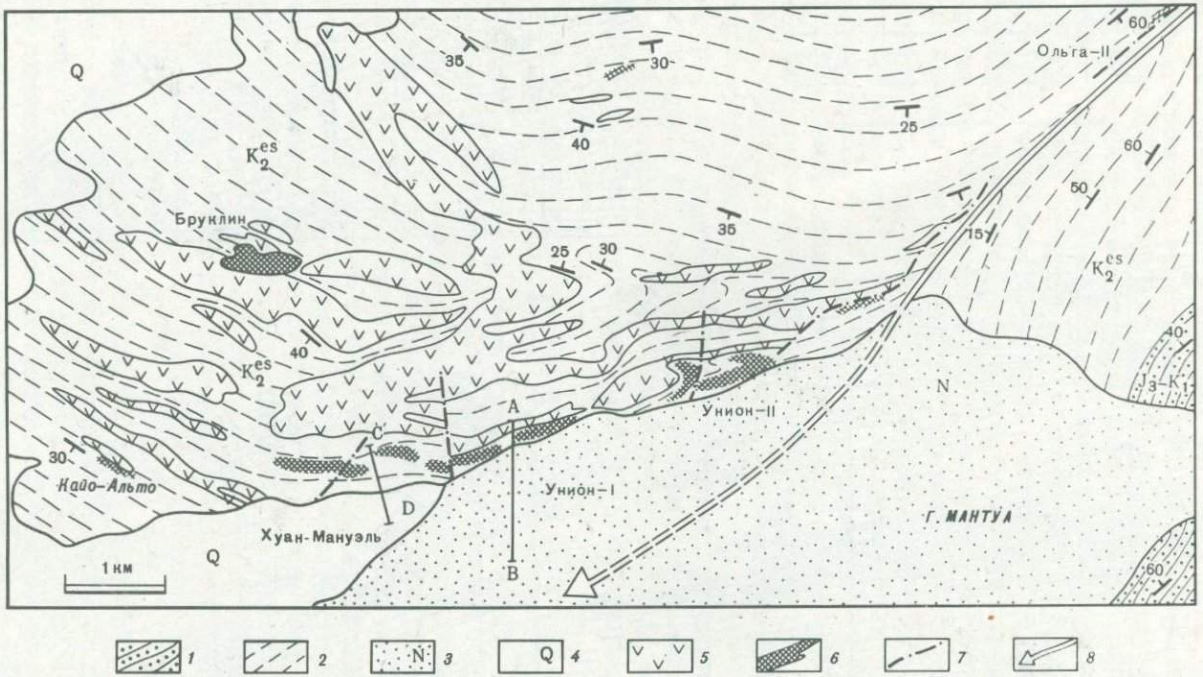
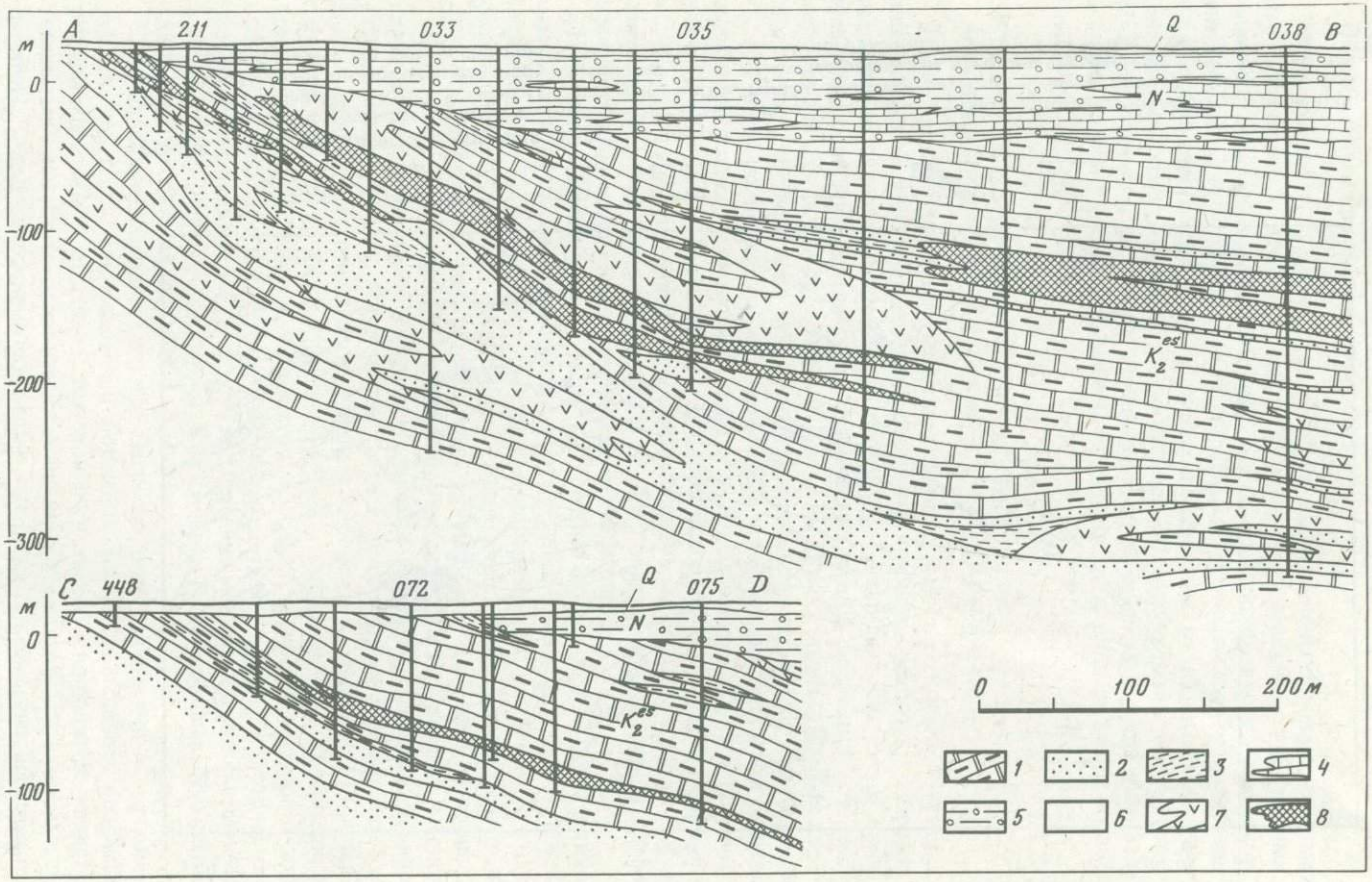


Рис. 38. Схема геологического строения рудного поля Мантуа

1 – песчаники и сланцы верхней части формации Сан-Каэтано (J_3–K_1); *2* – известняки, карбонатные сланцы и др., формация Эсперанса (K_2); *3* – неогеновые известняки, глины, конгломераты; *4* – четвертичные отложения; *5* – тела габбро-диабазов, диабазовых порфиритов и др.; *6* – железные шляпы на выходах сульфидных руд; *7* – разрывные нарушения; *8* – ось синклинальной складки и направление ее погружения


A
211
033
035
Q
038
B
м
0
-100
-200
-300
N
K_2^{es}
C
448
072
Q
075
D
м
0
-100
N
K_2^{es}
0
100
200 м
1
2
3
4
5
6
7
8

повышенной их мощности (см. рис. 38). Здесь габбро-диабазы сильно карбонатизированы, а около рудных тел пропилитизированы с развитием сети кварц-эпидотовых прожилков и обильной вкрапленности пирита.

Залегание слоистости вмещающих пород спокойное, пологое, с южным падением под углами 35–10°, лишь местами осложненное мелкой поперечной и продольной складчатостью. Общая структура рудного поля определяется периклинальным замыканием антиклинальной складки северо-восточного простирания. К югу и юго-востоку антиклиналь переходит в открытую синклинальную складку. Если в пределах разбуренной части месторождений Унион крылья синклинали пологие, то по простиранию структуры в северо-восточном направлении они постепенно становятся все более крутыми. На участке рудопроявления Ольга-II углы падения пород достигают 65–70°. Еще далее на северо-восток, за пределами рудного поля, синклиналь становится тесно сжатой, затем опрокинутой и осложняется пологими надвигами с северо-западным падением. В складчатости, происходившей между верхним мелом и серединой эоцена, участвовали и силлы габбро-диабазов.

Из разрывных нарушений на месторождениях достоверно установлены лишь несколько субмеридиональных разломов, смещающих на несколько метров пологие рудные залежи. Вполне вероятно также наличие пологих срывов по контактам различных пород, но они не картируются и по скважинам не увязываются.

Всего на месторождениях установлено более 20 рудных тел, среди которых наиболее крупными и богатыми являются рудные тела 1 и 9 месторождения Унион-I. Эти залежи, располагающиеся одна над другой, сопровождаются более мелкими согласными сульфидными телами, сосредоточенными вдоль отдельных прослоев углисто-глинистых сланцев и песчаников среди известняков либо вдоль контактов базальтоидных силлов (рис. 39). Наиболее протяженное верхнее рудное тело 1 прослежено по простиранию почти на 1 км и по падению на 400 м. Мощность его составляет 6–15 м, причем раздувы устанавливаются на участках пересечения продольных и поперечных флексурообразных перегибов слоистости вмещающих пород. Выклинивание руд на флангах постепенное. Общее склонение рудных тел в плоскости слоистости юго-западное, параллельное линии погружения шарнира главной синклинальной складки. Менее мощная и богатая залежь месторождения Хуан-Мануэль залегает в карбонатной части разреза (см. рис. 39).

Несмотря на простую морфологию, рудные тела месторождений имеют сложное внутреннее строение, обусловленное частой перемежаемостью первичных сульфидных руд разного состава и текстуры, а также наложением вторичных гипергенных процессов. По технологическим свойствам выделяются три главных типа руд: наиболее широко развитый пиритовый

Рис. 39. Геологические разрезы месторождений Унион-1 (по *A–B*) и Хуан-Мануэль (по *C–D*, см. рис. 38). Составлены по данным К.А. Гарсия

1–3 – отложения формации Эсперанса (K_2): *1* – известняки, карбонатные сланцы с прослоями глинистых сланцев, *2* – песчаники, *3* – алевролиты и углисто-глинистые сланцы; *4, 5* – неогеновые отложения: *4* – известняки, *5* – глины и конгломераты; *6* – четвертичные отложения; *7* – габбро-диабазы, диабазовые порфириты и др.; *8* – массивные, полосчатые и вкрапленные сульфидные руды

(при содержании серы более 28%), медно-пиритовый (с содержанием меди более 0,3–0,5%), а также более богатые медные руды зоны вторичного сульфидного обогащения.

Пиритовые руды массивной, вкрапленной или полосчатой текстуры сложены практически только дисульфидами железа – пиритом, марказитом и мельниковитом при незначительном содержании других сульфидов – халькопирита, энаргита Cu_3AsS_4, пирротина и др. (всего меди здесь порядка 0,2%). В виде реликтов иногда встречаются пятнисто-полосчатые скопления магнетита (рис. 40) с шамозитом. Пирит содержит изоморфную примесь кобальта (0,01–0,1%). Г.С. Румянцевым [41] отмечается разная степень раскристаллизации пирита – от глобулярного до кристаллического, а также довольно широкое распространение колломорфных, концентрически-зональных текстур.

Главная промышленная ценность месторождений – медно-кобальт-пиритовые руды. Они образованы крупнокристаллическим кобальтсодержащим пиритом, халькопиритом, рядом других сложных сульфидов меди и железа (кубанитом $CuFe_2S_3$, валлериитом $Cu_2Fe_2S_7$, идаитом Cu_5FeS_6, борнитом Cu_5FeS_4). Изредка в рудах отмечаются сфалерит, вюртцит, блеклые руды, из жильных минералов – хлорит, серицит, кальцит. Содержание органического углерода немного превышает 1%. Содержание кобальта в рудах составляет 0,28–0,37%, в отдельных пробах на месторождении Унион-I достигает 1% и может заметно превышать содержание меди. Поскольку самостоятельных кобальтовых минералов в рудах обнаружить не удалось (отдельными исследователями предполагается наличие линнеита Co_3S_4), считается, что носителем кобальта является крупнокристаллический пирит, куда тот входит в виде изоморфной примеси.

Слабая расчлененность рельефа и высокое положение уровня грунтовых вод обусловили малую глубину распространения зоны окисления – 6–8, редко 10–12 м. Сразу же ниже зоны окисления встречаются вторичные сульфиды меди – халькозин и ковеллин, редко самородная медь, которые развиты в виде тонких примазок, прожилков и неправильных масс и распространяются на глубину до 50–100 м ниже зоны окисления, заметно обогащая в общем убогие первичные медные руды.

Формирование первичных руд месторождений рудного поля Мантуа происходило в течение нескольких этапов или стадий. Наиболее ранними первично-осадочными можно считать характерные для формации Эсперанса пластовые концентрации несульфидных минералов железа – шамозита, гематита и сидерита, которые в контакте с габбро-диабазами могли преобразовываться до наблюдаемого ныне в рудах магнетита. Позднедиагенетическое гидротермально-метасоматическое происхождение имеют пирит-марказитовые, бедные кобальтом полосчатые руды, отчетливо замещавшие ранние магнетитовые залежи, а также развивавшиеся по углисто-глинистым сланцам и песчаникам. При последующем метаморфизме ранние дисульфиды железа были отчасти перекристаллизованы и пересечены метаморфогенными кальцитовыми прожилками. Имеются основания полагать, что более поздняя, медно-кобальт-пиритовая минерализация, явно наложенная как на ранние пиритовые руды, так и на интрузивные (дайковые) проявления габбро-диабазов, сформировалась после периода главных складчатых деформаций в районе. Об этом, в частности, свидетельству-

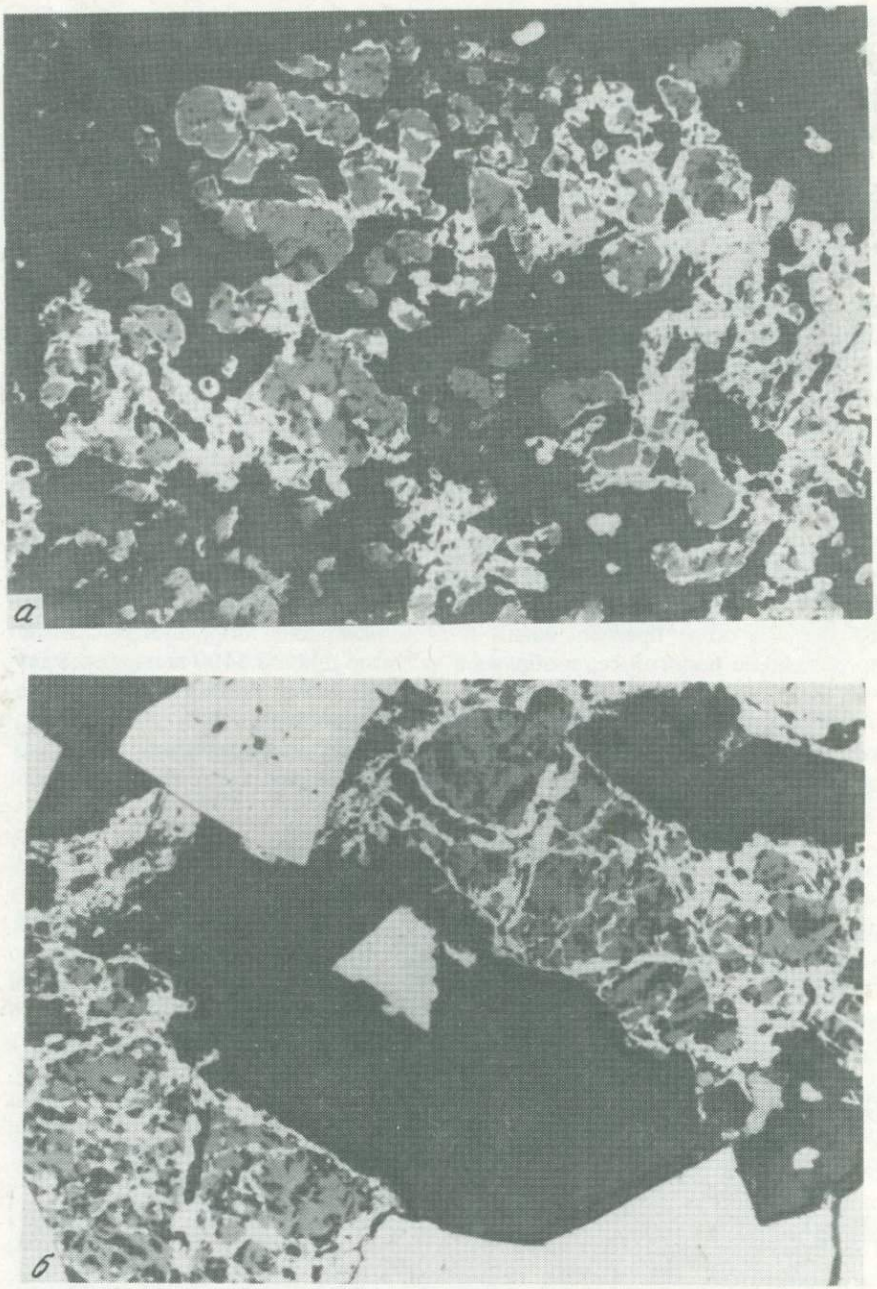


Рис. 40. Различные проявления замещения магнетита пиритом при сульфидизации ранних окисных минералов железа. Полир. шлиф, месторождение Унион-I

а – обрастание и частичное замещение мелких зерен магнетита (серое) пиритом (светлое) в карбонатизированной породе (темное); *б* – замещение магнетита пиритом по трещинкам и образование метакристаллов пирита (светлое); темное – кристалл кварца

ют приуроченность раздувов рудных тел к флексурообразным изгибам слоистости вмещающих пород, седловидная форма отдельных залежей с раздувами в замках антиклиналей, а также отчетливое юго-западное склонение рудных тел, контролируемое ориентировкой оси главной синклинальной складки рудного поля.

Причина пространственного совмещения разноэтапной первичной сульфидной минерализации, по-видимому, заключается в том, что ранние пластовые залежи дисульфидов железа при формировании медно-кобальт-пиритовой минерализации сыграли роль геохимического барьера.

Перспективы промышленного освоения месторождений рудного поля Мантуа, небогатых по содержанию меди, повысятся лишь в том случае, если будут найдены экономически выгодные способы извлечения кобальта из пиритовых руд или огарков, так как стоимость заключенного в рудах кобальта превышает стоимость меди.

Более крупное месторождение пирит-халькопиритовой рудной ассоциации Иерро открыто в 1964 г. в 20 км север–северо-восточнее Мантуа. Оно залегает в породах той же терригенно-карбонатной формации Эсперанса, но претерпевших значительно более интенсивные складчатые и разрывные дорудные деформации. Согласно А.И. Лисицыну и др. [93], главное рудное тело месторождения сформировалось по синклиналеобразно изогнутой пачке алевролитов и углисто-глинистых сланцев в висячем боку мощной зоны брекчирования и милонитизации. Морфологически оно представлено пологой седлообразной залежью длиной 1100 м и максимальной мощностью 80 м с резкими или неправильными контактами; внутреннее строение рудной залежи может быть охарактеризовано как штокверковое, комбинирующееся с отдельными линзами массивных пиритовых руд. Над рудным телом залегает сильно измененный, частично оруденелый силл диабазовых порфиритов мощностью около 60 м.

Промышленную ценность месторождение приобретает в связи с интенсивно проявленными на нем процессами вторичного сульфидного обогащения: под выходящей на поверхность шляпой существенно лимонитовых руд зоны окисления, которая распространяется на глубину до 15–60 м, устанавливаются вторично-обогащенные руды с содержаниями меди около 3,7%. Эта зона прослеживается на глубину до 150–180 м и охватывает почти всю залежь первичных руд. Руды месторождения Иерро представляют интерес благодаря высоким содержаниям в них германия (около 35–40 г/т) и галлия (порядка 50 г/т), которые сохраняются и в зоне окисленных руд. Из вторично-обогащенных руд предполагается также извлечение серы и цинка. Содержание кобальта в первичных рудах повышенное, но заметно ниже, чем на месторождении Унион-I, и составляет сотые доли процента.

Минеральный состав руд отличается значительным разнообразием – здесь установлено более 70 минералов (Т.А. Твалчрелидзе, Э.М. Мулюков, Г.С. Румянцев и др.). Первичные руды сложены главным образом пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, кварцем, кальцитом, хлоритом, а также содержат пирротин и редкие минералы – германит, реньерит (содержащий германий), галлит (содержащий чрезвычайно рассеянный элемент галлий) и др. Последовательность первичного минералообразования в общем стандартная, но в отличие от месторождений рудного поля Мантуа здесь за наложением на раннюю существенно пиритовую минерализацию

главной продуктивной пирит-халькопирит-хлоритовой ассоциации последовало отложение пирротин-халькопиритовой ассоциации и образование так называемых серых руд, несущих основную массу сфалерита, галенита и упомянутых редких и рассеянных элементов. Рудная минерализация завершилась формированием сети мелких кварц-карбонатных прожилков с флюоритом.

В окисленных рудах, помимо гидроокислов железа, установлены разнообразные минералы меди (малахит, азурит, куприт, тенорит, бирюза и др.), гидроокислы марганца, резко обогащенные кобальтом и рассеянными элементами, а также редкие сложные фосфаты свинца и стронция (гинсдалит и сванбергит соответственно), содержащие до 0,3% галия и германия. Очень высокие содержания этих элементов обнаружены под железной шляпой в нацело каолинизированных диабазовых порфиритах. Зона вторичного сульфидного обогащения (зона цементации) наряду с минералами первичных руд характеризуется развитием халькозина, ковеллина, самородной меди, борнита, сидерита и др. Содержания меди в отдельных пробах могут достигать 30%.

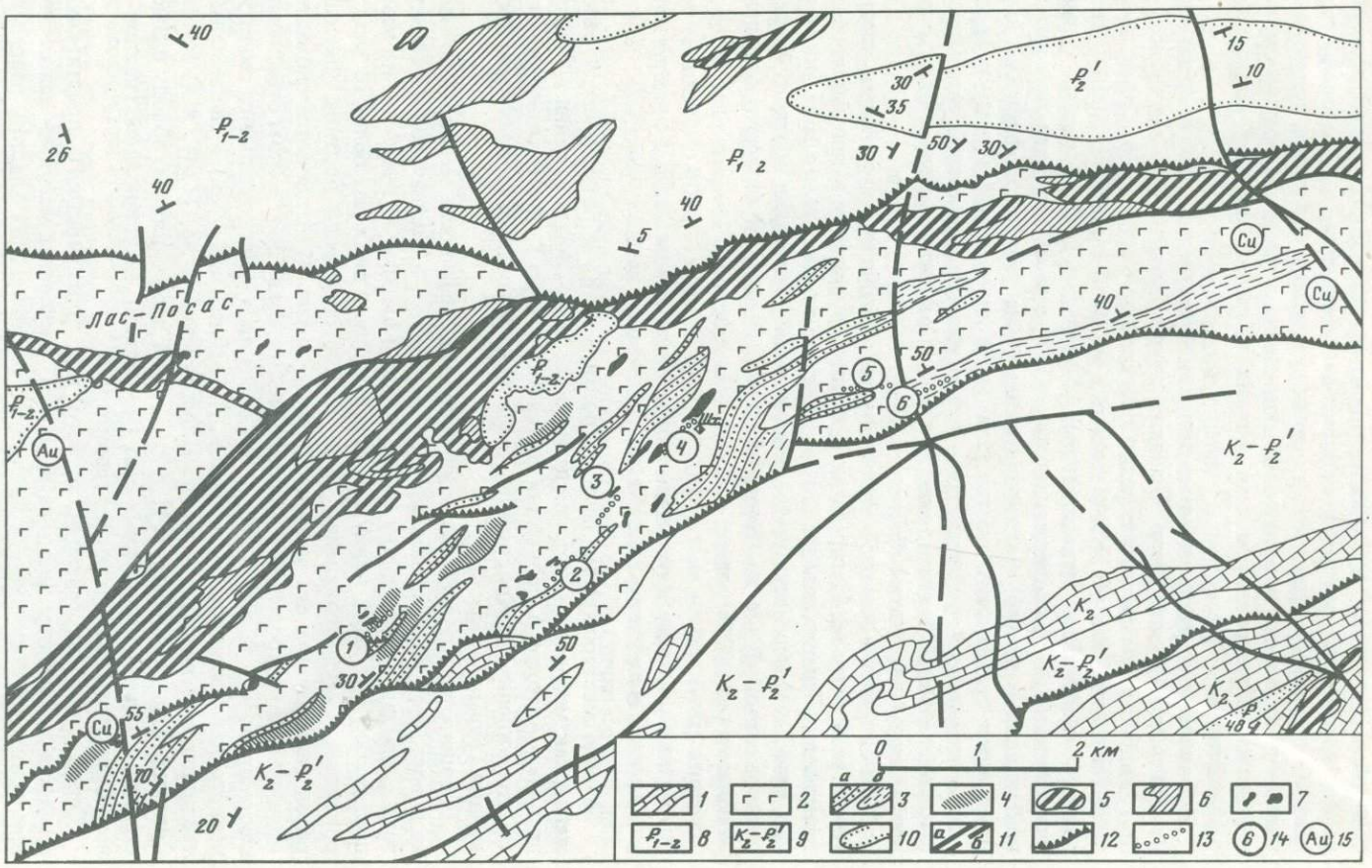
Промышленное освоение месторождения затрудняется сложным характером распространения германия и галлия (поскольку в промышленном содержании они развиты не только вместе с медью, но и в зоне окисленных руд), а также отсутствием рациональной технологии обогащения различных сортов руд с необходимой степенью извлечения всего комплекса полезных компонентов.

Согласные пирит-халькопиритовые месторождения в вулканогенно-осадочных породах

Медные месторождения данного подтипа на Кубе развиты среди отложений как мелового (месторождения зоны Байя-Онда в провинции Пинар-дель-Рио, Антонио в провинции Вилья-Клара и др.), так и палеогенового (месторождения Ла-Кристина и Ла-Маньяна в горах Сьерра-Маэстра, провинция Гранма) возраста.

Близширотная полоса развития основных эффузивов мелового возраста в восточной части провинции Пинар-дель-Рио, известная под названием зона Байя-Онда, имеет длину около 50 км и ширину от 3 до 5 км. На всем протяжении она несет медную минерализацию и включает более 10 месторождений и рудопроявлений меди рассматриваемого подтипа. Данный район (центральная его часть изображена на рис. 41) отличается сложным геологическим строением. Современные представления в этом отношении сформировались за последние 10 лет после проведения детального геологического картирования (Б. Бирюков, А.А. Максимов и др.) и специальных тектонических исследований (А. Пщулковский и др. [124], А.А. Моссаковский, Х.Ф. де Альбеар [34] и др.). Пока нет единства по поводу наименования и объема выделяемых свит (формаций), но установлено главное — чешуйчато-надвиговое строение территории.

Серия надвигов северо-восточного или близширотного простирания с северным падением под углами 35–50° расчленяет меловые–палеогеновые толщи на несколько субсогласных тектонических пластин, разделенных либо серпентинитовым меланжем, либо олистостромой палеоцен-средне-


Лас-Посас
P_{1-2}
P_2'
K_2-P_2'
K_2
Cu
Au
0 1 2 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

эоценового возраста. Такая олистострома южнее главной эффузивной полосы (см. рис. 41) включает гигантские пластины известняков мелового возраста, а также палеогеновых алевролитов с кремнистыми сланцами и известняками.

Возраст вулканогенно-осадочных пород рудоносной тектонической пластины Байя-Онда оценивается как верхний мел (кампан–маастрихт). Породы представлены главным образом натриевыми базальтами и базальтовыми порфиритами, их туфами, спилитами, диабазами, а также песчаниками, алевролитами, углисто-глинистыми сланцами, включающими горизонты кремней и битуминозных известняков. В верхней части пластины прослеживается практически непрерывная полоса интенсивно перемятых серпентинитов и перидотитов, сопровождаемая залежами габбро, амфиболитов и др. В общем разрез пород здесь близок к офиолитовому [118].

На верхней палеогеновой тектонической пластине (алевролиты, песчаники, мергели, базальты, порфириты и др.) картируются наложенные впадины с нижнеэоценовым молассовым заполнением, тоже претерпевшим складчатые деформации. Лишь миоценовые мергели и алевролиты залегают субгоризонтально, несогласно перекрывая все предшествующие отложения и фиксируя прекращение тектонических движений в районе [34].

Субвулканическая интрузивная деятельность сопровождала формирование верхнемеловых базальтовых порфиритов (существенно натриевые диабазы и др.) и завершилась к началу эоцена (субщелочные калиевые диабазы, базальтовые порфириты, возможно диориты).

Пирит-халькопиритовое, преимущественно медное оруденение центральной части района (см. рис. 41) сосредоточено вблизи лежачего бока тектонической пластины, сложенной основными вулканогенными породами, ниже полосы серпентинитов. Западнее данной территории, около крупного ультрабазитового массива Кахальбана, месторождение Ягрума располагается выше (севернее) серпентинитовой полосы.

Характерным примером медных проявлений зоны Байя-Онда может служить месторождение Хукаро, разведка которого завершилась к 1978 г., а с 1981 г. началась эксплуатация. Согласно данным Р.Н. Володина, Е.С. Анциферова, Ю.П. Зарянова, Э. Эскобара, Искьерды, А. Куликова и др., площадь месторождения сложена в основном эффузивными базальтовыми порфиритами, амигдалоидными лавами того же состава, туфами, туфогенными и углисто-глинистыми сланцами, песчаниками, известняками (рис. 42). Наз-

Рис. 41. Схема геологического строения района месторождения Хукаро. Составлена по данным А. Пщулковского, Д. Коноплина, А. Максимова и др.

1 – пластины известняка различных формаций (К) в олистостроме; *2–4* – формация Иларио (Байя-Онда) (K_2): *2* – базальтовые порфириты, их туфы, лавы и др. с пропластками терригенных осадочных пород, *3* – закартированные пропластки (*а* – песчаников, *б* – алевролитов и сланцев), *4* – спилиты; *5* – серпентиниты и перидотиты; *6* – габбро, амфиболиты; *7* – диабазы, диабазовые и андезитовые порфириты; *8* – формация Харлем – алевролиты, песчаники, мергели, базальты и др. (P_1–P_2^1); *9* – цементирующая масса олистостромы (песчаники, алевролиты и др.) с блоками осадочных пород разного состава и возраста; *10* – формация Капдевила (P_2^{2-3}), выполнение наложенных впадин – мергели, песчаники, гравелиты; *11* – крутопадающие разломы: *а* – установленные, *б* – предполагаемые; *12* – поверхности надвигов; *13* – рудоносные зоны; *14* – медные месторождения и рудопроявления: *1* – Какарахикара, *2* – Банкс, *3* – Мендиета, *4* – Хукаро, *5* – Сан-Мигель, *6* – Бест-Майн; *15* – безымянные рудопроявления меди и золота

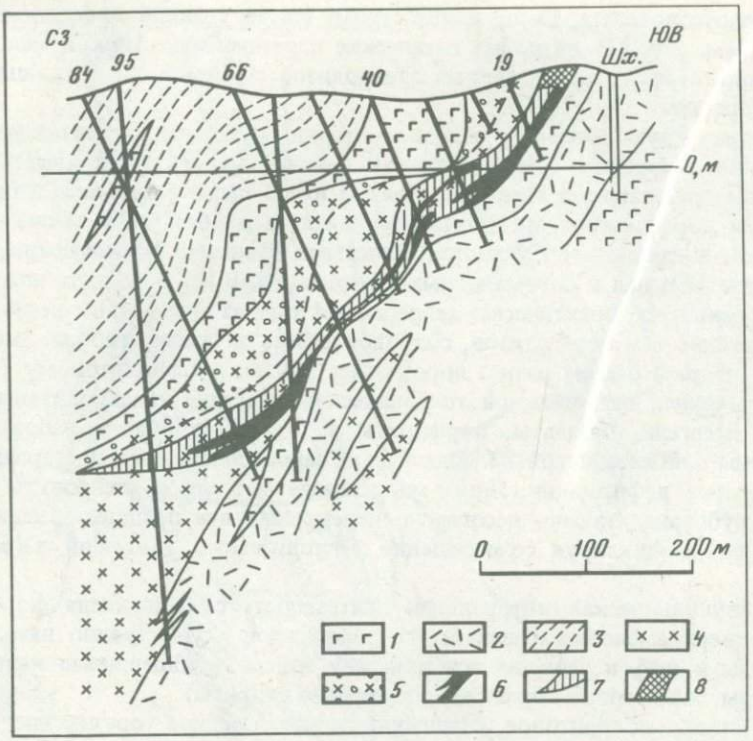


Рис. 42. Геологический разрез месторождения Хукаро, Составлен по данным А. Куликова и Л. Крапивы

1 – базальтовые порфириты; *2* – туфы базальтовых порфиритов; *3* – алевролиты, глинистые сланцы, туфы, песчаники; *4* – диабазовые плагиоклазовые порфириты; *5* – диабазы амигдалоидные; *6* – сульфидные рудные тела; *7* – зоны гидротермального изменения; *8* – зона окисленных и выщелоченных руд

ванные породы имеют слабо волнистое северо-восточное простирание и северо-западное падение под углами 45–50°. Непосредственно на участке месторождения толща прорвана сложной силлообразной, вероятно, разновозрастной залежью амигдалоидных диабазов, плагиоклазовых диабазовых порфиритов, базальтовых и андезитовых порфиритов [10]. Относительно древняя (верхнемеловая, как и вмещающие вулканогенно-осадочные породы) часть силла отличается натриевым составом, а более молодые диабазовые (или андезитовые) порфириты имеют субщелочной, "калиевый" состав и характеризуются присутствием биотита. Определение абсолютного возраста андезитового порфирита из скв. 67 в северной части месторождения дало следующий результат (лаборатория ИГЕМ АН СССР): содержание калия 1,95 ± 0,03%, аргона 7,1 ± 0,5 нг/т, возраст 55 ± 5 млн. лет, что примерно соответствует границе между палеоценом и эоценом. Интересная особенность этой породы – наличие почти в каждой миндалине, заполненной кальцитом или кварцем, кубика пирита.

В лежачем боку силла вулканогенно-осадочные породы интенсивно рассланцованы, перемяты и брекчированы в полосе шириной до нескольких десятков метров. Субсогласное залегание зоны этого разлома нарушается

либо в местах перегиба слоистости, либо из-за влияния пологих разрывов. Породы вдоль зоны повышенной деформации подверглись сильному гидротермальному изменению типа пропилитизации и содержат прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию. На интервале протяженностью по простиранию около 400 м установлено промышленное содержание меди. При мощности от 2 до 20 м главная рудная залежь прослежена буровыми скважинами на глубину до 200–250 м, а до глубины 100 м вскрыта подземными горными выработками.

Главная рудная залежь месторождения Хукаро состоит из серии линз, занимающих примерно одинаковое "стратиграфическое" положение, но на глубине они выполаживаются и уходят внутрь силла (см. рис. 42), а на средних горизонтах на участках развития пологих разрывов прерываются и расщепляются на ряд апофиз. Контуры рудного тела устанавливаются в основном по данным опробования: оруденение в большинстве случаев вкрапленное и прожилковое. Часто руды представлены черной перетертой землистой массой, включающей магнетит, реже имеют массивное, жильное или брекчиевое сложение. Почти на всем протяжении рудного тела видны следы неоднократных деформаций – внутрирудных и послерудных. Среди зоны дробления и рассланцевания часто встречаются обмятые или угловатые обломки и целые глыбы массивных, иногда полосчатых пиритовых и пирит-халькопиритовых руд. Перетертые вмещающие породы внутри минерализованной зоны замещены черным железистым хлоритом, обломки пород окварцованы или карбонатизированы.

Главные минералы первичных руд: пирит, марказит, мельниковит, магнетит, халькопирит, кварц, хлорит, кальцит. Реже встречается сфалерит. Менее характерны пирротин, кубанит, энаргит, борнит, из нерудных – эпидот, биотит. В пределах рудных залежей, если они залегают среди вулканогенно-осадочных пород, часто наблюдаются красновато-коричневые яшмовидные гематит-кремнистые образования.

Процесс минералообразования на месторождении развивался длительное время – как до главных тектонических движений, связанных с формированием надвигов, так и после них, равно как и после палеоген-раннеэоценовой субвулканической магматической деятельности. Рудная минерализация формировалась в общем в такой последовательности: 1) ранний мелкозернистый пирит, марказит, мельниковит, магнетит, местами вместе с кварцем образующие колломорфные, тонкополосчатые агрегаты и содержащие убогую рассеянную вкрапленность халькопирита, эти руды подверглись наибольшему динамометаморфизму; 2) главная меднорудная ассоциация: пирит, халькопирит с кварцем, хлоритом, мельниковитом и др.; 3) прожилковая, существенно последеформационная кварц-пирит-халькопирит-сфалеритовая ассоциация.

Процессы гипергенного окисления сульфидных руд Хукаро привели к почти полному выщелачиванию меди из лимонит-ярозитовой глинистой железной шляпы с поверхности, но в нижней части зоны окисленных руд, на глубине 10–15 м, встречаются тенорит, куприт, малахит, самородная медь. В нижележащей зоне вторичного сульфидного обогащения развиты ковеллин, халькозин, борнит.

Эксплуатируемые в настоящее время руды содержат 0,7–1,5% меди (в отдельных пробах до 14%); помимо медного концентрата, на обогатитель-

ной фабрике получают и пиритовый концентрат. Содержание других компонентов: цинка – неравномерное, иногда достигающее 2%, свинца – 0,06%, кобальта – до сотых долей процента (в пирит-халькопиритовых рудах), серебра – 2–20 г/т, кадмия – 0,003–0,01%; халькопирит содержит повышенную примесь олова.

Месторождение Буэна-Виста, расположенное в 17 км к востоку от Хукаро, во многом его напоминает, но первичные руды в основном представлены массивным пиритом и марказитом с убогой вкрапленностью халькопирита, а поэтому как источник меди промышленной ценности не представляют. В течение многих лет на месторождении отрабатывались медные руды зоны вторичного сульфидного обогащения, развитой под зоной окисленных выщелоченных руд. Набор вторичных медных минералов здесь обычен – халькозин, ковеллин, борнит, в инфильтрационных рудах – куприт с самородной медью. Флотационный медный концентрат содержал немного золота и совсем мало серебра, а пиритовый концентрат – 0,06% кобальта [10].

Халькопирит-молибденитовые месторождения

В отличие от соседних стран Центральной Америки и Карибского бассейна на Кубе к настоящему времени установлены лишь единичные небольшие медно-молибденовые (меднопорфировые) рудопроявления (Исабелита, Гуаймаро и некоторые другие), а также отдельные точки с минерализацией, приближающейся по некоторым признакам к месторождениям данного типа, но совсем неизученные и неоцененные. Общая особенность почти всех известных рудопроявлений заключается в приуроченности их к меловым гранитоидным интрузивам, точнее, к периферическим зонам таких интрузивов, претерпевшим интенсивные разрывные деформации и гидротермальное изменение.

Рудопроявление Исабелита находится восточнее г. Санкти-Спиритус, поблизости от одноименного скарнового магнетит-халькопиритового месторождения и приурочено к эндоконтакту интрузива гранитоидов Маникарагуа. Вмещающими оруденение породами служат роговообманковые кварцевые диориты, биотит-роговообманковые гранодиориты и диориты. Породы местами сильно трещиноваты, причем на минерализованных участках трещины образуют субпараллельную систему северо-восточного простирания, иногда сопровождаемую полосой рассланцевания. По данным К.И. Груздева и др., эта зона прослежена на расстоянии более 2 км при ширине до 600 м. В ней наблюдаются и системы поперечных трещин, но они проявлены незначительно.

В центральной части зоны трещиноватости породы сильно изменены гидротермальными процессами (альбитизация, серицитизация, окварцевание). В ней повсеместно встречаются халькопирит, пирит и молибденит, находящиеся как в тонких прожилках, так и в виде рассеянной вкрапленности, а иногда гнездообразных скоплений. Содержание меди не превышает 0,16%, а молибдена – 0,03%. Оруденение прослеживается на несколько километров по простиранию.

В районе Гуаос северо-восточнее г. Сьенфуэгос обнаружены проявления рассеянной, прожилково-вкрапленной халькопиритовой минерализа-

ции в кварцевых диоритах, прорывающих меловые вулканогенно-осадочные породы. Кварцевые диориты интенсивно трещиноваты, а местами и рассланцованы и сильно изменены процессами серицитизации, пиритизации и окварцевания. На минерализованных участках наблюдаются пятна малахита, прожилки халькопирита и скопления других сульфидов. В северной части провинции Вилья-Клара, южнее пос. Мата, в телах измененных гранодиоритов и диоритов устанавливаются тонкая вкрапленность пирита и пятна малахита. Все упомянутые точки минерализации пока совершенно не изучены.

Рудопроявление Гуаймаро находится около одноименного поселка в провинции Камагуэй [32]. Оно приурочено к телу мелкозернистых кварцевых диоритов, имеющему форму штока и прорывающему вулканогенные трахибазальты нижнемелового возраста. Все эти породы пересечены дайками роговообманковых диоритовых порфиритов. Зоны небольших трещин рассекают кварцевые диориты на небольшие блоки, которые по виду иногда напоминают брекчию. Наблюдаются также зоны субпараллельных трещин и полосы рассланцевания. В пределах таких зон диориты окварцованы и осветлены. Рудная зона образована сетью тонких прожилков и вкрапленностью пирита, халькопирита и молибденита. Форма рудного тела с поверхности изометричная, в объеме близка к штокообразной.

Процесс минерализации начинался с гидротермального изменения вмещающих пород (фельдшпатизация, окварцевание), на которое наложились сульфиды, выполняющие мелкие трещины и поры в породе. Все эти образования пересечены многочисленными прожилками позднего пирита, кварца, хлорита, карбоната, изредка содержащих сфалерит.

В восточной части Кубы, прежде всего в горах Сьерра-Маэстра, известны проявления медно-молибденовой рудной ассоциации, как правило, приуроченные к вулканогенно-осадочным образованиям палеогенового возраста. По многим особенностям они напоминают описанные выше. Однако они совсем не изучены, а масштаб их пока невелик.

Скарновые магнетит-халькопиритовые месторождения

В центральной и восточной частях Кубы известны небольшие медные месторождения в известковых скарнах. Хотя большого практического интереса они не представляют, их исследование имеет определенное значение для познания эндогенной металлогении Кубы. Более других известны месторождения Гуаос (Сьенфуэгос), Эль-Каней, Исабелита, Африкана, а также Гран-Пьедра в провинции Сантьяго-де-Куба.

Все месторождения и рудопроявления данного типа залегают примерно в одинаковой геологической обстановке, характеризуются едиными структурными особенностями и имеют сходный вещественный состав руд. Располагаются они в зонах экзоконтакта гранотоидных интрузивов, прорывающих меловые и палеогеновые вулканогенно-осадочные толщи, содержащие пласты или линзы карбонатных пород – кластических детритовых и рифтогенных известняков, частично или полностью перекристаллизованных и мраморизованных. Карбонатные линзы в пределах скарновых месторождений имеют различные размеры, иногда достигающие 40 × 600 м и

более. Эти породы пересекаются интрузивами кварцевых диоритов, гранодиоритов и диоритов или их апофизами. Иногда около месторождений устанавливаются дайки андезитовых или диоритовых порфиритов. Вдоль активного контакта интрузива развивается зона гранат-пироксенового скарна. Скарновые тела имеют неправильную форму, но иногда они с перерывами прослеживаются по контакту интрузивных тел на расстоянии до 2 км (месторождение Гуаос). В остальных известных случаях протяженность их значительно меньше.

По строению скарновые залежи месторождения Гуаос подразделяются на два типа: 1) пластообразные тела, следующие вдоль какого-либо литологического горизонта карбонатных пород; 2) жильные тела, часто пересекающие слоистость вмещающих пород экзоконтакта интрузива. Контакты скарновых тел с окружающими породами повсеместно неправильные.

Рудные залежи имеют форму жил и линз, а изредка напоминают штокверк. Сложены они магнетитом, пиритом, халькопиритом, реже встречаются другие сульфиды – сфалерит и галенит. Нерудные минералы: хлорит, эпидот, кварц, кальцит и сидерит.

Основную роль в локализации медной минерализации играют разрывные нарушения, развивающиеся как по вмещающим породам, так и по скарнам. Минералы рудной ассоциации не только замещают скарны, но и распространяются на расстояние до нескольких десятков метров в боковые породы. Скарнирование происходило во время, близкое к периоду внедрения гранитоидного интрузива, но собственно медное оруденение формировалось значительно позже, в связи с развитием более поздних трещин.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВИНЦА И ЦИНКА

Сульфидные свинцово-цинковые месторождения на Кубе распространены довольно широко. В их рудах содержатся также медь, золото, серебро, барит, а потому такие месторождения можно считать полиметаллическими. Следует отметить, что вплоть до настоящего времени для всех разведанных месторождений нет такой схемы обогащения руд, которая давала бы удовлетворительное извлечение всех полезных компонентов. По указанной причине подобные месторождения пока разрабатываются только на сернокислотное сырье и в экономическом смысле свинцово-цинковыми могут считаться лишь условно.

Для свинцово-цинковых месторождений Кубы различаются две ведущие рудные ассоциации: 1) пирит-сфалерит-галенитовая; 2) пиритовая (серноколчеданная) с убогим содержанием халькопирита и сфалерита. На некоторых месторождениях незначительно развита также халькопирит-сфалеритовая рудная ассоциация, самостоятельные проявления которой рассматривались в разделе, посвященном месторождениям меди.

Упомянутые рудные ассоциации образуют три главных типа месторождений: 1) согласные пиритовые линзы со сфалерит-галенитовой минерализацией в песчанико-алевролитово-сланцевых толщах; 2) пиритовые линзы с убогим содержанием халькопирита и сфалерита, залегающие субсогласно в метаморфических породах; 3) пиритовые линзы с убогим содержанием халькопирита и сфалерита, залегающие в вулканогенно-осадочных породах. Наибольший промышленный интерес представляют только собственно свинцово-цинковые месторождения, относящиеся к первому типу.

Пирит-сфалерит-галенитовые месторождения

Месторождения первого типа развиты в северо-западной части провинции Пинар-дель-Рио, где они вместе с халькопиритовыми месторождениями образуют единый пояс длиной 150 км и шириной 10–30 км (см. рис. 2). Пространственно он совпадает с зоной развития чешуйчатых надвигов, образующих дугу, выгнутую к северо-западу.

Основная масса сульфидного оруденения залегает среди терригенных осадочных отложений средней юры–нижнего мела [50]. Их непрерывный разрез начинается с грубослоистых песчаников, постепенно сменяющихся существенно алевролитовой толщей (формация Сан-Каэтано). Далее вверх по разрезу сначала повышается роль глинистых и углистых сланцев, а затем и карбонатных отложений (формация Кастельяно). В верхнемеловых–палеогеновых отложениях появляются также вулканогенные породы среднего–основного состава, туфы, кремнистые образования. Таким образом, в разрезе рудовмещающей толщи наблюдается переход от мелководных дельтовых терригенных отложений к лагунным при возрастании роли продуктов вулканизма. Одновременно отмечается заметное повышение содержания углистого вещества, особенно в сланцевых прослоях, а также карбонатных, кремнистых и сульфидных конкреций. Характерна пиритизация всех пород, причем довольно часто отмечаются тонкие слойки мелкозернистого пирита (иногда со сфалеритом и галенитом) в сланцах и алевролитах, псевдоморфозы пирита по органическим остаткам. В верхней части разреза наблюдаются концентрации осадочных кремнисто-гематитовых, магнетитовых, реже шамозитовых и сидеритовых образований. Для толщи в целом отмечается низкая степень регионального метаморфизма при локальном проявлении окварцевания песчаников и мусковитизации сланцев.

В самом конце мела и в палеогене осадочная толща претерпела интенсивную линейную складчатость с северо-восточным простиранием осевых поверхностей и более слабую поперечную флексурообразную складчатость. Вся территория сульфидного пояса Пинар-дель-Рио разбита серией надвигов, падающих на северо-запад под углами 30–35° и сопряженных с продольной складчатостью. В основании тектонической пластины толщиной 2–4,5 км лежит палеогеновая олистострома, а под ней меловые–палеогеновые существенно карбонатные отложения. Магматизм проявлен незначительно. Позднемеловые натриевые субвулканические породы среднего состава встречаются в аллохтонном залегании среди олистостромы или в виде силлов в верхней части разреза осадочной толщи. На некоторых месторождениях иногда отмечаются более молодые, относительно обогащенные калием габбро-диабазы, диоритовые порфириты и другие изверженные породы предположительно эоценового возраста.

Устанавливается, что сульфидное оруденение тяготеет к определенным стратиграфическим уровням [50, 59]. При этом свинцово-цинковое оруденение преимущественно сосредоточено в верхней части формации Сан-Каэтано и в нижней–средней части разреза формации Кастельяно [50, 59]. Вероятно, в этом проявился литологический контроль (преимущественно оруденение залегает около контакта грубослоистых песчаников с вышележащими углистыми сланцами или алевролитами), но

этот вопрос нельзя разрешить до более надежного расчленения осадочной толщи на горизонты и расшифровки общей структуры района.

Месторождения в основном были открыты и разведаны после Кубинской революции. Среди геологов, внесших заметный вклад в изучение месторождений, следует отметить И.Т. Поплавского, А. Нормана, И. Литавца, О.С. Юрпалова, Т.Н. Шадлун, Э. Диаса, Л.Я. Крапиву, А. Барсану, Ф. Рафикова, И.А. Аниятова и др.

Наиболее известными свинцово-цинковыми месторождениями провинции Пинар-дель-Рио являются месторождения Моно (Мелья), рудное тело 70 на медном месторождении Матаамбре, недавно разведанное месторождение Ниевес, залегающие в среднеюрской формации Сан-Каэтано, а также месторождения Санта-Люсия, Кастельяно, Сур и ряд рудопроявлений, залегающих в верхнеюрской–нижнемеловой формации Кастельяно в узкой полосе вдоль побережья Мексиканского залива (см. рис. 2). Месторождения первой группы отличаются тем, что, как правило, сопровождаются более поздним халькопиритовым оруденением, а месторождения второй группы – сопутствующей или самостоятельной баритовой минерализацией. Руды свинцово-цинковых месторождений всего района обладают близким вещественным составом и текстурно-структурными особенностями, что позволяет дать их обобщенное описание.

Минеральный состав руд относительно прост. Главными рудообразующими минералами являются пирит, марказит, сфалерит, галенит, сульфид железа с пиритовой структурой, в меньшем количестве отмечаются пирротин, халькопирит. На отдельных месторождениях прибрежной полосы развиты окисные и карбонатные минералы железа – магнетит, гематит, сидерит и др. На отдельных месторождениях отмечаются также блеклая руда, сульфосоли свинца и сурьмы, самородные серебро и золото, штернбергит $AgFe_2S_3$. Из нерудных минералов широко распространены кварц, различного состава карбонаты, барит, мусковит или серицит, графит и др. [87, 88].

Наиболее распространены полосчатые, слоистые, массивные и вкрапленные текстуры.

Характерными элементами-примесями в рудах являются барий, марганец (до целых процентов), мышьяк, сурьма, висмут (до десятых долей процента). Отмечается также наличие ртути и фтора. В пирите в повышенных содержаниях установлены мышьяк, медь, кобальт, в сфалерите и галените – медь и серебро.

Главной особенностью руд можно считать многообразие форм выделения рудных и нерудных минералов, что свидетельствует о сложном развитии процесса рудоотложения.

Ранняя парагенетическая ассоциация представлена кварцем, пиритом и марказитом, реже со сфалеритом, образующими в основном полосчатые руды (рис. 43). Этой ассоциации постоянно сопутствует органическое вещество (графит). Наряду с агрегатами, сложенными кристаллическими зернами пирита и марказита, встречаются колломорфные образования: зонально-концентрические, почковидные обособления, скопления глобулей и разрозненные глобули различной величины (рис. 44). Ранние сульфиды железа образуют срастания с кварцем, иногда со сфалеритом; как правило, они разбиты трещинами, заполненными нерудными минералами или поздними сульфидами.

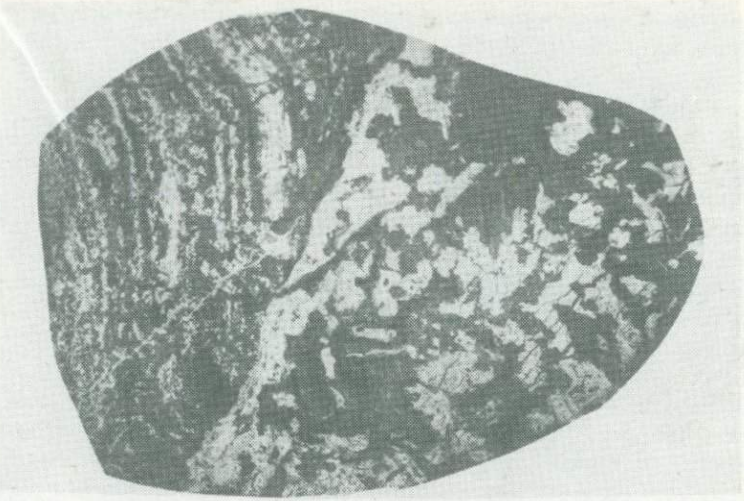


Рис. 43. Полосчатая или слоистая пирит-марказитовая руда пересекается пирит-сфалерит-карбонатным кристаллическим агрегатом. Полир. штуф, увел. 1,5, месторождение Санта-Люсия

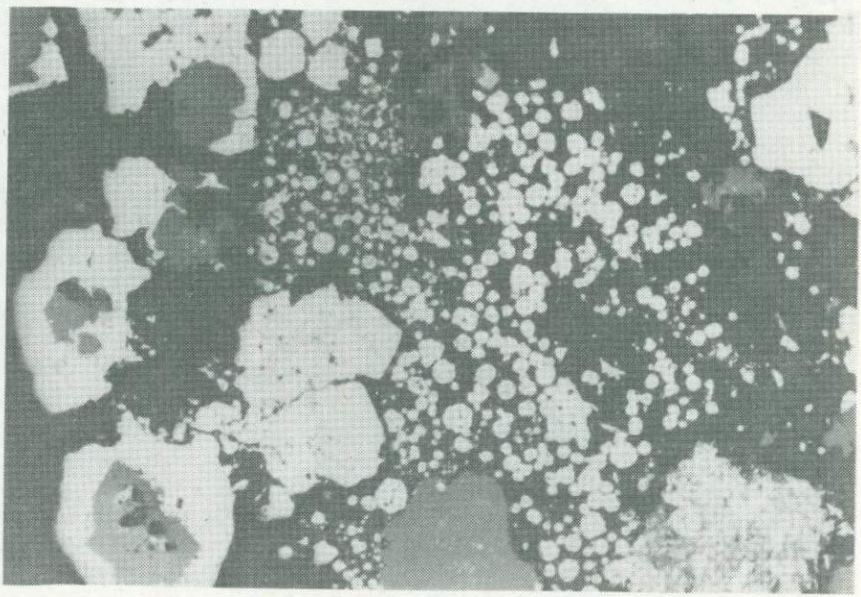


Рис. 44. Формы выделения пирита (белое) в рудах месторождения Кастельяно. Наряду с зернистым агрегатом наблюдаются глобулярный пирит, относящийся к ранней генерации, и каймы нарастания вокруг выделений сфалерита (серое). Полир. шлиф, увел. 100

Следующая по времени отложения парагенетическая ассоциация представлена пиритом, сфалеритом и кварцем. Она характерна для всех типов руд независимо от их строения и местонахождения. Это полосчатые, тонкоритмичные и слоистые руды, образованные мелкозернистыми, часто глобулярными сфалеритом и пиритом, отдельные полосы в которых обогащены либо сфалеритом, либо пиритом, а также массивные руды, сложенные в основном метасоматическими формами выделения пирита и сфалерита: пирит в виде кайм обрастает нерудные минералы или сфалерит (рис. 45). В рудах Кастельяно встречаются и каймы пирита вокруг галенита. Наряду с каймами, пирит образует пластинчатые срастания со сфалеритом, заполняет тонкие трещинки в нем, встречается он также в виде тонкой рассеянной вкрапленности.

Более поздней является пирротин-халькопирит-галенитовая парагенетическая ассоциация с сульфосолями свинца и нерудными – кварцем, карбонатами. В полосчатых рудах Санта-Люсии из поздних минералов более распространен галенит, образующий самостоятельные выделения, иногда секущие полосчатость и интенсивно корродирующие сульфиды железа и цинка. В местах развития галенита часто наблюдаются скопления метакристаллов кальцита, доломита, кварца, указывающие на переотложение ранних минералов (рис. 46).

Пирротин и халькопирит более всего развиты в свинцово-цинковых рудах района Матаамбре (рудное тело 70, месторождения Ниевес, Моно). Эти сульфиды, образуя тесные срастания друг с другом, цементируют зерна раннего пирита, часто корродируя и замещая их. Блеклая руда обнаружена в основном в рудах месторождений Малас-Агуас и Восточное, где она находится в срастаниях с халькопиритом и более поздним сфалеритом (рис. 47).

Завершает процесс рудообразования кварц-кальцит-баритовая минерализация, в которой принимают участие пирит и галенит. При этом устанавливается некоторая перегруппировка вещества ранних руд, в частности очищение и перекристаллизация сфалерита (рис. 48).

Поскольку на многих месторождениях и рудопроявлениях свинца и цинка устанавливается наличие "досульфидных" кремнистых образований с гематитом и магнетитом, по-видимому, сингенетичных с вмещающими осадочными породами, можно предположить, что первоначальное отложение железа происходило в виде окислов или гидроокислов. Последующее постепенное нарастание концентрации сульфидной серы либо вследствие ее привноса, либо в связи с сульфатредукцией приводило сначала к замещению магнетита пирротином, а в дальнейшем к практически полной сульфидизации окисных руд с замещением остатков магнетита, гематита и раннего пирротина агрегатом пирита и марказита. Свидетельство этого процесса – наличие реликтов пирротина в пирите, широкое распространение необычных для пирита и марказита псевдоморфных пластинчатых форм (по пирротину и гематиту, см. также [116 и др.]). Замещенные пирротиновые агрегаты, возможно, и ранние осадочные конкреции железа претерпели во время диагенетических процессов новые преобразования, которые привели к раскристаллизации колломорфных агрегатов пирита и образованию диагенетических трещин в зонально-концентрических и почковидных пирит-марказитовых стяжениях.

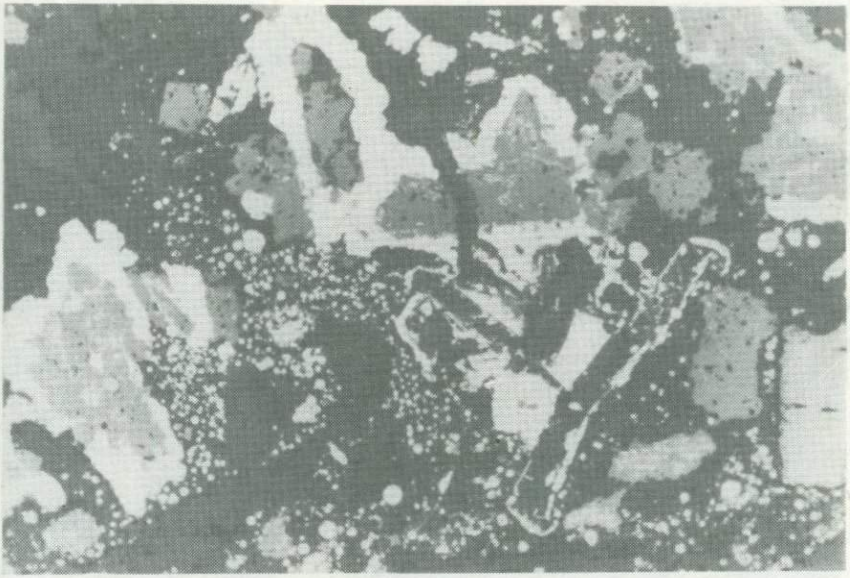


Рис. 45. Метасоматические и глобулярные формы выделения пирита (белое). Пирит обрастает зерна сфалерита (серое) и кристаллы барита (темное). Справа внизу зерно галенита. Полир. шлиф, увел. 100, месторождение Санта-Люсия

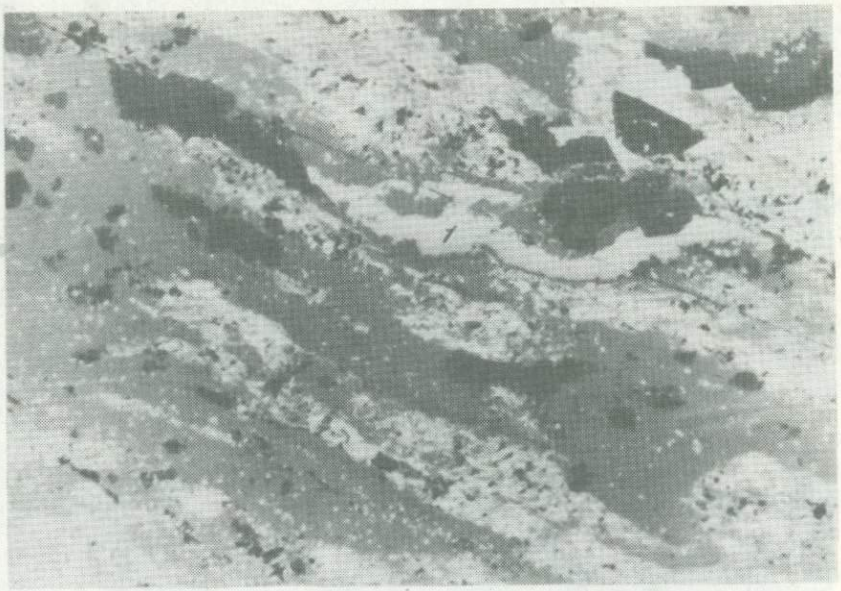


Рис. 46. Полосчатая руда месторождения Санта-Люсия. Чередование полос, обогащенных сульфидами железа (светлое) и сфалеритом (серое); непрерывное выделение неправильной формы – галенит (*1*), под острым углом пересекающий полосчатость; темное – метакристаллы кальцита и реликты вмещающей породы. Полир. шлиф, увел. 160

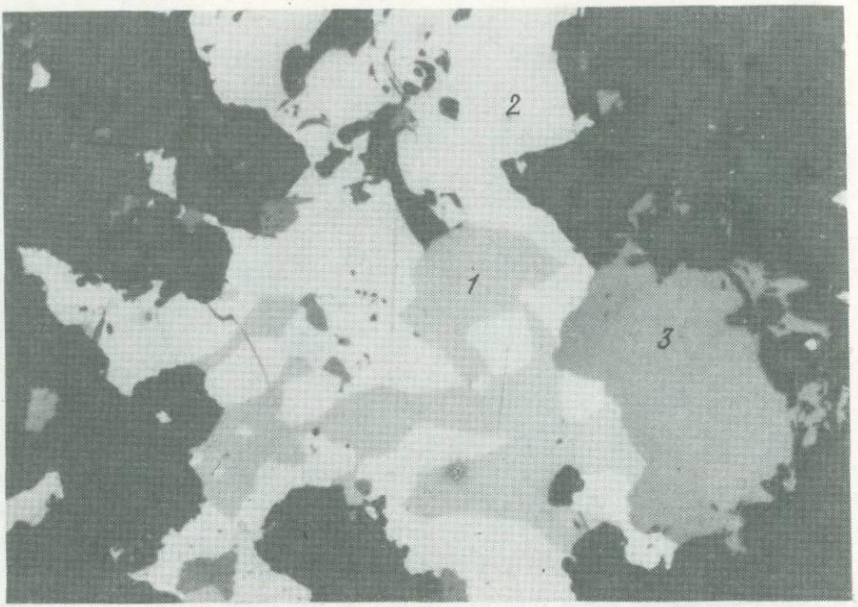


Рис. 47. Кристаллические срастания блеклой руды (*1*) с халькопиритом (*2*) и сфалеритом (*3*); темное – кварц, местами хлорит и серицит. Полир. шлиф, увел. 100, месторождение Малас-Агуас

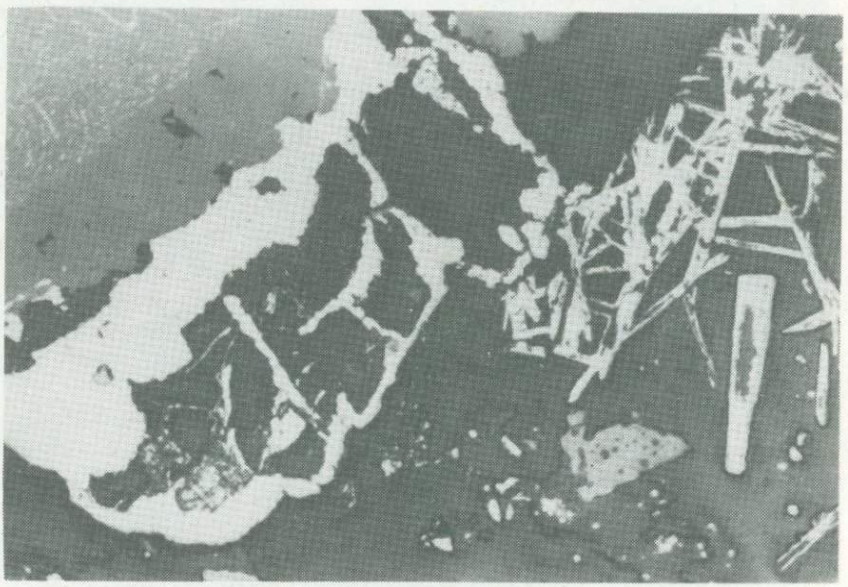


Рис. 48. Псевдоморфные (по гематиту) и иные формы выделения пирита (белое). Крупное выделение сфалерита (серое) насыщено субмикроскопическими включениями халькопирита и пирита, но очищено от них по периферии зерна и в контакте с пиритом. Видно также реликтовое выделение магнетита (серое, пятнистое). Полир. шлиф, увел. 200, месторождение Кастельяно

Перед отложением пирит-сфалеритовой ассоциации произошли заметные тектонические подвижки, обусловившие дробление ранних сульфидов, что способствовало интенсивному их замещению более поздними сульфидами и нерудными минералами. Отложение сульфидов поздней минеральной ассоциации сопровождалось широко проявленными метасоматическими процессами. На месторождениях Санта-Люсия, Кастельяно и соседних с ними рудопроявлениях процесс рудоотложения завершился образованием барита, что свидетельствует о смене восстановительных условий на окислительные. В залежах свинцово-цинковых руд около месторождения Матаамбре отмечается иной поздний процесс, связанный с замещением ранних пирит-полиметаллических руд пирротиновой или пирротин-халькопиритовой минерализацией.

Приведем краткую геологическую характеристику основных свинцово-цинковых месторождений провинции Пинар-дель-Рио.

Около главного медного месторождения Матаамбре разведаны три крупные пиритовые залежи. Рудное тело 70 вскрыто на средних горизонтах рудника Матаамбре в висячем боку основной рудовмещающей пачки песчаников и алевролитов. Кратко оно охарактеризовано в разделе, посвященном месторождениям меди (см. с. 143 и рис. 29). Там же приведено описание главных структурных элементов рудного поля Матаамбре, указано положение пиритовых свинцово-цинковых залежей и рассмотрены соотношения этого типа оруденения с более поздней кварц-халькопиритовой минерализацией.

Месторождение Моно (Мелья) находится в 2,5 км восточнее месторождения Матаамбре, примерно на одном стратиграфическом уровне [49]. Оруденение представлено двумя или тремя линзами массивного, полосчатого и прожилково-вкрапленного пирита, содержащего также сфалерит, пирротин, халькопирит, галенит, кварц, сидерит. Мощность рудных линз порядка 15–30 м, длина по простиранию 100–120 м и на глубину до 200 м. В лежачем боку рудных залежей развиты преимущественно песчаники, в висячем – углисто-глинистые сланцы. Контакт висячего бока четкий, тектонический; со стороны лежачего бока в окварцованных песчаниках развита широкая зона прожилково-вкрапленных существенно пиритовых руд. Считается, что рудные тела месторождения Моно приурочены к зоне одного из субсогласных продольных разломов. Существенным фактором, определившим локализацию рудных тел месторождения, явились складчатые деформации вмещающей толщи, обусловившие отчетливое юго-западное склонение рудных линз (как и рудного тела 70) вдоль линии шарниров поперечной флексурообразной складчатости (см. рис. 30).

По данным И.Т. Поплавского и др., содержание свинца в рудах Моно составляет около 1,6%, цинка – 4,7%, причем в зоне висячего бока главной залежи количество свинца и цинка примерно удваивается, медь содержится на уровне 0,6% [100].

Характерные примеси в рудах (в г/т): золото – около 0,4, серебро 20, висмут 50, кобальт 60, в некоторых пробах отмечаются повышенные содержания кадмия (до 200 г/т) и мышьяка (до 500 г/т). Не установлены германий, селен и теллур [49, 114].

Недавно завершена предварительная разведка месторождения Ниевес в 3–4 км к югу от месторождения Матаамбре (см. рис. 29). Со-

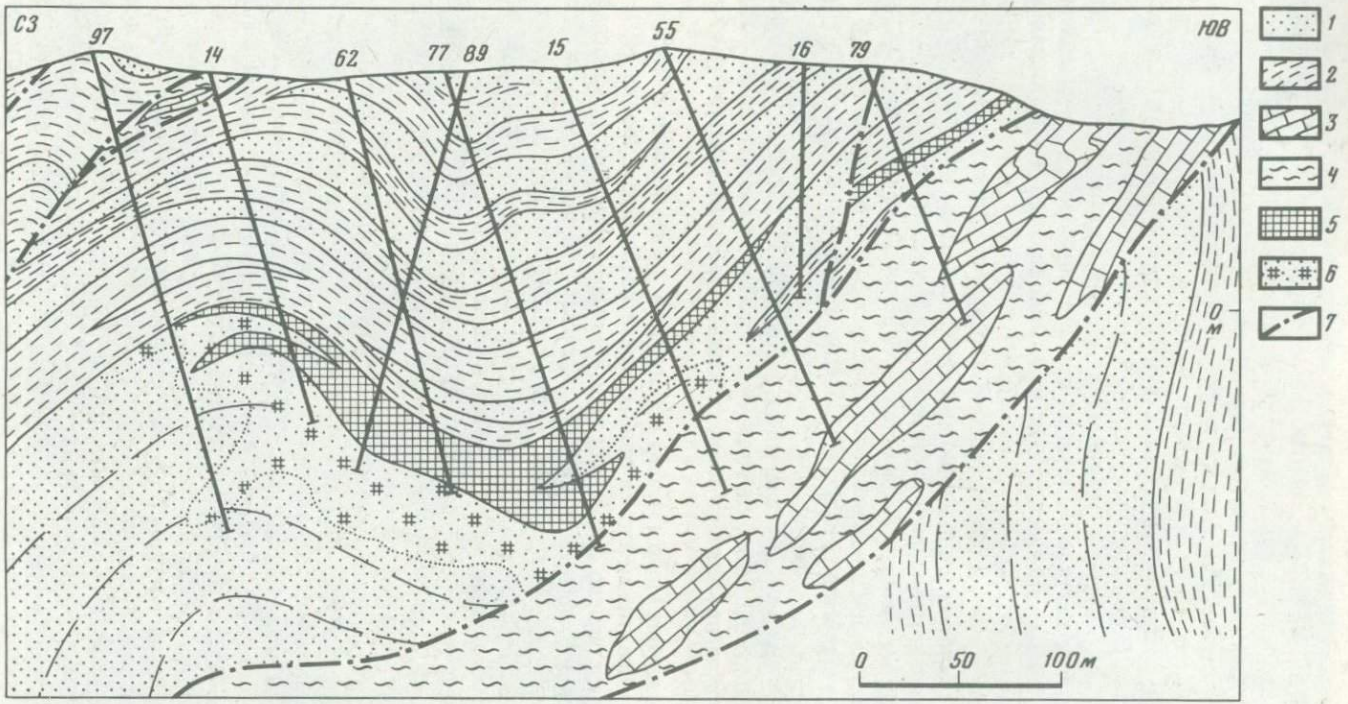


Рис. 49. Поперечный разрез месторождения Ниевес. Составлен по данным А. Барсаны, И. Аниатова и др.

1 – преимущественно песчаники; *2* – аргиллиты, алевролиты; *3* – известняки; *4* – вулканогенно-осадочные образования палеогеновой олистростромы с серпентинитовым меланжем; *5* – пирит-полиметаллические руды; *6* – окварцованные песчаники с вкрапленностью и прожилками пирита; *7* – разломы

гласно нашей геологической интерпретации структуры участка, стратиформная рудная залежь месторождения залегает в опрокинутом и подвернутом крыле антиклинальной складки северо-восточного простирания в зоне висячего бока крупного чешуйчатого надвига Лимонар.

Главная рудная залежь галенит-сфалерит-пиритовых руд приурочена к пачке углистых и углисто-карбонатных аргиллитов (рис. 49). Эту залежь подстилает мощный горизонт кварц-полевошпатовых песчаников, местами окварцованных, который содержит довольно густую сеть крутопадающих пиритовых либо пирротин-халькопиритовых прожилков и вкрапленность этих сульфидов. Выполненный Ф. Рафиковым анализ геометрических особенностей минерализованной поверхности контакта между аргиллитами и песчаниками выявил наличие сложной перекрещивающейся складчатости. Ориентировка длинной оси главной рудной залежи оказалась вытянутой вдоль линии шарнира поперечной складчатости в север—северо-восточном направлении. Подобные соотношения свидетельствуют о том, что залегание рудовмещающей пачки здесь действительно опрокинутое: общая юго-западная направленность склонения рудных линз района в опрокинутом крыле антиклинали северо-восточного простирания обязательно должна смениться на субмеридиональную.

В строении отдельных пиритоносных прослоев в рудовмещающей пачке можно отчетливо видеть следы перекристаллизации пирита, синхронной с интенсивными послойными деформациями (тени давления и др.). В песчаниках под рудной залежью довольно часто наблюдаются обломки раннего массивного пирита. Пирротиновые прожилки образованы после указанной деформации.

Прожилково-вкрапленные пирротин-халькопирит-галенитовые руды в ряде подсечений отличаются повышенными содержаниями серебра — до 100—160 г/т. Исследованиями Л.Я. Крапивы, Х. Крамера и др. здесь обнаружены самородное серебро и штернбергит. Кадмий находится в количестве до 350 г/т, отмечаются также примеси мышьяка и сурьмы [88].

Для всех пиритовых полиметаллических залежей рудного поля Матаамбре характерно отсутствие барита, хотя отдельные самостоятельные проявления баритизации в его пределах отмечаются.

Прибрежная полоса развития пирит-полиметаллических и барит-полиметаллических месторождений включает месторождения Санта-Люсия, Кастельяно, Сур, Баритина и около 20 рудопроявлений. Все они приурочены к двум полосам выхода отложений формации Кастельяно нижнемелового возраста, разделенных существенно песчаниковыми отложениями формации Сан-Каэтано. Месторождения появляются с определенным шагом — через 2,5—4 км [50].

В настоящее время эксплуатируется месторождение Санта-Люсия. Оно представлено мощной (порядка 35—50 м) линзой полосчатых существенно пирит-марказитовых руд, залегающих согласно моноклинальному северо-западному падению рудовмещающих аргиллитов. В отличие от многих других месторождений в лежачем боку рудной залежи песчаников нет. Этот контакт рудной залежи четкий и довольно прямолинейный: предполагается, что он фиксирован субсогласным разрывным нарушением. В висячем боку рудного тела встречаются горизонты песчаника, пересеченные интенсивно минерализованными разрывами.

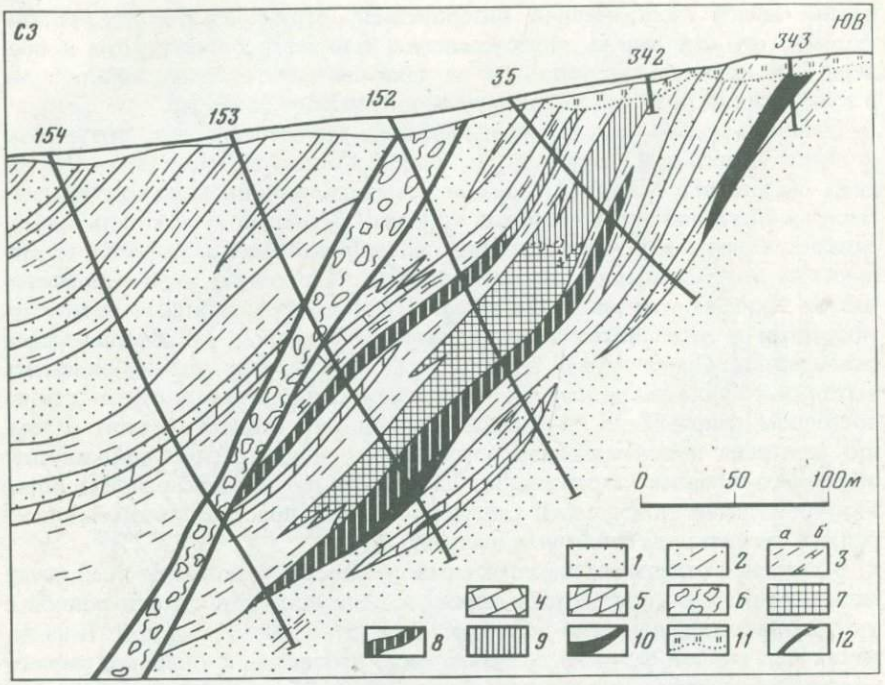


Рис. 50. Поперечный разрез через юго-западный фланг месторождения Кастельяно. Составлен под данным П. Лобанова и И. Аниатова

1 – песчаники; *2* – алевролиты с прослоями сланцев; *3* – аргиллиты, углистые сланцы (*а*) с пропластками известняка (*б*); *4* – известняки; *5* – доломиты; *6* – меланж, частично серпентинизированный; *7, 8* – барит-полиметаллические руды: *7* – вкрапленные, *8* – массивные; *9* – массивные и вкрапленные пиритовые руды; *10* – прожилково-вкрапленные пирит-халькопиритовые руды; *11* – зона окисления; *12* – разломы

Верхняя часть рудного тела, вскрываемая ныне карьером, отличается от более глубоких горизонтов широким развитием баритовой минерализации. К тому же она относительно обогащена галенитом. В лежачем боку рудной залежи и на флангах отмечается гематитовая минерализация.

Месторождение Кастельяно [50, 59] приурочено к пачке углисто-глинистых сланцев и алевролитов, содержащей пропластки известняков и доломитов (рис. 50). Здесь выявлены три рудных тела, самое крупное из которых (мощностью 40–70 м) прослежено по падению на 250–300 м, где оно срезается мощным продольным нарушением – одним из надвигов, характерных для всего региона. Тела имеют линзообразную форму с линейными раздувами мощности, которые склоняются в юго-западном направлении. Около поперечных разрывов мощность рудных тел иногда заметно возрастает.

В отличие от Санта-Люсии на Кастельяно преобладают брекчиевидные текстуры, широко отмечаются прожилково-вкрапленные и массивные руды, а тонкополосчатые развиты незначительно, в основном в лежачем боку рудных тел.

Рудные минералы в пределах месторождения распространены зонально. В центральных частях рудных тел преимущественно сконцентрированы

сфалерит и галенит, на флангах преобладают пирит и барит. А. Норман обнаружил обогащение фланговых частей рудных тел ртутью. Элементами-примесями в рудах являются серебро, кадмий, марганец, сурьма, мышьяк. Околорудные изменения выражены в окварцевании, хлоритизации, карбонатизации пород, отчасти в серицитизации.

На поверхности обнажаются мощные железные шляпы – гётитовые и гидрогётитовые кремнистые образования, в которых подсчитывались определенные запасы железных руд.

В общем для рассмотренных месторождений характерны близкие содержания основных полезных компонентов: сумма Pb + Zn примерно равна 6–10% при постоянном отношении Pb : Zn, равном 1 : 3. Только на месторождении Кастельяно оно повышается до 1 : 2, а на участке Восточном достигает 1 : 1.

Кратко рассмотрим некоторые генетические вопросы, которые встают перед исследователями расмотренных выше месторождений. В значительной мере эти проблемы являются общими для всего класса колчеданных или сульфидных стратиформных месторождений. Свинцово-цинковые месторождения провинции Пинар-дель-Рио представляют собой характерный пример таких месторождений в терригенной осадочной толще, практически лишенной (в значительной части разреза) эффузивных и иных магматических образований. Изучение особенностей состава и строения руд выявляет чрезвычайное многообразие форм выделения рудообразующих минералов, что свидетельствует о сложной и длительной истории формирования руд.

Сопоставление с деформационной историей рудовмещающей толщи за время от средней юры до среднего эоцена показывает, что разные типы руд испытали неодинаковую степень динамометаморфизма, определяемую как локальными причинами, так и относительным возрастом руд. Наибольшей деформации с существенной перекристаллизацией подверглись самые ранние, возможно сингенетичные с вмещающими породами, пириты и окисные железные руды. Заметно преобразованы пирит-сфалеритовые руды, но в них повсеместно сохранились колломорфные структуры, а перекристаллизация в общем оказалась незначительной (это является главным препятствием в разработке удовлетворительной схемы обогащения таких руд). Совсем слабо и только в зонах разрывных нарушений деформированы пирротин-халькопиритовые руды, несомненно более поздние, чем сульфидные полиметаллические.

Таким образом, начальные концентрации железа в виде окислов и пирита (в незначительной степени и сфалерита) можно отнести к периоду осадконакопления. Основная масса сульфидной свинцово-цинковой минерализации, видимо, образовалась в мелу, на дальнем западном фланге Кубинской островодужной системы. В это время начала формироваться сложная складчатая структура района, но завершились тектонические процессы к середине эоцена образованием серии чешуйчатых надвигов со значительной амплитудой перемещения. Пирит-полиметаллические пластовые или, точнее, линзообразные залежи большинства месторождений сформировались при складчатых деформациях продольного и поперечного направлений, но до завершения движений по чешуйчатым надвигам с олистостромовой тектонической пластиной. Кварц-халькопиритовая или пирротин-халькопирито-

вая минерализация проявилась уже практически по завершении главных надвиговых перемещений. Соответственно полиметаллической сульфидной минерализации непосредственно предшествовал существенно натриевый слабо дифференцированный магматизм дальней окраины меловой островной дуги, а халькопирит-пирротиновое оруденение следовало за палеоцен-эоценовым субщелочным диабазовым или диоритовым магматизмом, отдаленно связанным со становлением палеогеновой островной дуги в восточной части о-ва Куба, и слабо выраженной тектоно-магматической активизацией ранее консолидированной территории.

Условия формирования пирит-полиметаллических согласных или субсогласных залежей Пинар-дель-Рио оказались наиболее благоприятными в углеродисто-карбонатно-сланцевой среде, на контакте с более мощными пачками грубослоистых песчаников. Механизм образования залежей существенно метасоматический, наиболее интенсивный вдоль полостей отслоения около мест пересечения осей продольных и поперечных складок. Причины постоянного сонахождения ранней пирит-полиметаллической и поздней пирротин-халькопиритовой минерализации, вероятно, определяются геохимической природой – наличием общих сульфидных и углеродистых барьеров в толще переслаивания терригенных пород.

Интересная проблема заключается также в возможной связи сульфидного оруденения с нефтеобразованием: время этих процессов на Кубе достаточно близко, пространственные связи несомненны, а нефти Кубы отличаются высокой сернистостью (2–3%, на отдельных месторождениях до 5%).

Пиритовые месторождения с убогим содержанием халькопирита и сфалерита

Месторождения данной рудной ассоциации представлены пиритовыми линзами, содержащими непромышленные количества цветных металлов – меди, цинка, свинца и др. Такие месторождения установлены как в метаморфических породах массива Эскамбрай, так и в меловых вулканогенно-осадочных толщах южной части Центральной Кубы, в провинции Сьенфуэгос (см. рис. 2). Многие месторождения этого типа долгие годы эксплуатировались на сырье для получения серной кислоты.

Главные месторождения массива Эскамбрай (Гуачинанго, Карлота, Виктория и др.) локализованы в терригенно-карбонатных отложениях предположительно юрского возраста, метаморфизованных в условиях зеленокаменной фации [47, 49, 112]. Месторождения располагаются в полосе вдоль северной тектонической границы массива метаморфических пород с амфиболитовым комплексом. Они приурочены к зоне близширотного разлома, проходящего несколько южнее указанной границы, точнее, к тем ее участкам, где развиты поперечные разрывные нарушения и складки и где в разрезе вмещающей толщи чередуются породы, наиболее контрастно различающиеся по физико-механическим свойствам и петрохимическому составу.

Вмещающие породы рассматриваемых месторождений представлены главным образом мраморизованными и рассланцованными известняками и мраморами с графитом, а также карбонатно-слюдистыми (иногда с

кварцем, хлоритом, графитом) и карбонатно-хлоритовыми сланцами. Среди этих пород встречаются силлообразные залежи изверженных пород основного состава, сильно измененных и рассланцованных, а также габбродиоритов и диоритов. Все вмещающие породы на участках месторождений испытали гидротермальное изменение – они доломитизированы, окварцованы и пиритизированы. Залежи гидротермальных доломитов играют важную роль в локализации оруденения.

Форма рудных тел, как правило, линзообразная, удлиненная вдоль направления слоистости, хотя известны также и прожилково-вкрапленные залежи. Размер рудных тел может быть различен. Иногда их протяженность достигает 1 км при ширине 200 м и мощности 30 м, такие размеры имеет рудная залежь Гуачинанго.

Наиболее типично и лучше изучено месторождение Карлота (рис. 51). Вмещающими породами здесь служат мраморизованные известняки при подчиненной роли карбонатно-слюдистых сланцев. На площади месторождения также выявлены небольшие неправильные по форме тела рассланцованных перидотитов. В рассланцованных мраморизованных известняках содержится до 10% углистого вещества, которое иногда приобретает форму мельчайших розеток графита, а также мелкие зерна кварца и чешуйки мусковита. Углистое вещество распределено в породе более или менее равномерно или же концентрируется по границам зерен кальцита. В карбонатных сланцах наблюдаются деформированные вкрапленники кальцита, а также кварц, мусковит, серицит, хлорит, пирит и доломит. По преимущественному развитию того или иного минерала среди сланцев различаются графит-кварц-карбонатные, графит-кварц-мусковит-карбонатные, кварц-карбонатные и др.

Перидотитовый силл почти нацело серпентинизирован и местами превращен в антигоритовый сланец. Все перечисленные выше породы испытали интенсивное гидротермальное изменение (доломитизация, окварцевание, серицитизация, пиритизация).

Залегание толщи метаморфических пород на месторождении Карлота имеет общее северное падение под углами 30–70°, но местами оно осложняется продольными и поперечными брахискладками.

Крупные разрывные нарушения делят площадь месторождения на ряд блоков и определяют размещение магматических пород и рудных тел (см. рис. 51). Однако наиболее важные рудоконтролирующие разрывы имеют внутриформационное залегание. Обычно они развиваются по контактам пластов сланцев и силлообразных залежей серпентинитов и габброидов и выражаются в виде швов с мощной тектонической глинкой. Часто вдоль них развиваются зоны субпараллельных трещин [49, 112].

Важное значение имеет группа поперечных разрывов с крутым падением. Они характеризуются наличием широких зон мелкой трещиноватости, которые в заметной степени определяют локализацию оруденения.

Морфология рудных тел на месторождении Карлота различна (см. рис. 51). В общем все рудные тела имеют форму усложненных линз с раздувами и пережимами, особенно за счет волнистого строения контакта лежачего бока залежей. Некоторые рудные тела имеют пластообразную форму и прослеживаются на многие сотни метров в соответствии с залеганием вмещающих пород.

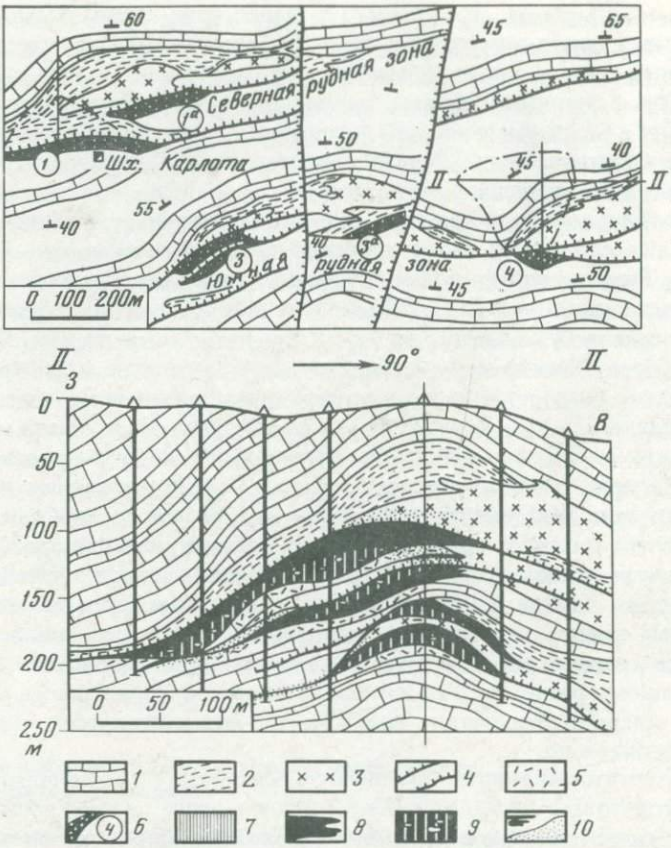


Рис. 51. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения Карлота. Составлены по данным Ю.А. Болотина, Ю.П. Зарянова, В.Е. Горелова и авторов

1 – мраморизованные и рассланцованные известняки с графитом; *2* – карбонатно-слюдистые сланцы с графитом, хлоритом и кварцем; *3* – измененные и рассланцованные диориты, диоритовые порфириты и перидотиты; *4* – разрывы; *5* – окварцованные и доломитизированные породы; *6* – железные шляпы и их номера (на плане); *7* – пиритовые руды; *8* – медно-цинковые руды; *9* – полосчатые и массивные пиритовые руды с реликтами незамещенных пород; *10* – зоны сульфидных прожилков и вкрапленников; проекции рудных тел на горизонтальную плоскость показаны пунктиром

Участки наибольшей мощности рудных тел обычно пространственно совпадают с шарнирами складок (см. рис. 51).

Границы рудных тел на отдельных участках четкие, но в других местах могут быть постепенными и извилистыми. Это зависит от того, прилегает ли рудное тело непосредственно к тектоническим швам или находится внутри пластов вмещающих пород. В лежачем боку и на флангах рудных залежей устанавливается интенсивное развитие прожилково-вкрапленной минерализации. В таком случае контуры рудных тел определяются только по данным опробования. В рудном поле со стороны лежачего бока часто встречаются реликты вмещающих пород, частично или полностью сохранившиеся от замещения.

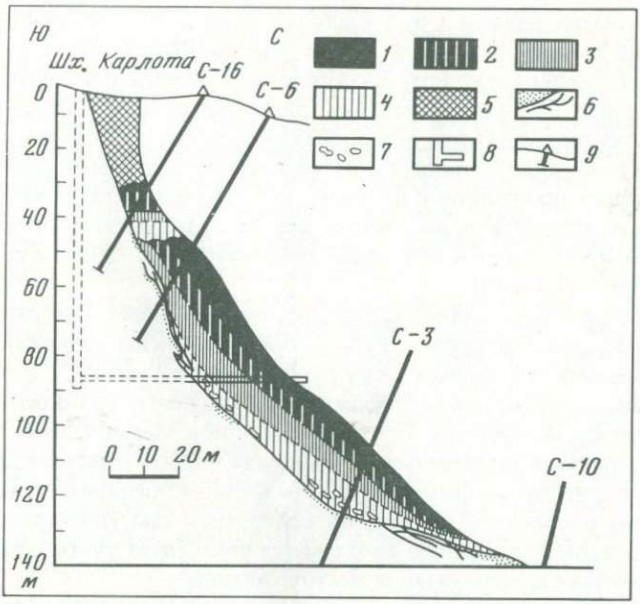


Рис. 52. Особенности строения рудного тела 1 месторождения Карлота и размещения в нем меди. Составлено по данным В.Е. Горелова, В.Г. Гореловой и М.М. Старовой

1–4 – массивные полосчатые и брекчиевые руды с содержанием меди (в %): *1* – 2,4–0,9, *2* – 0,9–0,7, *3* – 0,7–0,5, *4* – 0,5–0,3; *5* – железная шляпа, *6* – вкрапленное и прожилковое оруденение; *7* – реликты незамещенных вмещающих пород; *8* – горные выработки; *9* – буровые скважины

Внутреннее строение рудных тел очень сложное. Наряду с массивными и полосчатыми текстурами встречаются брекчиевидные, прожилковые и вкрапленные руды. Пространственно руды различной текстуры перемежаются незакономерно, но, как правило, в направлении к флангам рудных тел массивные руды сменяются брекчиевидными и вкрапленными (рис. 52). При этом массивные, обогащенные медью руды более характерны для висячего бока сульфидных тел.

Специально проведенные исследования руд полосчатого строения показали, что подобная текстура обусловлена селективным метасоматическим замещением сульфидами тонкополосчатых известняков и доломитов, переслаивающихся с тончайшими углистыми и кварцево-слюдистыми пропластками. В таких рудах ранние пириты часто обнаруживают колломорфное сложение. Наблюдается также переход полосчатых руд в массивные, причем в большинстве случаев постепенный. Иногда такие руды сменяются прожилковыми или брекчиевидными. Подобные факты свидетельствуют о метасоматическом происхождении полосчатых руд, возникших после метаморфической полосчатости вмещающих пород [112].

Руды сложены главным образом дисульфидами железа – пиритом, марказитом, мельниковитом, из которых наиболее распространен пирит. Среди массы этих минералов в малых количествах встречаются халькопирит и сфалерит совместно с кварцем и анкеритом. Пирит формировался в несколько стадий, а сфалерит и халькопирит – в одну продуктивную стадию [49, 113].

При детальном изучении руд удалось выявить, что они сформированы в несколько последовательных стадий минерализации. В первую стадию возникли минералы дорудного преобразования вмещающих пород – прежде всего доломит. Во вторую стадию отложилась основная масса дисульфидов железа. В третью стадию образовались халькопирит, сфалерит, борнит, галенит, а также пирит. Процесс минерализации завершился формированием кальцитовых прожилков с пиритом, кварцем и тонкой вкрапленностью халькопирита, галенита и некоторых других сульфидов. Весь процесс минерализации происходил в интервале температур 340–200°, а завершился примерно при 100° С [49].

В распространении главных ассоциаций рудных минералов наблюдаются определенные закономерности. Руды с более высоким содержанием меди обычно встречаются в висячем боку рудных тел (см. рис. 52). В некоторых случаях, как, например, на месторождении Гуачинанго, они более характерны для нижних горизонтов. Повышенные концентрации цинка не всегда совпадают с зонами интенсивного проявления медной минерализации [49]. Как халькопирит, так и сфалерит накладываются на ранние пиритовые залежи и поэтому преимущественно концентрируются там, где пирит предварительно был подроблен. Данную закономерность следует учитывать при дальнейших разведках и эксплуатации месторождений.

Как указывалось ранее, пиритовые линзы с низким содержанием сфалерита и халькопирита развиты не только в метаморфических породах массива Эскамбрай, но и в вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложениях мелового возраста. Типичным примером может служить месторождение Антонио, находящееся севернее пос. Гинда-де-Маранда. Несмотря на различие состава вмещающих пород и степени их метаморфизма, руды месторождения Антонио очень напоминают руды Карлоты и Гуачинанго, а различия сводятся к неодинаковым структурно-геологическим особенностям [49, 113].

Вмещающие вулканогенные породы месторождения Антонио по составу относятся к средним и кислым. Они образуют субвулканическое тело, полого падающее к северу, а также ряд небольших тел штоко- и дайкоподобной формы. Силл, непосредственно вмещающий рудную минерализацию, сложен липарито-дацитами; залегает он внутри вулканокластических пород нижнемелового возраста. Нижняя часть субвулканического тела представлена пористыми лавобрекчиями липаритов, а над ними развиты плотные и флюидальные липарито-дациты. Здесь же установлены тела более молодых фельзитов, а также липаритовые порфиры, которые слагают дайки и совсем небольшие неправильные тела.

Рудное тело имеет пластообразную форму. Оно приурочено к лежачему боку субвулканического тела плотных липарито-дацитов, и в значительной мере определяется условиями его залегания. Границы рудного тела нечеткие, иногда извилистые; в ряде случаев боковые породы как бы образуют заливы внутри руды. Часто переходы от рудного тела к породе постепенные; массивные руды могут постепенно сменяться прожилково-вкрапленной минерализацией, что более характерно для лежачего бока рудного тела. Внутри рудной залежи часто наблюдаются реликты вмещающих пород, частично или полностью сохранившиеся от замещения.

В рудовмещающем субвулканическом интрузиве и в рудной залежи

встречены многочисленные дайки диабазовых и диоритовых порфиритов. Как было продемонстрировано А.Е. Толкуновым и др. [49], Р. Кабрерой [113], рудная минерализация месторождения Антонио сформировалась после всех вмещающих пород, включая и поздние дайки. Внутрь даек проникают прожилки и гнезда сульфидов, а исследование пиритовых руд непосредственно у контактов даек не обнаруживает каких-либо изменений в их составе, структуре и декрепитационных свойствах.

Рудное тело сложено почти нацело пиритом, кроме того, в нем содержится пирротин, халькопирит, сфалерит и другие сульфиды, характерные для всех месторождений региона Лас-Вильяс.

Последовательность отложения минералов здесь такая же, как и на южных месторождениях. В первую стадию произошли гидротермальные изменения боковых пород (окварцевание, серицитизация, пиритизация), а также образовались жилы ранних кварца и пирита. Во вторую стадию выделились халькопирит и сфалерит. Процесс минерализации завершился формированием поздних жил кварца, кальцита и барита, содержащих переотложенные сульфиды меди и цинка. На основании имеющихся фактических материалов можно утверждать, что линзообразные залежи пиритовых руд с низким содержанием халькопирита и сфалерита (Антонио, Карлота, Гуачинанго и др.) характеризуются рядом общих особенностей: практически одинаковым минеральным составом, аналогичной последовательностью минералообразования, одним и тем же температурным интервалом образования (300–100° С). Поэтому, несмотря на неодинаковое геологическое положение рудных месторождений, следует предполагать общий их генезис. Кроме того, все рассмотренные месторождения региона характеризуются одинаковым набором элементов-примесей (Sr, Cd, Ge, As, V, Ti и др.) [49, 90, 113].

По-видимому, все пиритовые линзообразные тела сформировались в единый продолжительный период благодаря избирательному метасоматическому замещению пород различного литологического состава в связи с деятельностью горячих минерализованных растворов, поступление которых обусловлено магматической деятельностью в базальтовом слое. Обогащение таких растворов металлами частично произошло за счет выщелачивания их из пород, сквозь которые эти растворы проникали.

Другие проявления цинка и свинца

На юге массива Тринидад установлены многочисленные проявления пирита с вторичными минералами меди, а иногда и с халькопиритом [49]. По всей вероятности, вдоль границы массива метаморфических пород Эскамбрай намечается минерализованная зона, аналогичная описанной выше близширотной зоне развития пиритовых месторождений, прослеженной вдоль северной границы массива. Южная граница массива также определяется разломными структурами, но их можно наблюдать только на западном фланге, так как в остальных местах эта зона перекрыта более молодыми отложениями.

Аномально повышенные содержания свинца и цинка, связанные с медными рудопроявлениями, известны и в других районах Кубы. Из-за своей незначительности многие такие объекты совсем не изучались. Интерес,

в частности, представляет область горного массива Сьерра-Маэстра на востоке острова, где жильные галенит-сфалеритовые проявления встречаются среди палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений. В ряде случаев они сопровождаются зонами гидротермальных изменений, а также жилами кварца и барита. Некоторые из подобных рудопроявлений связаны с субвулканическими интрузивами и малыми телами гранитоидов.

По нашему мнению, более определенные перспективы на обнаружение новых месторождений свинца и цинка следует связывать с северо-западной частью провинции Пинар-дель-Рио, особенно с карбонатсодержащими терригенными породами, наиболее благоприятными для замещения рудными сульфидами.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА

Наличие на Кубе золоторудных месторождений – не только аллювиальных, но и первичных, эндогенного происхождения – было установлено еще в XIX в. Промышленные концентрации аллювиального золота, насколько сейчас известно, почти полностью отработаны: сохранились лишь совсем небольшие россыпи в долинах некоторых речек в южной части бывшей провинции Лас-Вильяс и в Ориенте. Небольшие месторождения эндогенного золота размещаются в различных геологических структурах острова (см. рис. 2). Все они относятся к постмагматическим гидротермальным образованиям. В соответствии с геологическими условиями локализации оруденения, морфологическими особенностями рудных тел и их составом могут быть выделены следующие типы месторождений: 1) жильные золото-серебряные в метаморфических сланцах, с арсенопирит-антимонит-кварцевыми рудами; 2) жильные золото-кварцевые в основных и ультраосновных породах, с малосульфидными рудами; 3) золоторудные в зонах лиственитизации, среди ультраосновных и основных пород, с тонковкрапленным малосульфидным оруденением; 4) прожилково-вкрапленные, штокверковые в пропилитизированных, березитизированных вулканогенных породах, с сульфидно-кварцевыми рудами. Кроме того, золоторудная минерализация отмечается в полях развития вторичных кварцитов по кислым вулканогенным породам и часто в медных и полиметаллических сульфидных месторождениях.

Жильные золото-серебряные месторождения в метаморфических сланцах

Месторождение Делита находится в западной части о-ва Хувентуд, в пределах блока домеловых апотерригенных метаморфических пород, частично затронутого более поздними процессами вулканизма и палеогеновой тектоно-магматической активизации (рис. 53). До революции оно в течение нескольких лет разрабатывалось американской компанией, потом было заброшено, а в настоящее время на нем проводится разведка глубоких горизонтов и осуществляется попутная пробная эксплуатация. Геология месторождения и его района изучалась И. Гарапко, Н. Семеоненко, М. Пардо, В. Серегиным, Д. Туровцевым и др.

Вмещающие породы в нижней части разреза на месторождении представ-

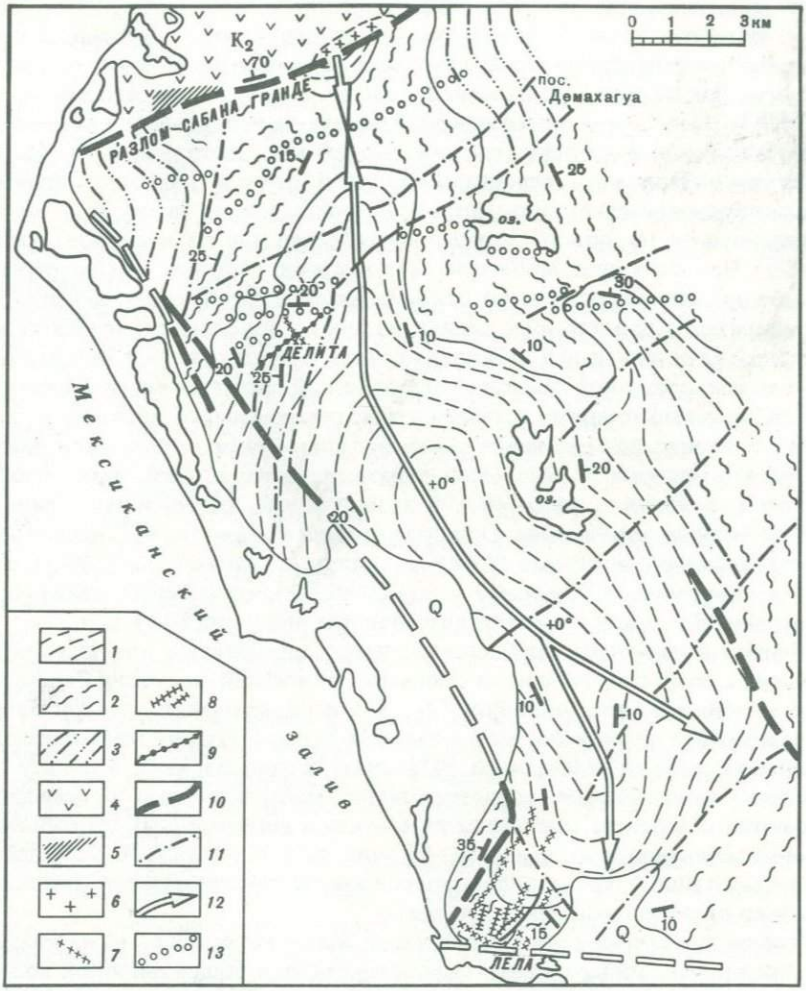


Рис. 53. Схема геологического строения района месторождений Делита и Лела (о-в Хувентуд). Составлена с использованием данных И.Гарапко, Г. Мильяна, Н. Семеоненко и др.

1 — преимущественно графит-слюдистые сланцы, Виктория; *2* — слюдистые кварциты, Лома; *3* — слюдистые сланцы, Систерно; *4* — диабазовые, андезитовые порфириты, их туфы (K_2); *5* — амфиболиты (по скважинам); *6* — граниты, гранодиориты (по скважинам); *7* — дайки дацитов, риодацитов, липаритов; *8* — кварц-ферберитовые жилы месторождения Лела; *9* — золотоносная зона месторождения Делита; *10* — главные разломы; *11* — второстепенные разломы; *12* — ось антиклинали Виктория и ее погружение; *13* — направление поздней складчатости

лены мусковит-кварцевыми, биотит-мусковитовыми, хлорит-мусковит-кварцевыми кристаллическими сланцами. В верхней части разреза преимущественно развиты графитовые сланцы, переслаивающиеся с кварц-мусковитовыми. Устанавливаются также прослои метаморфизованных туфогенных песчаников.

В 8 км к северу от Делиты за разломом Сабана-Гранде закартированы

поля развития верхнемеловых эффузивно-пирокластических пород (диабазы, андезиты, туфы и др.). В районе месторождения встречаются постметаморфические дайки риолито-дацитов и липаритов обычно северо-западного простирания, мощность их составляет 1–3,5 м, протяженность до 300 м. Одна такая дайка вскрыта канавами и буровыми скважинами непосредственно в пределах главной рудной зоны месторождения, она интенсивно окварцована, серицитизирована и отчасти карбонатизирована.

Сланцеватость–слоистость метаморфических пород на площади месторождения залегает полого, с падением на север или на запад под углами 10–30°. Подобное спокойное залегание местами, особенно на севере участка месторождения, осложнено открытыми складками северо-западного и близширотного простирания: первые из них по ориентировке соответствуют общей антиклинальной структуре района, вторые отвечают наложенным структурам орогенной тектоно-магматической активизации в палеогене.

Наиболее выдержанные разломы имеют северо-западное и северо-восточное простирание, они разбивают северо-западное крыло антиклинали Виктория на ряд крупных блоков. Одно из разрывных нарушений, образованное, очевидно, в связи с палеогеновой активизацией, контролирует главную рудную зону месторождения. Оно простирается по азимуту 45°, падение его северо-западное под углами 65–85°, в длину прослежено на 2300 м, а на глубину буровыми скважинами – до 400 м. Амплитуда перемещения сбросового или сбросо-сдвигового типа составляет примерно 80–100 м.

Возраст вмещающих пород геологически определяется как юрский по аналогии с возрастом песчанико-сланцевых отложений формации Сан-Каэтано в провинции Пинар-дель-Рио [47, 77] и на основании находок плохо сохранившейся юрской фауны в мраморах Хероны. Возраст метаморфизма признается либо верхнеюрским [47], либо позднемеловым, в пользу последнего представления свидетельствуют многочисленные определения абсолютного возраста мусковита из сланцев и пегматоидных обособлений (преимущественно в пределах 78–66 млн. лет) [25 и др.]. Кислые дайки имеют отчетливо более молодой, постметаморфический возраст, предположительно палеоценовый или эоценовый.

Главная рудная зона образована кварцевыми жилами и сериями кварцевых прожилков, минерализованными брекчиями в общей широкой полосе окварцованных, сульфидизированных и аргиллизированных пород, ориентированной вдоль основного рудоконтролирующего разрыва северо-восточного простирания. Вдоль отдельных поверхностей сместителя и по его апофизам часто устанавливаются зоны рыхлых милонитизированных и аргиллизированных пород мощностью до 1,5–2 м. Кварцевые жилы мощностью от нескольких сантиметров до 1,5–2 м имеют небольшую протяженность (порядка 100 м), но залегают кулисообразно, определяя как бы осевую линию общей минерализованной зоны.

По данным опробования, в пределах минерализованной зоны выделено несколько жилообразных рудных тел – или сменяющих друг друга по простиранию, или залегающих параллельно, или примыкающих одно к другому под острым углом. Рудное тело 1, называемое на руднике Главной жилой, примерно соответствует осевой кварцевой жиле, но промышленные контуры могут захватывать значительно больший объем минерализованных

пород за счет тонкопрожилкового, вкрапленного оруденения в зонах окварцевания, тел брекчий и милонитов. Оно прослежено по простиранию более чем на 600 м при мощности в несколько метров.

Морфология и внутреннее строение рудных тел зависят от характера вмещающих пород. В кварцево-слюдистых сланцах и в массивных кварцитах жилы и прожилки имеют четкие контакты, а среди мусковитовых и графитсодержащих сланцев процессы околожильного изменения оказываются более интенсивными, причем контакты жил бывают нечеткими и постепенными. Внутреннее строение рудных тел чрезвычайно сложное, с неравномерным распределением различных рудных минералов, в том числе золота и особенно серебра [115].

Вещественный состав руд достаточно сложен и пока еще глубоко не изучен. Из рудных минералов более широко распространены арсенопирит и пирит нескольких генераций, в центральной части месторождения – антимонит, а также сульфосоли сурьмы и свинца (буланжерит, джемсонит, бурнонит и др.). Местами в значительных выделениях встречаются сфалерит, халькопирит, реже галенит, валлериит, еще реже марказит, тетраэдрит, вольфрамит. Нерудные минералы – кварц (главный), глинистые минералы, анкерит, адуляр. Содержание золота в рудах составляет 1–8 г/т, серебра в 4–6 раз больше – иногда до нескольких килограммов на тонну. Примерно 1/3 часть золота находится в кварце, 2/3 – в микроскопических включениях в арсенопирите второй генерации, буланжерите, местами в ассоциации с серебряными минералами. Из серебряных минералов установлены самородное серебро, пираргирит и прустит, аргентит ("серебряная чернь"), кераргирит.

Из вторичных минералов в зоне окисления обычен скородит, не только образующий выделения в рудах, но и широко развитый среди затронутых выветриванием вмещающих пород, а потому сильно загрязняющий рудничные воды мышьяком. В зоне окисления отмечаются также ковеллин, гидроокислы железа, ярозит и др.

Гидротермальное изменение вмещающих пород происходило в два этапа – предрудный (аргиллизация, карбонатизация) и сопровождающий рудную минерализацию (серицитизация, окварцевание, адуляризация, каолинизация). Этому предшествовали более высокотемпературные изменения, относящиеся либо к процессам метаморфизма (андалузит, турмалин и др.), либо к наложенной грейзенизации. Дайка липаритового состава отчетливо пересекает ранние субсогласные тела кварц-полевошпат-мусковитовых пегматитов и секущие постметаморфические кварцевые жилки, но подвергается предрудному окварцеванию.

Процесс рудообразования, согласно предварительным данным, происходил в четыре стадии (рис. 54). Первая стадия минерализации, сопряженная с окварцеванием и серицитизацией вмещающих пород, выразилась в отложении кварца, сидерита, пирита и арсенопирита. Последние два минерала образуют вкрапленность в околорудно-измененных породах и входят в состав кварцевожильного выполнения. Ранний арсенопирит, наблюдающийся в гнездах или линзовидных скоплениях, практически не содержит золота.

Золотоносными явились две последующие стадии – золото-сульфидная и сульфоантимонидная. В первую из них, помимо жильного кварца, отло-

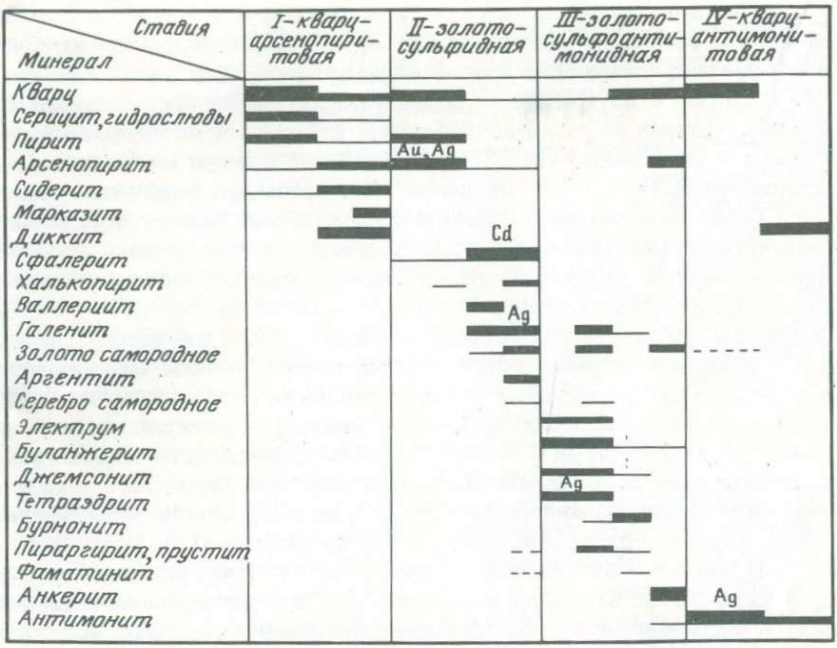


Рис. 54. Схема последовательности минералообразования месторождения Делита. Составлена Е.П. Малиновским и Х. Крамером с использованием данных [115]. Для отдельных генераций указаны характерные элементы-примеси

жились относительно мелкозернистый арсенопирит, пирит, несколько более поздние сфалерит, халькопирит, галенит. Золото, как отмечалось выше, частью связано с арсенопиритом, частью образует тонкую вкрапленность в жильном кварце (рис. 55). Пробность этого золота около 820.

Наибольший интерес представляет сульфоантимонидная стадия, в течение которой выделялись сульфоантимониды свинца, меди – буланжерит, джемсонит, бурнонит, серебра – пираргирит, полибазит, возможно и другие, а также блеклые руды, из которых определенно диагностирован тетраэдрит. В шлифах наблюдается интенсивное замещение сульфоантимонидами ранних сульфидов – сфалерита, арсенопирита (см. рис. 55,*б*). Участки замещения арсенопирита буланжеритом наиболее обогащены золотом этой стадии, как и выделения переотложенного короткостолбчатого арсенопирита в пористом кварц-анкеритовом агрегате, цементирующем более ранние образования данной стадии. Пробность такого золота составляет 845–860. Из минералов серебра отмечаются также электрум, аргентит.

Завершает процесс эндогенного минералообразования на месторождении кварц-антимонитовая стадия, возможно, сопровождавшаяся поздней серебряной минерализацией и аргиллизацией пород. Антимонит очень широко развит в центральной части месторождения, где он встречается в виде нескольких морфологических разностей – массивных темных мелкокристаллических кварц-антимонитовых срастаний, секущей сети прожилков с крупными кристаллами антимонита, в полостях выщелачивания, в виде радиально-лучистых агрегатов в раннем брекчированном кварце и др.

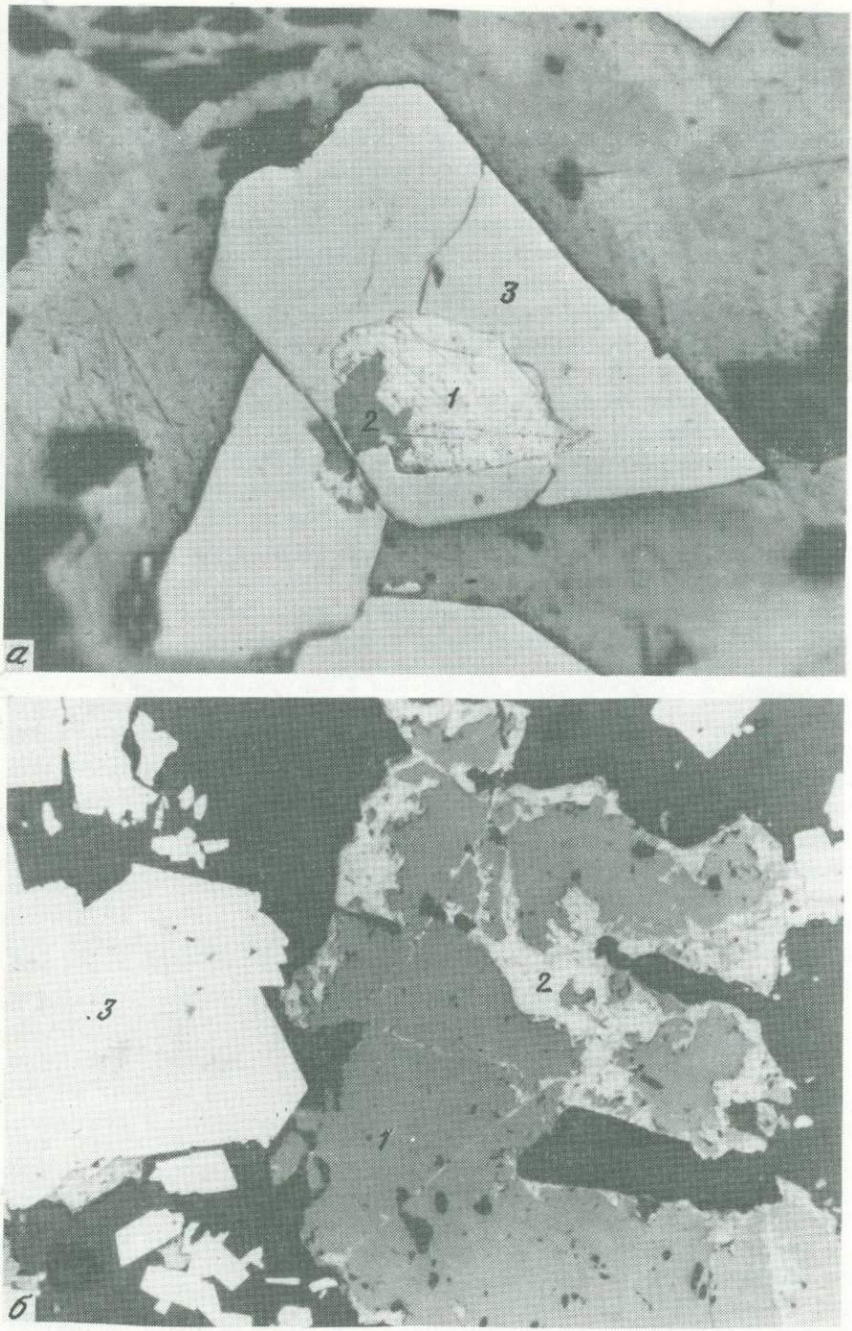


Рис. 55. Микрофотографии полированных шлифов из руд месторождения Делита

а – формы выделения золота (*1*) и прустита (*2*) в арсенопирите (*3*) среди джемсонита; *б* – замещение сфалерита (*1*) буланжеритом и джемсонитом (*2*); *3* – арсенопирит; черное – кварц

Геохимические особенности золото-серебряных руд Делиты прежде всего заключаются в постоянном высоком содержании мышьяка – вредной примеси, сильно ухудшающей технологические свойства концентрата. Концентрация сурьмы составляет 0,4%, примерно столько же в руде свинца, цинка около 0,15%. Лишь в отдельных пробах отмечается до 0,1% WO_3. Иногда устанавливаются примеси селена, теллура, кадмия.

В генетическом отношении месторождение Делита представляет собой средне-низкотемпературное гидротермальное месторождение малых глубин, возможно, парагенетически связанное с проявлениями посторогенного кислого магматизма. Благоприятной для рудоотложения, очевидно, явилась контрастная в химическом и физико-механическом отношениях вмещающая среда – переслаивание существенно кварцевых и слюдистых кристаллических сланцев с графит-слюдистыми. Рудные столбы в минерализованной зоне ориентированы либо вдоль линии пересечения главным рудоконтролирующим разломом области пологого контакта между графитовыми кварц-слюдистыми сланцами, либо по линии сопряжения с оперяющими разрывами. Золото-арсенопирит-кварцевая минерализация выявлена также около вольфрамового месторождения Лела. Эти проявления еще не изучены.

Жильные золото-кварцевые месторождения в основных и ультраосновных породах

Жильные золото-кварцевые проявления с сульфидами меди и железа в основных и ультраосновных породах встречаются в пределах обширного пояса, простирающегося от района Байя-Онда на западе Кубы до Агуас-Кларас в провинции Ольгин на востоке (см. рис. 2). В этом поясе золоторудные месторождения располагаются неравномерно, в виде протяженных узких зон и изометричных рудных узлов и полей. Отдельные месторождения здесь известны с прошлого века и в разное время эксплуатировались, вместе с тем изучены слабо. Эти месторождения характеризуются сходными особенностями геологического строения, локализации оруденения, минерального состава руд, а также последовательностью развития рудообразующих процессов.

Характерным элементом строения рассматриваемых месторождений являются обычно крупные жилы кварца, к которым приурочены основные концентрации сульфидов и золота. Оруденение развивается преимущественно на относительно небольших (несколько десятков метров) участках кварцевых жил и вмещающих их пород, подвергавшихся повторному дроблению в предрудный период.

По геологическому строению наиболее существенно различаются месторождения, приуроченные к крутопадающим и пологим разломам.

Примером первых может служить изучавшееся авторами месторождение Хобоси. Оно располагается в зоне крупного северо-западного разлома, падающего почти вертикально [13, 113]. Вмещающими породами здесь являются серпентинизированные перидотиты и более молодые диоритовые порфириты, вероятно, палеогенового возраста. В пределах месторождения широко развиты поздние маломощные дайки диабазов.

Разрывные нарушения представлены преимущественно системой про-

дольных (северо-западных) крутопадающих разрывов. В отдельных участках рудного поля распространены относительно мелкие, но важные поперечные (северо-восточные) и диагональные (субмеридиональные) разрывы, а также пологие нарушения, падающие преимущественно на юго-запад.

Золотоносные жилы кварца приурочены к наиболее крупному Центральному разлому. В зоне этого разлома наблюдаются четко выраженные глинистые швы, тектонические брекчии и милониты. Основные кварцевые жилы и зоны развития сульфидов располагаются на участке изгиба Центрального разлома и интенсивного развития поперечных и диагональных разрывов. Отдельные золотоносные жилы месторождения Хобоси прослеживаются по простиранию до 350 м и по падению до 200 м, а мощность их достигает 30 м. В зоне рудоконтролирующего разлома жилы развиты на протяжении более чем 2 км. Их слагает белый, обычно крупнокристаллический кварц. Внутри жил отмечаются многочисленные ксенолиты интенсивно измененных диоритовых порфиритов и в меньшей мере серпентинитов. Ксенолиты вмещающих пород имеют различные форму и размеры, значительно усложняют внутреннее строение жил и оказывают большое влияние на размещение сульфидного и золотого оруденения.

Рудные тела приурочены чаще всего к краевым зонам жил, реже располагаются в их внутренних частях, в местах пересечения жил разрывными нарушениями. Как в плане, так и в разрезе они разделены значительными безрудными интервалами. Рудные тела имеют обычно неправильную форму и небольшие размеры: протяженность по простиранию до 80 м, по падению – до 40–60 м и мощность – до нескольких метров. Они характеризуются сложным строением и неравномерным распределением меди и золота. Последние наиболее интенсивно развиваются на участках сопряжения и пересечения крутопадающих и пологих разрывных нарушений, а также в участках, насыщенных ксенолитами вмещающих пород.

Характерным примером локализации золотого оруденения в зонах пологих разломов и кварцевых жил является месторождение Сан-Хосе, расположенное в 10 км к северо-востоку от г. Санта-Клара также в центральной части золоторудного пояса [13]. Это месторождение слагают серпентинизированные перидотиты и габбро верхнего мела. В зоне контакта этих пород, превращенной в сложнопостроенный пологий разлом, располагаются интрузивы мелкозернистых диоритовых и диабазовых порфиритов, вероятно, эоценового возраста, которые, как и габбро, вмещают золотоносные жилы.

Разрывные нарушения месторождения Сан-Хосе весьма своеобразны. Они приурочены к пологопадающей зоне приконтактового дробления, возникшей, вероятно, в результате многократного выдавливания серпентинитов и представляющей собой, по существу, единый крупный разлом. Небольшие рудные тела этого месторождения приурочены главным образом к отдельным усложнениям (изгибам, раздувам, расщеплениям) рудоконтролирующих нарушений и характеризуются неправильной уплощенной формой и сложным внутренним строением. Они представлены сериями ветвящихся, чаще всего маломощных жил кварца с вкрапленностью и мелкими прожилками сульфидов с золотом. Последние локализованы преимущественно в зальбандах жил, а также вблизи них во вмещающих породах. Наиболее высокие концентрации халькопирита и золота наблю-

даются в ксенолитах вмещающих пород и в интенсивно раздробленных и измененных породах в висячем боку жил.

Рассмотренные сульфидно-кварцевые золоторудные месторождения характеризуются сходными минеральным составом руд и последовательностью развития минерализации. В рудных телах этих месторождений обычно развиты пирит, халькопирит, сфалерит, пирротин, борнит, галенит, а из жильных минералов – кварц и кальцит. Отмечены также валлериит (Сан-Хосе), герсдорфит (Педра-Барба). Золото свободное, ассоциирует с выделениями халькопирита, нередко встречается и в мономинеральных кварцевых агрегатах.

В зонах околожильного изменения пород наблюдаются хлорит, карбонаты, альбит, кварц и вторичные глинистые минералы.

Намечаются четыре стадии процесса минерализации. Вначале образовались зоны измененных пород и ранние жилы кварца с пиритом и халькопиритом. Декрепитация и гомогенизация раннего кварца показывают, что он формировался при температурах около 200–160° С. Затем в целом при более низких температурах (180–100° С) в течение двух последовательных стадий отлагались основные сульфидные ассоциации и золото. Процесс завершался образованием безрудных кварц-кальцитовых прожилков, содержащих переотложенные пирит, халькопирит и галенит. Температура их кристаллизации, по-видимому, ниже 120° С.

Геологическое положение и особенности строения сульфидно-кварцевых золоторудных месторождений свидетельствуют о том, что они формировались на глубинах около 1–1,5 км от поверхности, существовавшей в период рудоообразования [13]. Вертикальный размах оруденения, по-видимому, может достигать нескольких сот метров.

Малосульфидные золоторудные месторождения в лиственитах

Эти месторождения выделяются среди других преимущественным развитием тонкорассеянного золота среди интенсивно лиственитизированных, карбонатизированных ультраосновных и основных пород. Количество сульфидов (пирит, халькопирит, сфалерит и др.) в них незначительно. Такие месторождения и рудопроявления известны в центральной части золотоносного пояса Кубы давно, и многие из них отрабатывались (Дескансо, Мелонера, Маскота, Рио-Пьедра и др.). Они приурочены к серпентинитовому массиву Санта-Клара, но, вероятно, распространяются и за его пределы [13].

Важнейшим элементом строения названных месторождений являются зоны рассланцевания серпентинизированных ультрабазитов (рис. 56). В этих зонах, как правило, степень рассланцевания пород заметно уменьшается от центра к краевым частям. По простиранию рудоносные зоны нередко пересекаются поперечными и диагональными тектоническими швами и содержат блоки слабо рассланцованных пород. В зонах рассланцевания наблюдаются отдельные тела плотных перидотитов, габбро и диоритовых порфиритов, усиливающих неоднородность строения таких зон и неравномерность распределения в их пределах золотого оруденения.

Рудоносная тектоническая зона изучавшегося авторами месторождения Дескансо рассекает перидотиты и серпентиниты верхнего мела. Она ха-

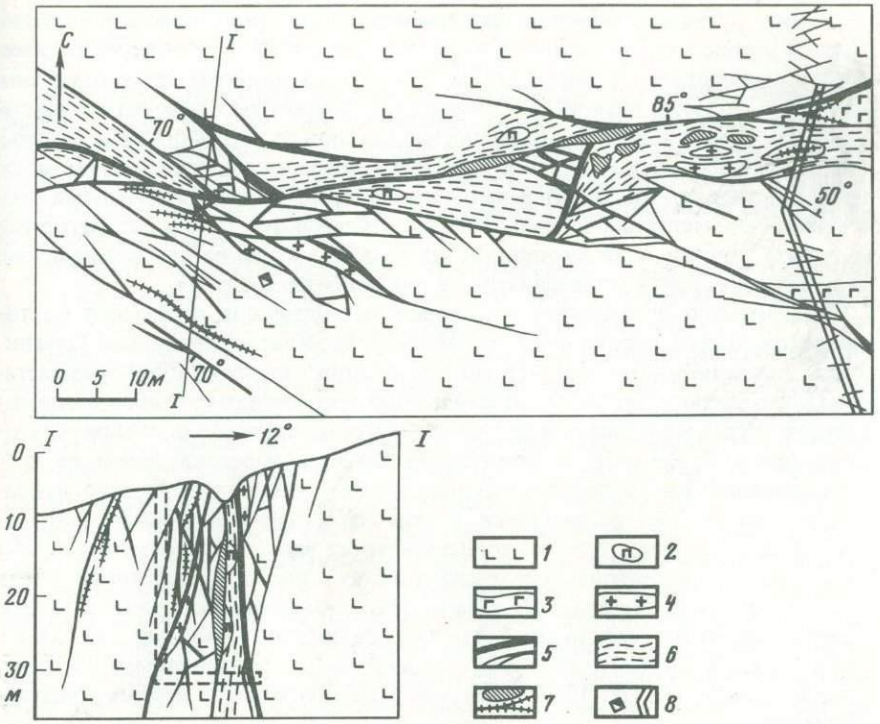


Рис. 56. Геологическая карта и разрез золоторудного месторождения Мелонера. Составлены А.Е. Толкуновым и Р. Кабрерой

1 – серпентиниты и перидотиты (K_2); *2* – будины плотных измененных пород; *3* – габбро-диориты (K_2); *4* – диоритовые порфириты (P?); *5* – разрывные нарушения; *6* – зона рассланцевания; *7* – кварц; *8* – горные выработки

рактеризуется большой (до 35 м) мощностью и сложным строением. В ее пределах развиты мелкие тектонические швы, системы трещин, полосы интенсивно рассланцованных пород и поздние дайко- и штокообразные интрузивы диоритовых порфиритов. Большая часть структурных элементов зоны, как и зона в целом, имеют северо-западное простирание и круто (под углами 70–85°) падают на юго-запад. На месторождении устанавливаются также пологие тектонические нарушения, определяющие этажность в локализации оруденения.

Рудные тела имеют неправильную форму и приурочены к участкам рудоносной зоны, отличающимся наиболее сложным геологическим строением. В пределах месторождения Дескансо выделяются три таких участка: западный, центральный и восточный [13]. Они характеризуются широким развитием диагональных и поперечных разрывов. Золоторудная минерализация наиболее интенсивно развита в узлах пересечения и сопряжения разрывов, в местах изменения их строения и изгибов по простиранию и падению.

Гидротермально-измененные породы могут быть отнесены к лиственитам. Они характеризуются широким развитием магнезиально-железистых карбонатов, серицита (и фуксита), хлорита, кварца, содержат также тальк,

магнетит, рутил. Сульфиды (пирит, халькопирит, реже сфалерит) наблюдаются в виде тонкорассеянной вкрапленности. В виде субмикроскопических вкрапленников, размер которых измеряется микрометрами, отмечаются золото и самородная медь. Обычно они приурочены к участкам наибольшего изменения пород (выщелачивания или окисления). Формы их выделений неправильные, но золото в жильных минералах иногда образует мельчайшие кристаллики. Пирит и халькопирит представлены отдельными обособлениями, метакристаллами. Иногда наблюдаются срастания магнетита и пирита, пирита и халькопирита, магнетита с рутилом или ильменитом. В целом сульфидная минерализация в рудах проявлена слабо.

Относительно повышенным количеством сульфидов отличается месторождение Потоси, находящееся в районе Агуас-Кларас, провинция Ольгин. Здесь золотоносные зоны лиственитов и хлорит-кварц-карбонатных метасоматитов располагаются среди интенсивно трещиноватых габбро и серпентинитов. Рудоконтролирующая трещиноватость связана с основной крутопадающей субширотной тектонической зоной и пересекающими ее субмеридиональными (поперечными) разрывами. Главное рудное тело, неправильное по форме, размещается в узле пересечения названных нарушений. В его пределах золото устанавливается как в относительно слабо измененных рассланцованных серпентинитах, так и в названных выше метасоматических породах. На общем фоне невысоких содержаний золота намечаются отдельные рудные столбы, связанные с зонами дробления с кварц-карбонатным цементом, отличающиеся повышенными количествами сульфидов (до 10–20% на участках площадью в первые квадратные метры).

Из сульфидов в этих участках наиболее распространен арсенопирит, тогда как для месторождения в целом обычна вкрапленность пирита. В рудных столбах отмечаются также пирротин, халькопирит, сфалерит. Пирротин, как и пирит, относятся к ранней золото-сульфидной ассоциации, а арсенопирит и халькопирит – к поздней. Из жильных минералов в состав последней входят халцедоновидный кварц и карбонаты. В участках развития этой ассоциации наблюдается видимое золото в зернах размерами в десятые доли миллиметра.

Можно предполагать, что на месторождении Потоси проявилась различная по природе золоторудная минерализация. Ранняя, связанная с рассеянным пиритом, как и на месторождении Дескансо, возможно, образовалась за счет переотложения золота, заключенного в ультрабазитах, при их тектонической и гидротермальной переработке. Простота и однообразие сульфидных ассоциаций, связь их с породообразующими магнетитом, ильменитом указывают на такую возможность.

Обогащенные участки (рудные столбы), устанавливаемые на рассмотренных месторождениях, особенно четко на месторождении Потоси, очевидно, формировались при привносе золота из глубинных источников. В этих участках золотоносные минеральные ассоциации сходны с продуктивными ассоциациями месторождений, залегающих среди вулканитов. Вулканические образования, в том числе субвулканические тела риолито-дацитового состава, известны в районе Агуас-Кларас. Золоторудные проявления, свойственные подобным районам, рассматриваются ниже.

Прожилково-вкрапленные золоторудные месторождения в вулканогенных породах

Такие месторождения широко распространены в рудном районе Лас-Вильяс среди вулканогенно-осадочных пород мелового возраста [13]. Одни из них локализованы в стратифицированных толщах вулканитов и терригенных пород (рудное поле Кумбре), другие приурочены к жерловым и субвулканическим телам, к поздним гипабиссальным интрузивам и дайкам (Санта-Роза, Гуякан, Яя и др.).

Минеральный состав руд этих месторождений и последовательность развития гидротермальных процессов в их пределах являются близкими, но они значительно различаются по геологическому строению [13].

Медное оруденение с золотом в рудном поле Кумбре вмещают пологопадающие слоистые вулканиты, чередующиеся в разрезе с туфогенными песчаниками и алевролитами. На особенности строения рудовмещающих разрывов и условия локализации оруденения здесь наибольшее влияние оказывает положение в разрезе горизонтов пористых пирокластических пород, благоприятных для локализации оруденения, и геологических экранов – покровов и силлов плотных вулканических пород, а также крупных согласных нарушений. Строение рудовмещающих разрывных нарушений зональное. В локализации оруденения часто наблюдается отчетливая этажность с преимущественным развитием рудной минерализации на определенных уровнях геологического разреза. Рудные тела нередко имеют крупные (многие сотни метров) размеры, сложную линзо- и пластообразную форму и относительно простое внутреннее строение. Для их руд характерны прожилковые и вкрапленные текстуры и достаточно равномерное распределение меди и золота.

Месторождение Гуякан приурочено к субвулканическим и жерловым фациям андезито-дацитов и их лавобрекчий. Морфология рудных тел и условия локализации оруденения таких месторождений в значительной мере определяются формой залегания, внутренним строением субвулканических и жерловых фаций, а нередко еще и особенностями строения и залегания вмещающих их вулканогенно-осадочных пород [13].

Рудные тела обычно имеют небольшие размеры и сложную трубо- и линзовидную форму и крутое падение в соответствии с падением вмещающих субвулканических и жерловых тел. Протяженность их по падению обычно в 2–3 раза больше, чем по простиранию. Вместе с тем на особенности локализации оруденения нередко большое влияние оказывают пологие разрывы. В рудных телах оруденение распределяется неравномерно. В их пределах выделяются разнообразные по форме и размерам безрудные или слабо рудоносные блоки пород. Наиболее богатые рудные концентрации приурочены к участкам усложнения формы и строения субвулканических и жерловых тел, к местам нахождения ксенолитов, изменения элементов залегания и строения рудовмещающих разрывных нарушений и участкам развития благоприятных по составу пород.

В районе Гуаймаро (провинция Камагуэй), расположенном в 300 км восточнее рудного района Лас-Вильяс, выявлена другая зона развития прожилковых золоторудных месторождений. Здесь известны месторождения Флоренсия и рудопроявления в районе Хобабо. Лучше других изучено

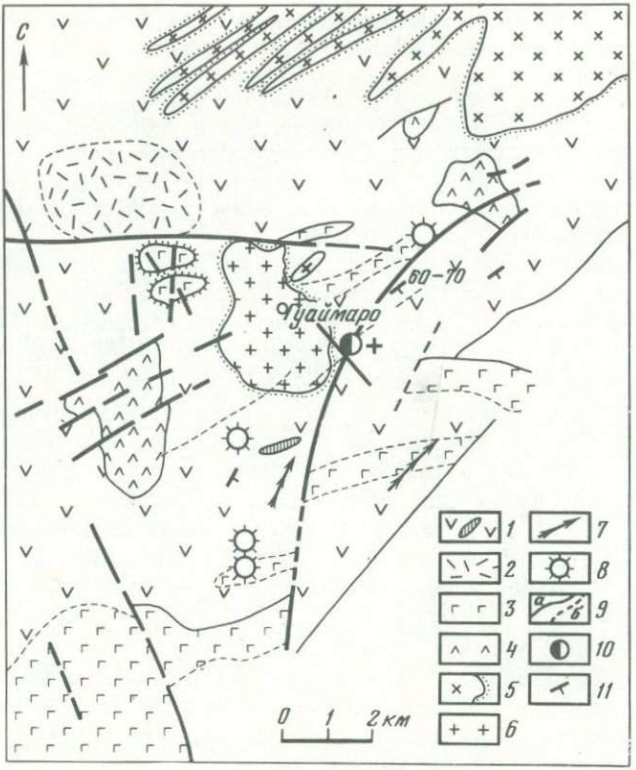


Рис. 57. Схема геологического строения района месторождения Флоренсия, Гуаймаро. Составлена с использованием данных геологического картирования М. Итурральде, Д. Чунева, Р. Кабреры и др. [120]

1 – трахибазальты и их кластолавы, андезито-базальты с пропластками известняков ($K_1^a - K_2^c$); *2* – дациты (K_2); *3* – силлы базальтов ($K_1^a - K_2^c$); *4* – трахиандезиты (K_2); *5* – гранодиориты, кварцево-диоритовые порфириты с активными контактами (K_2); *6* – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты (K_2); *7* – дайки диоритовых порфиритов (K_2); *8* – некки базальтов (K_1); *9* – главные разломы, установленные (*а*) и предполагаемые (*б*); *10* – месторождение Флоренсия; *11* – элементы залегания слоистости

месторождение Флоренсия, находящееся в 2 км к юго-востоку от г. Гуаймаро (рис. 57).

Вмещающие породы месторождения Флоренсия представлены преимущественно эффузивами, по составу отвечающими трахибазальтам и андезито-базальтам и входящим в формацию Гуаймаро альб-туронского возраста [32]. На участке месторождения развиты покровы кластолав и лавобрекчий с небольшими прослоями туфов и линзами известняка. Падение всех пород восточное и северо-восточное под углами 35–45, реже до 60°. Данная толща пересечена штоком гранодиорита и кварцевого диорита позднемелового возраста, а также многочисленными более молодыми дайками диоритов и гранит-порфиров. Все упомянутые породы в пределах месторождения претерпели интенсивные изменения (пропилитизацию, окварцевание, серицитизацию).

Главная рудоконтролирующая тектоническая зона имеет северо-восточ-

ное простирание с падением на юго-восток под углом 60°. Она осложнена относительно небольшими разрывами различных направлений. Эта зона сыграла решающую роль в локализации оруденения. Породы в ее пределах подверглись сильному гидротермальному изменению, насыщены прожилками и вкрапленностью пирита, кварца, карбонатов и сульфидов. По простиранию зона прослежена более чем на 1000 м при мощности 30–40 м. Северо-восточнее ее намечается вторая подобная зона протяженностью до 200 м.

Рудные тела представляют собой отдельные интервалы зоны, наиболее обогащенные прожилково-вкрапленной золотоносной минерализацией, по форме напоминающие неправильные линзы. Размеры таких линз постоянны – до нескольких десятков метров в длину и мощностью 1–1,4 м. Наиболее мощные и богатые рудные линзы совпадают с зонами повышенной трещиноватости и интенсивного дробления вмещающих пород. Текстуры руд прожилково-вкрапленные, реже массивные, иногда с гнездами рудных или нерудных минералов. Минеральный состав руд характеризуется наличием пирита, халькопирита, галенита, сфалерита, комковатых включений и тонких пленок золота и серебра. Нерудные минералы: хлорит, эпидот, цеолиты, альбит, кварц, кальцит, актинолит. Среди рудных минералов отмечается и шеелит [8], причем содержание WO_3 в рудах достигает 0,15%.

Пирит, халькопирит и кварц представлены несколькими генерациями, входящими в состав различных минеральных ассоциаций. Золото встречается в кварце и в сульфидах. Оно кристаллизовалось после халькопирита и пирита в микротрещинах в их пределах. Золото обнаруживается также в составе пирита поздних генераций. В кальците оно находится в виде мельчайших включений, а иногда и в виде теллуридов (калаверит). Распределение золота в минерализованной зоне неравномерное. В целом повышенные содержания золота чаще отмечаются в осевых частях рудных тел.

Южнее Флоренсии, в секторе Хобабо, известно несколько других месторождений и проявлений золота. Ранее некоторые из них разрабатывались (месторождения Голден-Хилл, Маклама, Айрон-Хилл, Ла-Хеорхина и др.). Они залегают в вулканогенных породах андезитового, дацитового и риолитового состава. Здесь известны и выходы гранитных тел. Среди вулканитов находятся осадочные породы, в том числе карбонатные. Золотоносными являются сульфидно-кварцевые жилы, претерпевшие интенсивное окисление, зоны прожилково-вкрапленной минерализации, подобные развитым на месторождении Флоренсия, а также скарнированные породы в участках нахождения известняков среди вулканитов. Последние в некоторых местах, очевидно, представлены силлами андезитов, дацитов. Характерны слабое развитие медной минерализации, присутствие в жилах гематита. Гематит вместе с редким пиритом обычен в рудоносных скарнах и скарноидах. Здесь он ассоциирует с карбонатом, эпидотом, гранатом.

Севернее района Хобабо, в секторе Эль-Аура, близ пос. Манати, золото фиксируется в окисленных рудных зонах с повышенными содержаниями меди. Оруденение здесь установлено в кислых вулканитах (дацитах, риолитах) формации Каобилья кампанского возраста [13]. Процесс минерализации на месторождении Эль-Аура проявился весьма интенсивно. Здесь широко развиты кварц-карбонатные прожилки и зоны брекчий с цементом

того же состава, зоны кварцевых и каолиновых метасоматитов и жилообразные тела, выполненные халцедоном.

Рудные минералы распределены неравномерно. В кварц-карбонатных окисленных рудах в основном развит халькозин, а с халцедоном ассоциируют ковеллин-халькопирит-пиритовые агрегаты, сходные с наблюдающимися в типичных колчеданных рудах. Эти агрегаты имеют массивную и полосчатые текстуры. Полосчатые, фестончатые, жеодовые текстуры характерны и для агрегатов халцедона. Под микроскопом в рудах "колчеданного" типа выявлены мелкие зерна блеклых руд. Тонкорассеянное золото свойственно как кварц-карбонатным, так и сульфидно-халцедоновым рудам. Однако здесь возможно нахождение и бонанцевого оруденения.

В целом отмеченные участки с золото-сульфидной, главным образом прожилково-вкрапленной, минерализацией изучены недостаточно и, возможно, относятся к различным структурно-морфологическим и минеральным типам. Общим для этих золотоносных участков является локализация рудных зон в сильно тектонически нарушенных породах. Устанавливается отчетливая связь проявлений золота с зонами гидротермальных изменений, местами образующих поля вторичных кварцитов, и наличием сульфидной минерализации (меди, свинца, цинка), образующей обширные первичные геохимические ореолы, которые можно использовать как поисковый признак.

Отчетливо выделяется группа золоторудных месторождений с существенной медной минерализацией, которые характеризуются наиболее сложным минеральным составом руд. Среди первичных рудных минералов широко распространены пирит, халькопирит, борнит, арсенопирит, сфалерит, галенит, отмечаются блеклые руды, аргентит. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, баритом и серицитом. Золото в виде тонких включений рассеяно в кварце, барите и сульфидах. В жильных минералах оно концентрируется в местах скопления сульфидов и на границах зерен кварца и барита. В сульфидах оно отмечается в их раздробленных участках или на контакте пирита и арсенопирита.

Вблизи рудных тел проявлена интенсивная пропилитизация вмещающих пород с отчетливо выраженной кварц-серицитовой внутренней зоной [13].

Пространственно-возрастные соотношения различных минеральных ассоциаций показывают, что процесс формирования этих месторождений был длительным и прерывистым и может быть разделен на четыре стадии минералообразования. В первую стадию формировались зоны измененных пород, ранние мощные жилы кварца, пирит и халькопирит (I генерации). Пирит здесь нередко образует мощные линзы и жилы. Во вторую стадию образовались мелкие жилы и прожилки кварца, кальцита и основные рудные минералы: золотоносный пирит (II и III генераций), арсенопирит, сфалерит, золото и др. В третью стадию возникли существенно кварцевые, кварц-карбонатные и баритовые жилы с пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, блеклой рудой, самородным серебром и золотом. В четвертую, послерудную стадию образовались жилы и прожилки кварца и кальцита.

Декрепитация и гомогенизация отдельных минералов различных стадий минерализации свидетельствуют о том, что температура формирования месторождений изменялась, скорее всего, от 250 до 100°С.

Как показывают палеовулканические реконструкции, рассматриваемые месторождения формировались на глубине около 1000 м от поверхности, существовавшей в период рудообразования. Среди них могут быть месторождения с существенным вертикальным размахом оруденения (до нескольких сот метров).

Золото и серебро как попутные компоненты руд

Золото и серебро в виде примеси входят в состав руд многих сульфидных месторождений меди, свинца и цинка, причем иногда их содержание достигает такого значения, что становится выгодным промышленное извлечение. Для кубинских месторождений систематические данные в этом отношении отсутствуют. Недостаточны и минералогические исследования по золотоносности руд сульфидных месторождений.

В целом уровень содержания благородных металлов в медных и полиметаллических сульфидных рудах Кубы определяется не только генетическим типом и ведущей рудной минеральной ассоциацией, но и пространственным положением в региональной структуре острова, а возможно, и составом вмещающих пород. Так, относительно обогащены золотом и серебром многие сульфидные месторождения Западной Кубы, как жильные медные, так и пластовые пирит-полиметаллические, залегающие в терригенной толще юры–мела. Собственно золотые месторождения здесь отсутствуют.

Иная картина отмечается для центральной и восточной частей Кубы: практически все сульфидные месторождения здесь отличаются отсутствием золота и пониженными содержаниями серебра, но зато в тех же рудных районах устанавливаются многочисленные, правда, мелкие собственные месторождения и проявления золота, иногда с медью. Независимо от генетических и морфологических особенностей сульфидных месторождений содержание серебра в рудах составляет 2–10 г/т, лишь изредка повышается до 30 г/т (месторождение Элексион, проявление Туркино и некоторые другие).

В Западной Кубе самые высокие содержания золота отмечаются для халькопиритовых месторождений, залегающих в вулканогенных породах (Буэна-Виста, Хукаро – 2–5 г/т), а также для пластообразных пиритовых залежей с наложенной халькопиритовой минерализацией (месторождение Моно – порядка 0,4 г/т, до 2,5 г/т, рудное тело 70, Матаамбре – около 0,7 г/т) и некоторых жильных кварц-халькопиритовых месторождений (Франсиско – отдельные пробы до 60 г/т). Золото на всех этих месторождениях наряду со скрытыми формами встречается и в самородном виде – в трещинках среди раннего пирита, часто в ассоциации с минералами меди или с блеклыми рудами.

Серебро в сульфидных месторождениях Западной Кубы распространено более широко. В большинстве пиритовых залежей свинцово-цинковых месторождений его содержание выше 20 г/т, иногда оно достигает 60 г/т (Санта-Люсия, Лола, Мерседес и др.), а для месторождений Ниевес, Дора – может превышать 100 г/т. Если обычно на свинцово-цинковых месторождениях серебро входит в состав галенита, то на отдельных участках медно-

пиритовых прожилково-вкрапленных руд месторождения Ниевес устанавливаются также самородное серебро и штернбергит [88].

Исследование закономерностей распределения золота и серебра как возможных попутно извлекаемых компонентов руд сульфидных месторождений Кубы требует значительно большего внимания геологов и технологов.

Таким образом, золотая и золото-серебряная эндогенная минерализация на территории Кубы проявлялась в различных геологических условиях – при тектоно-магматической активизации консолидированных массивов (Делита), при подновлении разломов глубокого заложения, контролирующих размещение массивов ультраосновных пород (Хобоси, Дескансо, Потоси), в активных палеовулканических узлах (Флоренсия, Эль-Аура и др.). Геологическая позиция оруденения указанных месторождений, их определенные минералого-геохимические особенности свидетельствуют о различной природе золотоносных (и сереброносных) гидротермальных растворов – о вероятной их связи как с магматическими, так и с внемагматическими источниками.

По условиям локализации золотого оруденения отчетливо различаются среднеглубинные (Хобоси, Дескансо. Флоренсия) и малоглубинные (Делита, Эль-Аура) месторождения. Степень эрозии золотоносных площадей неодинаковая, в ряде районов, очевидно, незначительная, что определяет возможности нахождения здесь скрытого оруденения (провинции о-ва Хувентуд, Ольгин).

Расширение и углубление исследований по проблеме золотоносности Кубы приведет, как нам кажется, к новым интересным открытиям. Здесь возможно выявление и новых типов золотого и серебряного оруденения, подобных развитым в других окраинно-континентальных и островодужных вулканических поясах.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОЛЬФРАМА

Вольфрамовая минерализация на Кубе представлена немногочисленными шеелитовыми рудопроявлениями и одним ферберитовым месторождением. Шеелитовая минерализация связана с верхнемеловым гранитоидным магматизмом. Самостоятельного значения она не имеет и практический интерес может представлять только на некоторых золоторудных месторождениях Центральной и Восточной Кубы. Например, на месторождении Флоренсия (провинция Камагуэй) содержание трехокиси вольфрама в золотых рудах достигает 0,15%. Повышенные концентрации шеелита отмечаются для некоторых габбро-диоритовых тел в пределах медных месторождений запада Кубы.

Единственное известное в настоящее время ферберитовое месторождение Лела (Сиґуанеа) находится на о-ве Хувентуд. Оно было открыто в начале XX в., в 20-х годах разведывалось, а с 1939 по 1944 г. отрабатывалось американской компанией. На нем пройдена шахта с двумя горизонтами и несколько небольших штолен. В настоящее время на месторождении возобновлены буровые оценочные работы. Американские геологи оставили наиболее полную публикацию по месторождению [99], которая наряду с некоторыми другими [8] и нашими данными использована в его описании.

Месторождение Лела располагается в области развития домеловых мета-

морфических пород (предположительно нижне-среднеюрского возраста [47]). Непосредственно на месторождении они представлены главным образом графит-слюдистыми сланцами (внизу) и пачкой переслаивания серицит-кварцевых, мусковит-плагиоклаз-кварцевых сланцев и кварцитов (наверху). Сланцеватость–слоистость всех этих пород залегает довольно спокойно при пологом падении (15–35°) к западу или югу соответственно южному замыканию региональной куполообразной антиформы, чаще, вслед за И. Гарапко и др., называемой антиклиналью Виктория. На северном замыкании той же структуры находится золотое месторождение Делита (см. рис. 53).

Дометаморфическая структура вмещающих пород была более сложной, поскольку на площади месторождения устанавливаются шарниры пологих изоклинальных складок по меньшей мере двух этапов, как это отмечалось М.Л. Соминым и Г. Мильяном [47] для всего о-ва Хувентуд. Линия периклинального изгиба шарнира сланцеватости–слоистости, найденная статистически для площади месторождения, имеет азимут 26°, наклон на юго-запад под углом 22° и отражает третий, самый молодой, этап субплатформенной складчатости. С этим этапом деформации связано формирование наиболее характерных разрывных нарушений, вмещающих основные рудные жилы, зоны ожелезненной брекчии, а также серию предрудных и внутрирудных субвулканических даек.

Непосредственно на участке месторождения Лела такие дайки развиты несравненно шире, чем в окружающем районе. Чаще всего встречаются предрудные дайки кварц-полевошпатовых порфиров с крупными вкрапленниками ортоклаза и кварца, часто и биотита. Форма этих даек обычно сложная, реже плитообразная; мощность достигает 10–20 м. Во многих случаях они вмещают зоны турмалинизации с ферберитом, реже кварц-турмалиновые жилы. Более редкие и маломощные дайки риолитовых порфиров отчетливо пересекают зоны турмалинизации и кварц-турмалиновые жилы с ферберитом, хотя сами подвергаются довольно сильной аргиллитизации.

В последние годы буровыми скважинами и на поверхности были выявлены маломощные дайки необычных меланократовых пород типа субщелочного габбро-диорита с обильной вкрапленностью пирротина и иногда с оплавленными включениями кварца. Эти дайки имеют сложные соотношения с поздней пирротиновой минерализацией и, по-видимому, завершают процесс магматической деятельности на месторождении. Возраст ее, скорее всего, палеогеновый, о чем могут свидетельствовать наличие обломков меловых андезитов в кварц-полевошпатовых порфирах, приуроченность даек к постметаморфическим разрывам и определения абсолютного возраста регионального метаморфизма (по разным определениям – самый конец мела, 80–70 млн. лет) и даек (неопубликованные данные О. Египко и др. – 60–68 млн. лет). Пока трудно сказать, представляет ли выявленная для месторождения последовательность внедрения даек развитие одного магматического комплекса (от более кислых к основным), но некоторые основания для такого предположения есть.

Вдоль всего юго-западного крыла антиклинали Виктория отчетливо дешифрируется разлом северо-западного простирания, который предположительно контролирует размещение вольфрамового и золото-сурьмяного

оруденения (см. рис. 53). Основные рудовмещающие или минерализованные разрывы месторождения Лела сопряжены с этим разломом. Такие разрывы имеют преимущественную северо-восточную ориентировку с падением на восток либо на запад. Статистическая линия пересечения минерализованных разрывов совпадает с пространственным положением линии шарнира сланцеватости–слоистости вмещающих пород. Таким образом, эти разрывы должны были возникнуть или активизироваться при орогенной перестройке территории в палеогене. По типу движения некоторые более изученные рудовмещающие разрывы представляют собой левосторонние сдвиги или сбросо-сдвиги.

На участке месторождения процессы минералообразования развивались длительное время. Наиболее ранними оказываются иногда довольно обильные субсогласные пегматитовые тела, сложенные полевым шпатом и кварцем и часто содержащие мусковит и черный железистый турмалин (шерл). Ранними, додайковыми являются также безрудные жилоподобные тела массивного кварца, иногда тоже включающие черный турмалин.

Вольфрамовая минерализация сформировалась после внедрения даек кварц-полевошпатовых порфиров. Главный рудный минерал – ферберит (железистый член ряда вольфрамита–железо-марганцевых вольфраматов) в виде незначительной примеси присутствует в различных гидротермальных образованиях – зонах окварцевания и турмалинизации слюдистых сланцев или кварц-полевошпатовых порфиров, телах турмалиновых и окварцованных брекчий, но промышленную ценность имеют лишь его концентрации (вместе с вольфраматом кальция – шеелитом) в кварц-турмалиновых жилах северо-восточного простирания. Шеелит устанавливается и в более поздних сульфидных (пирротин-халькопиритовых с карбонатом и кварцем) жилках или прожилковых зонах.

Турмалинизированные породы на месторождении Лела слагают неправильные тела, часто не связанные с жилами. Турмалин в них темно-зеленый, реже – бурый. Содержание трехокиси вольфрама в телах турмалинизированных пород неправильной формы обычно непромышленное, но оно повышается на тех участках, где турмалинизация следует вдоль хорошо разработанных разрывов сколового типа. Тела турмалинизированной и окварцованной брекчии имеют вид небольших даек сложной формы с резкими контактами, мощность их до нескольких десятков сантиметров. Здесь ферберит в виде мелких выделений входит в состав цементирующей массы. Наиболее широко процессы турмалинизации проявлены в центральной, морфологически возвышенной части месторождения, на площади наибольшего сгущения даек кварц-полевошпатовых порфиров. Некоторые геологи неправильно отождествляют их с турмалиновыми грейзенами, но это образования относительно низкотемпературные. Кварцевая составляющая турмалиновых метасоматитов, особенно в телах брекчий, часто представлена халцедоном.

Число кварц-турмалиновых жил с видимым ферберитом на месторождении превышает 50, но промышленные содержания трехокиси вольфрама достигаются далеко не во всех. Мощность жил крайне непостоянная – от нескольких сантиметров до 1,5 м и более в раздувах. Протяженность большинства жил измеряется десятками метров, хотя отдельные жильные рудные тела, приуроченные к четко выраженным сдвигам или сбросо-

сдвигам, удается проследить на расстоянии до 400–500 м. Подземными горными выработками несколько жил разведано на глубину до 60 м, но отдельные пересечения рудных интервалов в поисково-разведочных скважинах отмечаются до глубины 200 м.

Большинство жил при северо-восточном (азимут 15–25°) простирании падает на запад под углами 75–65°, причем с приближением к восточному флангу месторождения падение жил становится все более пологим (до 50°). Отдельные протяженные жилы кварц-турмалинового состава, зоны турмалинизации и ожелезненные брекчиевые тела в западной и центральной частях месторождения характеризуются обратным, западным падением.

Минералогия месторождения Лела изучена пока недостаточно. Помимо ферберита и шеелита, из рудных минералов здесь отмечаются арсенопирит, пирит, халькопирит, пирротин, висмутовые минералы, антимонит, золото, гематит; из нерудных минералов, кроме широко распространенных кварца и турмалина, развиты кальцит, сидерит, хлорит, глинистые минералы.

Главный рудных минерал – ферберит, судя по имеющимся химическим анализам, содержит около 6–10% гюбнеритовой (марганцовистой) составляющей. Он образует мелкие кристаллические выделения в турмалинизированных породах и более крупные (до нескольких сантиметров) кристаллы в кварцевых жилах и окварцованных брекчиях, распределенные крайне неравномерно. В случае наложения более поздней сульфидной минерализации с карбонатами и розовато-бурым турмалином ферберит замещается шеелитом, иногда почти полностью. Такой шеелит образует псевдоморфные выделения неоднородного внутреннего строения – с многочисленными мельчайшими реликтами ферберита и неравномерным бело-голубым свечением в ультрафиолетовых лучах.

Ассоциация сульфидных минералов, за исключением, может быть, пирита, в какой-то мере пространственно разобщена от кварц-турмалин-ферберитовой, но во многих местах отчетливо на нее накладывается. Пирротин, тесно связанный с поздними дайками габбро-диоритов, иногда образует самостоятельные залежи, согласные со сланцеватостью–слоистостью вмещающих графит-слюдистых сланцев, дает обильную (до 10–15%) вкрапленность в габбро-диоритах, а также довольно широко распространен в виде самостоятельных или с халькопиритом прожилках на нижних горизонтах месторождения. Многие прожилки пирротина ясно пересекаются маломощными дайками габбро-диорита.

Ближе к поверхности наблюдается очень широкое распространение гематитизации – как в виде прожилков крупнокристаллического гематита – спекулярита, так и в цементе брекчиевых зон, мощность которых может составлять 10 м и более.

Устанавливается несколько генераций кварца рудных ассоциаций. В кварц-турмалиновых жилах он белый, массивный, редко полосчатый, а чаще брекчиевидной текстуры. В последнем случае цементом служит сливной мелкозернистый кварц или халцедон. Характерно для месторождения и наличие нескольких генераций турмалина. Турмалин метаморфогенных пегматитов и ранних кварцевых тел черный, железистый. Вольфрамовую минерализацию сопровождает черно-зеленый и бурый турмалин, в завершение процесса сменяющийся розовато-бурым, часто спутанно-игольчатым или мелкокристаллическим дравитом.

С поверхности руды месторождения сильно окислены: по главным разломам и брекчиевым минерализованным зонам наблюдаются мощные зоны лимонитизации. Ферберит при этом сохраняется лишь в плотном кварцевом жильном выполнении, а по трещинам и в пористых гидротермально-измененных породах практически нацело замещается гидроокислами железа или выщелачивается; желтые вольфрамовые охры наблюдаются довольно редко.

По своему генезису месторождение Лела более всего напоминает широко распространенные, почти всегда небольшие средне-низкотемпературные ферберит-антимонитовые месторождения, ассоциирующие с близповерхностными дайками разного состава. Своеобразие месторождения заключается в широком развитии турмалина. По-видимому, здесь сказывается унаследованность проявления боровой геохимической специализации участка месторождения от более ранней метаморфогенной минерализации. Антимонит на месторождении тоже практически отсутствует, но он в обилии развит на соседнем золото-серебряном месторождении Делита. По многим другим геологическим и минералогическим признакам месторождение Лела однотипно третичным ферберитовым месторождениям областей ларамийской складчатости или тектоно-магматической активизации Северо-Американских Кордильер.

Возможные дальнейшие перспективы месторождения позволит оценить осуществляемое в настоящее время поисково-разведочное бурение. По нашему мнению, Лела может оказаться объектом старательской разработки, если не будет установлена промышленная рудоносность мощных минерализованных зон дробления и брекчирования на глубине. Особое внимание следует уделить поискам более древнего стратиформного шеелитового оруденения в сланцевой толще. Поскольку шеелит является визуально трудноопределимым минералом, при разведке и изучении месторождения совершенно необходимо использование люминесцентных ламп.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРГАНЦА

Марганцевые месторождения на Кубе известны с конца XIX в.; тогда же на юге и в центральной части восточных провинций началась выборочная их эксплуатация. В настоящее время тот же район по-прежнему представляется наиболее перспективным, хотя многочисленные рудопроявления и небольшие месторождения выявлены в провинциях Лас-Вильяс, Пинар-дель-Рио и на о-ве Хувентуд.

Самые крупные и лучше других изученные месторождения марганца приурочены к вулканогенно-осадочной толще палеогеновой островной дуги, точнее, к северному крылу антиклинория Сьерра-Маэстра и зоне сочленения его с Восточно-Кубинским синклинорием. Менее известны относительно небольшие месторождения в юрских–нижнемеловых отложениях зоны Пласетас (район Сьенфуэгос в провинции Вилья-Клара). Вне указанных регионов встречаются лишь небольшие проявления или просто скопления окисных марганцевых руд (провинция Пинар-дель-Рио и о-в Хувентуд).

Для марганцевых месторождения Восточной Кубы и провинции Вилья-Клара достаточно надежно установлены минеральные ассоциации и гене-

тический тип, а также роль геологоструктурных факторов в их формировании. Установлено, что месторождения Восточной Кубы тесно связаны с конечным этапом развития палеогеновой вулканической дуги, а в центральных провинциях Кубы – с карбонатно-кремнисто-глинистыми отложениями верхней юры–нижнего мела. Существенно различаются руды и по минеральному составу. Кубинские марганцевые руды представлены главным образом двумя рудными ассоциациями: 1) тодорокит-пиролюзит-кремнистой; 2) псиломелан-пиролюзит-кремнистой; им соответствуют два генетических типа месторождений – гидротермально-метасоматический и осадочный.

Гидротермально-метасоматические месторождения марганца Восточной Кубы наиболее детально исследованы Е.А. Соколовой и др. [44–46, 106]. Геологическая позиция осадочных марганцевых месторождений центрального региона недавно исследовалась Р. Кабрерой. Приводимое ниже краткое описание месторождения в основном базируется на упомянутых материалах.

Тодорокит-пиролюзит-кремнистая рудная ассоциация

Пока месторождения данной рудной ассоциации известны только в вулканогенно-осадочных породах формации Эль-Кобре, развитых преимущественно в горах Сьерра-Маэстра на территории провинций Сантьяго-де-Куба и Гранма. Формация сложена в основном вулканогенно-обломочными, эффузивными, эффузивно-пирокластическими, осадочно-пирокластическими и осадочными породами с подчиненной ролью известняков и кремнистых образований.

Эффузивы по составу могут меняться от базальтов до липаритов, но преобладают андезиты и базальтовые порфириты. Эти породы слагают отдельные покровы мощностью в несколько метров, которые по простиранию могут смениться агломератами и лавобрекчиями. Часто встречаются субвулканические тела, представляющие собой корни эффузивных покровов. Кластические фации эффузивов образуют покровы лавобрекчии и вулканической брекчии. Осадочно-пирокластические породы (тефроиды) образованы за счет окатанного, нелитифицированного пирокластического материала. При обогащении таких пород терригенным материалом они переходят в туффиты и вулканомиктовые осадочные породы. Пирокластическими образованиями сложены литокластические, витрокластические и кристалло-витрокластические туфы различного гранулометрического состава. Среди этих пород встречаются вулканомиктовые осадки с карбонатным цементом, содержащим иногда фаунистические остатки. Осадочные породы представлены вулканомиктовыми песчаниками, детритовыми и детритокластическими известняками. Они слагают небольшие линзы среди вулканогенных пород и отдельные пласты в верхней части разреза (известняки Чарко-Редондо).

Перечисленные породы прорываются штокообразными телами и более крупными массивами гранодиоритов, диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, в свою очередь, пересекаемыми многочисленными поздними дайками [24]. Наибольший интерес в отношении марганценосности представляют тонкозернистые пирокластические породы, вулканомиктовые породы и в меньшей степени осадочные образования.

Видимая мощность формации Эль-Кобре составляет примерно 5 км. Возраст ее, уточненный по самым последним данным, определен как палеоцен-среднеэоценовый.

Литологические фации, присутствующие в разрезе формации Эль-Кобре, позволяют утверждать, что значительная часть осадков образовалась в морских условиях. В то же время, согласно Н.П. Лаверову и Р. Кабрере [24], имеются свидетельства эрозионных процессов, происходивших над уровнем моря; наличие игнимбритов также говорит о субаэральном образовании определенной части эффузивов. Формирование рассматриваемых отложений во время активной вулканической деятельности (палеоцен-эоценовой) зависит от расположения данного участка относительно центра вулканизма. Образование пород различного типа обусловливается также изменением состава вулканических выбросов во времени, условиями осаждения и тектоникой. Характер разреза указывает на то, что в самом конце формирования толщи происходило чисто осадочное отложение пород в относительно стабильных тектонических условиях. Данный вывод еще раз подтверждает заключение (см. главу I) о формировании вулканогенно-осадочных и интрузивных пород Ориенте в обстановке становления и развития островной дуги.

Положение марганцевых руд в разрезе формации Эль-Кобре

Пласты окислов марганца в основном приурочены к самым верхам разреза данной формации (рис. 58), что отмечается для более крупных месторождений Эль-Кинто, Понупо, Лос-Чивос и др. Рудные тела на этих месторождениях залегают всего в нескольких метрах от верхней границы формации Эль-Кобре. Вместе с тем марганцевая минерализация распространена и по отдельным более глубоким горизонтам. На рудопроявлениях Манакас, например, марганцевое оруденение развито в 2–2,5 км ниже верхней границы формации. В районе Пилон, на запад от окончания пояса развития марганцевой минерализации, где находятся месторождения Эль-Чиво, Максио, Магдалена и др., рудные залежи приурочены к различным уровням стратиграфического разреза. Подобные данные позволяют заключить, что марганцевые руды не образуют единого стратиграфического горизонта и не могут рассматриваться в качестве фациальной разности пород, слагающих формацию Эль-Кобре (рис. 59).

В локализации руд намечается определенный литологический контроль: чаще всего они приурочены к вулканокластическим породам (туфам и туффитам), особенно к тем из них, которые содержат больше терригенной составляющей (туффитам), и в меньшей степени к известнякам. Типично постоянное совместное нахождение марганцевых руд и пластов кремнистых пород – метасоматических образований, называемых Е.А. Соколовой и др. [44, 45] "байятами".

Обычно рудные тела имеют форму пластов (потому такие месторождения иногда называют стратиформными), линз и неправильных залежей. Изредка встречаются гнездообразные скопления окислов марганца, секущие жилы и рудные брекчии.

Внутреннее строение рудных тел в большинстве случаев очень сложное

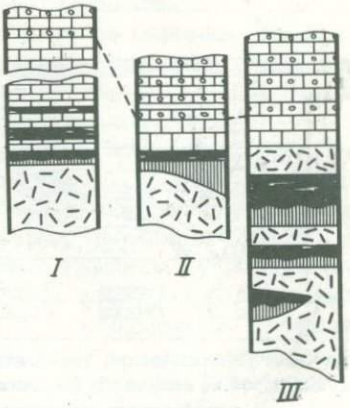


Рис. 58. Положение марганцевых руд в разрезе формации Эль-Кобре, по Е.А. Соколовой [44] с изменениями авторов

I – месторождение Чарко-Редондо; *II* – месторождение Понупо; *III* – месторождение Эль-Кинто. Условные обозначения см. рис. 59

(рис. 60). Текстура руд в основном определяется замещением цемента, а также развитием сплошных кристаллических аргегатов. Между обоими видами текстур наблюдаются постепенные переходы. Метасоматическое замещение цемента более характерно для обломочных пород и в значительной мере определяется составом замещенных компонентов, наличием фаунистических остатков, которые оказываются более устойчивыми. Сплошные рудные агрегаты образованы вследствие массовой кристаллизации тодорокита. Отмечаются также полосчатые, брекчиевидные, прожилковые текстуры руд. Рудные прослойки имеют бугорчатую, почковидную поверхность. Для кристаллических агрегатов характерно почковидное и объемно-дендритное строение.

Контакты рудных тел с вмещающими породами часто неправильные и иногда наискось пересекают слоистость. На продолжении выклинившегося рудного пласта встречаются гнездообразные скопления окислов марганца. В то же время существуют участки, на которых контакты рудных тел в точности совпадают со слоистостью, но такая картина сохраняется лишь на ограниченном интервале. В ряде случаев целые пласты на рудных стратиграфических уровнях насыщены прожилками, гнездами и неправильными скоплениями марганцевых минералов.

Руды рассматриваемых месторождений сложены в основном тодорокитом $(Mn^{2+}, Ca, Na)Mn_3^{4+}O_7 \cdot 2–3\,H_2O$ и пиролюзитом. Пиролюзит псевдоморфно замещает радиальные кристаллические агрегаты тодорокита. Из других минералов отмечаются бементит, неотокит, браунит, манганит, криптомелан, рансьеит [44, 46].

На месторождении Чарко-Редондо рудные тела сосредоточены в самой верхней части разреза формации Эль-Кобре (см. рис. 58). Вмещающая толща представлена туфами, агломератами и туффитами андезитового состава. Туфы грубозернистые, литокластические, содержат горизонты туфобрекчий и туфоагломератов. Среди этих пород встречаются пропластки известняков и туффитов. В верхней части разреза развиты горизонты известняков Чарко-Редондо, которые перекрываются терригенными отложениями формации Сан-Луис.

Руды месторождения приурочены к трем пластам вулканогенно-осадочных пород непосредственно под известняками Чарко-Редондо. Рудные за-

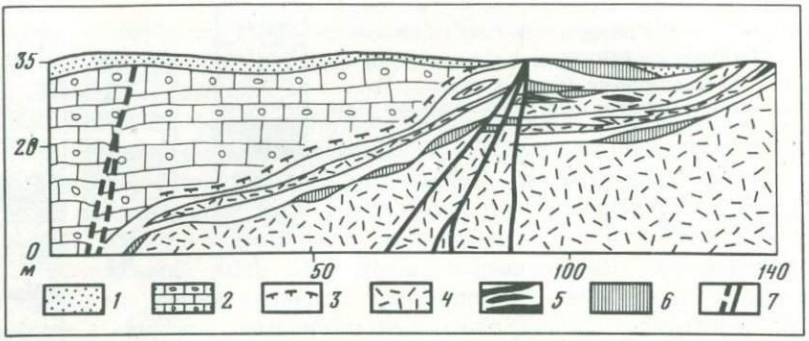


Рис. 59. Схематический геологический разрез месторождения Эль-Кинто. Составлен Р. Кабрерой по данным Ф. Симонса и Дж. Страчека [105]

1 – современные отложения; *2* – терригенно-карбонатные отложения среднего–верхнего эоцена (формация Сан-Луис); *3,4* – вулканогенно-осадочная формация Эль-Кобре (палеоцен–средний эоцен); *3* – карбонатные породы, *4* – туфы; *5,6* – метасоматические образования: *5* – окислы марганца (рудные пласты не зачернены), *6* – кремнистые породы ("байяты"); *7* – разрывные нарушения

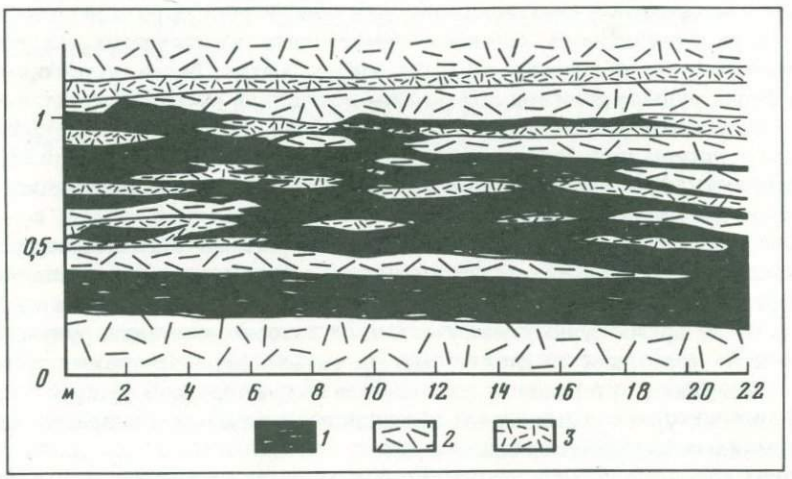


Рис. 60. Внутреннее строение пластообразного рудного тела марганцевого месторождения Лос-Чивос, по Е.А. Соколовой [44]

1 – марганцевые руды с реликатами незамещенных пород; *2,3* – вулканогенно-обломочные породы: *2* – псаммитовой стуктуры, *3* – псефитовой структуры

лежи в общем имеют пластообразную форму; внутреннее их строение определяется разной степенью метасоматического замещения окислами марганца (тодорокитом) среднезернистого обломочного матрикса более грубозернистых агломератов. Два богатых рудоносных горизонта установлены среди известняков Чарко-Редондо, где руды почти нацело замещают прослои вулканогенно-осадочных пород. Подобные прослои мощностью около 1 м располагаются в 5–12 м выше горизонта основания известняков. Руды содержат 30–50% марганца. Вместе с более бедными рудами они прослежены на расстоянии до 2 км. В основании рудных залежей часто присутствуют линзы, гнезда и небольшие прослои кремнистых пород

("байят"), развивающихся только по обломочным вулканическим породам и иногда вмещающих небольшие "карманы" окислов марганца. Это придает нижней границе рудоносных тел причудливые извилистые очертания. Верхняя граница рудных тел, обусловленная контактом вулканогенных пород с вышележащими известняками, значительно более четкая.

Другим примером марганцевых проявлений района может служить месторождение Эль-Кинто, находящееся севернее г. Сантьяго-де-Куба. На нем в отличие от Чарко-Редондо вмещающие породы представлены только вулканогенно-осадочными отложениями формации Эль-Кобре (см. рис. 58 и 59). Рудные тела залегают в туфах, туффитах, туфоагломератах и кластолавах, образуя три самостоятельных пласта, из которых два верхних являются основными (см. рис. 59). При мощности 12–15 м они прослежены с перерывами на значительное расстояние – до 1 км, но среднее содержание марганца в них невысокое – порядка 16–17%. Верхнее рудное тело находится в 15 м от подошвы известняков Чарко-Редондо. В целом продуктивный интервал разреза по вертикали составляет 40–50 м на юге и в центральной части месторождения, а на севере заметно меньше. Такое сокращение мощностей обусловлено относительным сближением рудных пластов за счет выклинивания межрудных интервалов. В основании рудных залежей обычно наблюдаются кремнистые метасоматические породы переменной мощности. Текстуры руд такие же, как и на других подобных месторождениях; своеобразие заключается в наличии многочисленных ксенолитов вмещающих пород, сохранившихся от массового замещения.

Среди прочих месторождений могут быть отмечены Бостон и Понупо, которые обладают рядом сходных особенностей с ранее описанными. Рудные тела залегают среди вулканогенных пирокластических пород в верхней части разреза формации Эль-Кобре около границы с известняками Чарко-Редондо (см. рис. 58).

В общем рудные залежи всех месторождений имеют пластовую форму с цементной структурой и реликтами породы, сохранившимися от замещения, что зависит от величины зерен и плотности породы обломков, а также их размеров. При сплошном замещении породы окислами марганца образуется собственно кристаллическая структура. Более распространены руды с цементной структурой. В разрезе залежи они могут многократно чередоваться со слоями, образованными сферолитовыми корками и кристаллическими дендритовидными агрегатами тодорокита. Некоторые пласты слагаются исключительно рудами с цементной структурой, но и в этом случае их внутреннее строение отличается большой неоднородностью (см. рис. 60).

Таким образом, рудные тела можно классифицировать по относительной роли цементной и кристаллической структуры, по составу и текстурно-структурным особенностям вмещающих вулканокластических пород. Различаются рудные тела и по характеру выклинивания по простиранию пласта: иногда оно происходит резко, в других случаях руды постепенно сменяются безрудными породами, расщепляясь при этом на тонкие "пропластки". В общем в центральной части залежи локализуются наиболее богатые руды с преобладанием кристаллического тодорокита. По мере удаления от такого центра кристаллические разности руд сменяются

цементными. По периферии рудных тел постепенно увеличивается роль перемещенных реликтов вмещающих пород, а затем прослеживаются лишь изолированные рудные стяжения и их сростки среди измененных (аргиллизированных, окремненных и обесцвеченных) пород. Таким образом, рудные тела оказываются окруженными ореолом измененных пород, размеры которого могут достигать нескольких метров [44].

Характер верхнего и нижнего контактов рудных тел неодинаков, хотя в целом они совпадают с истинным напластованием. При этом верхний контакт всегда выражен четко, особенно среди известняков Чарко-Редондо, а нижний отличается извилистостью и постепенностью. Строение и мощность рудных залежей особенно сложны и изменчивы в случае образования их по туффитам, обогащенным терригенным материалом.

Важная особенность рассматриваемых месторождений заключается в развитии кремнистых метасоматических образований ("байят"). Они залегают в основном в лежачем боку рудных тел, но в виде заливов и "карманов" могут глубоко проникать в рудную массу. Это красновато-коричневая, ржаво-желтая, плотная, тонкозернистая порода, пронизанная многочисленными прожилками кварца и халцедона. По своему происхождению "байяты" тесно связаны с марганцевыми рудами и могут рассматриваться вместе с ними как единый рудный парагенезис. Кремнистый метасоматоз оказался менее избирательным, чем марганцевый, что привело к крайней невыдержанности мощностей "байят" и причудливости форм замещения. "Байяты" развиваются и по известнякам, чем отличаются от залежей окислов марганца. Химический состав кремнистых метасоматитов (93–94% SiO_2, 4,2–5,7% $FeO + Fe_2O_3$) и содержание в них элементов-примесей остаются приблизительно постоянными независимо от состава замещаемых пород [44].

Считается, что марганцевые и кремнистые метасоматиты образовались примерно в одно время или с очень небольшим временным разрывом. Некоторые исследователи [92, 105] предполагают, что "байяты" отчасти возникли одновременно с марганцевыми рудами, а отчасти немного раньше.

Отношение месторождений марганца к главным разрывным структурам

Практически все марганцевые месторождения Восточной Кубы приурочены к единой полосе северо-восточного простирания, совпадающей со сложной тектонической зоной сочленения Восточно-Кубинского синклинория с антиклинорием Сьерра-Маэстра [24, 44]. Однако марганцевая минерализация в разломах не встречается, а развивается исключительно в пористых и высокопроницаемых вулканокластических породах. Очевидно, разрывные нарушения концентрировали восходящий поток глубинных гидротермальных растворов, которые на верхних горизонтах поступали по открытым полостям в обломочные пористые породы.

Что касается связи месторождений марганца с пликативными структурами, то в ряде случаев удается установить приуроченность крупных месторождений и минерализованных зон к поднятиям типа куполов или брахиантиклиналей, в частности к поднятиям Мукарал-Понупо, Куатро-Каминос и др. [44].

Относительно генезиса марганцевых месторождений формации Эль-Кобре существуют различные точки зрения, детально рассмотренные в работах Е.А. Соколовой и др. [45] и Е.А. Соколовой [44]. Наиболее аргументированные представления сформулированы Е.А. Соколовой в последней упомянутой работе. Согласно ее данным, марганцевые руды возникли вследствие метасоматического замещения вулканогенных обломочных и пирокластических пород и в меньшей степени известняков при воздействии на них восходящих термальных растворов на этапе консолидации структуры вулканической островной дуги палеогенового возраста. Первоначально такие растворы поступали по тектоническим зонам, а потом проникали в пористые и трещиноватые породы. Е.А. Соколова [44] показала, что отложению марганцевых и кремнистых образований благоприятствовали физико-механические свойства пород и структурные их особенности в сочетании с наличием геохимических барьеров.

Время формирования рассмотренных марганцевых месторождений следует отнести к периоду консолидации структуры Сьерра-Маэстра и внедрению гранитоидных интрузий, которые хотя и не имели генетической связи с месторождениями, но в целом могли обусловить активизацию гидротермальной деятельности в регионе в конце среднего эоцена.

Перспективность месторождений тодорокит-пиролюзит-кремнистой рудной ассоциации

Согласно установленным закономерностям, наиболее перспективной представляется верхняя часть разреза формации Эль-Кобре под известняками Чарко-Редондо в брахиформных антиклинальных структурах. Подобные структуры могут быть перекрыты более молодой формацией Сан-Луис, а поэтому следует искать участки с пониженной мощностью отложений данной формации, например в пределах поднятия Лос-Чивос–Эль-Аура, где наблюдаются выступы вулканогенно-осадочных пород формации Эль-Кобре. То же относится и к району Мукарал–Куатро-Каминос, где уже выявлены рудопроявления и месторождения марганца.

Псиломелан-пиролюзит-кремнистая рудная ассоциация

Проявления данной рудной ассоциации известны лишь в центральной части Кубы, в провинции Вилья-Клара, северо-восточнее г. Санта-Клара. Это небольшие месторождения и рудопроявления осадочного происхождения в терригенно-карбонатно-кремнистых отложениях зоны Пласетас (см. главу I). Породы зоны Пласетас в центральной части Кубы слагают удлиненные клиновидные тектонические блоки среди офиолитов [85]. В основании стратиграфического профиля устанавливаются песчаники и известняки верхнеюрского–нижнемелового возраста. В течение альба–сеномана происходило отложение полосчатых известняков и кремнистых пород формаций Кармита и Санта-Тереса, с которыми связано образование марганцевых руд. Над ними залегают месторождения известняка и хаотические формации палеогена. Все породы интенсивно перемяты и подроблены, местами они входят в состав серпентинитового меланжа. Однако на отдельных участ-

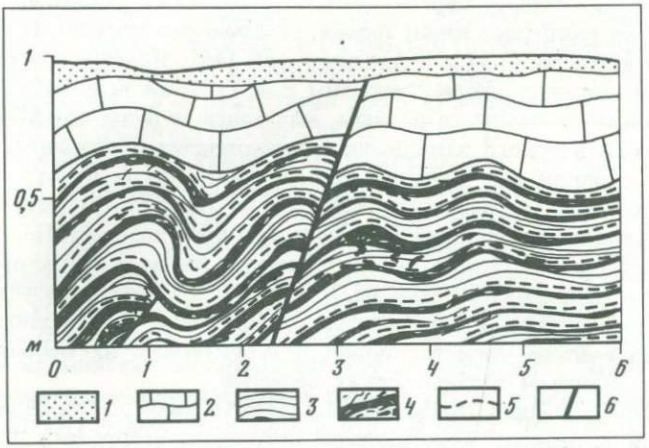


Рис. 61. Внутреннее строение залежи осадочного марганцевого месторождения около г. Сифуэнтеса, провинция Вилья-Клара. **Зарисовка** стенки карьера

1 – современные отложения; *2* – альб-сеноманские известняки формации Кармита; *3* – кремнистые породы формации Санта-Тереса; *4* – пропластки, гнезда и прожилки окислов марганца; *5* – пласты бентонитовых глин; *6* – разрывные нарушения

ках они слагают обширные площади, например в районе Сифуэнтеса, где и встречены марганцевые рудопроявления.

Марганценосные пласты сосредоточены в кремнистых отложениях формации Санта-Тереса под известняками формации Кармита, залегающими согласно одна на другой. Окислы марганца развиты только среди кремнистых и глинистых пропластков. Кремнистые породы (силициты) – породы буровато-коричневого цвета, мощность отдельных пропластков составляет 4–10 см. Они чередуются с маломощными пластами бентонитовых глин. Типичное внутреннее строение рудоносного пласта изображено на рис. 61. Окислы марганца иногда проникают в трещины, иногда образуют отдельные скопления в виде гнезд и небольших линз среди кремнистых пород. Данная ситуация ритмически повторяется по разрезу.

Руды сложены псиломеланом и пиролюзитом, имеющими землистое сложение, очень редко наблюдаются почковидные текстуры. Бентонитовые глины, залегающие между кремнистыми пропластками, вероятно, образованы за счет изменения туфов или пеплов.

Имеющиеся данные позволяют высказать предположение об осадочном происхождении марганцевых рудопроявлений при участии кремнемарганцевых растворов, связанных с отдаленной субмаринной вулканической деятельностью. Возраст руд принимается одинаковым с возрастом вмещающей толщи – альб-сеноманским.

Все выявленные рудопроявления невелики по масштабам и не подходят для разработки. Вероятность обнаружения более крупных концентраций марганца подобного типа очень ограничена. Однако не исключено, что поблизости от контакта с перекрывающими известняками будут встречены более мощные и однородные марганценосные пласты.

В главе II приведено описание месторождений железа, образованных в связи с экзогенными процессами в корах выветривания на ультраосновных массивах. В III главе упоминались месторождения железных шляп зон окисления на выходах сульфидных залежей. В настоящем разделе мы рассмотрим только железорудные месторождения эндогенного происхождения.

Эндогенные железорудные месторождения (точнее, рудопроявления) Кубы представлены образованиями магнетит-гематитовой известково-скарновой рудной формации контактово-метасоматического типа и магнетит-гематитовой рудной ассоциацией с халькопиритом, формирующей небольшие жильные проявления гидротермального генезиса. Только месторождения первого типа могут иметь на Кубе промышленное значение.

Магнетит-гематитовая известково-скарновая рудная ассоциация

Скарновые контактово-метасоматические месторождения данной рудной ассоциации приурочены к экзоконтактовым зонам гранитоидных массивов, преимущественно в тех случаях, когда апикальные части интрузива проникают в горизонты карбонатных пород. Именно на этих участках образуются тела известковых (гранат-пироксеновых) скарнов.

Типичные магнетитовые месторождения в известковых скарнах установлены в центральной части Кубы, где они приурочены к гранодиоритам, кварцевым диоритам и сиенитам позднемелового возраста, и на востоке Кубы, в горах Сьерра-Маэстра, где подобные месторождения связаны с малыми интрузивными телами кварцевых диоритов и плагиогранитов среднеэоценового возраста.

В качестве характерного магнетитового месторождения Центральной Кубы рассмотрим месторождение Гуаос, находящееся в провинции Сьенфуэгос около населенного пункта того же названия. Здесь выявлена минерализованная зона, приуроченная к экзоконтакту диоритового массива и верхнемеловых известняков, слагающих линзы среди туфогенных образований. Карбонатные породы испытали неравномерную перекристаллизацию и частично мраморизованы. Все упомянутые породы пересечены дайками андезитовых и дацитовых порфиритов.

Залежи гранат-пироксеновых скарнов развиты в виде плоских тел по контакту гранитоидов с карбонатными породами, а местами по зонам секущих трещин проникают в известняки. Форма скарновых залежей в какой-то мере определяется секущим меридиональным разломом, причем отдельные жилообразные ответвления скарновых тел развиваются по серии диагональных трещин, наискось пересекающих зону меридионального разлома. Скарны образуют также неправильные метасоматические тела в некоторых литологических разностях известняка.

Рудные магнетитовые и магнетит-гематитовые тела имеют форму жил, прожилковых зон и небольших линз, развитых среди скарна. Магнетитовая руда отличается массивной текстурой, кристаллической и землистой структурой. В один из поздних этапов на скарны месторождения Гуаос наложи-

лась сульфидная медная минерализация, которая распространяется и на большом расстоянии от скарновых тел.

В провинции Санкти-Спиритус имеется аналогичное рудопроявление, известное под названием Исабелита и расположенное восточнее провинциального центра. По геологической позиции оно напоминает месторождение Гуаос, будучи приурочено к экзоконтакту массива Маникарагуа, сложенного диоритами и кварцевыми диоритами. Однако несмотря на значительные мощности известковых скарнов, магнетитовая минерализация проявилась незначительно. Для окончательной оценки перспектив железорудной минерализации данного района требуются более глубокие геологические исследования. В тех же скарнах выявлена и медно-молибденовая минерализация, рассмотренная в разделе "Месторождения меди".

В провинции Камагуэй также известны небольшие месторождения и рудопроявления магнетит-гематитовой скарновой ассоциации. Более крупные из них находятся в районах Флорида, Каобилья и к северу от пос. Гуаймаро. Типичным примером может служить месторождение Магарабомба (см. рис. 2), зелегающее в экзоконтакте массива кварцевых диоритов северо-восточнее г. Флорида [32]. Интрузив пересекает верхнемеловые вулканогенно-осадочные породы среднего–кислого состава, включающие линзы рифогенных и детрито-кластических известняков. В контакте с интрузивными породами карбонатные породы подверглись интенсивной перекристаллизации и метасоматической переработке с образованием известкового скарна. Тела гранат-пироксенового скарна вытянуты согласно интрузивному контакту и имеют форму линз. Скарновые залежи пересечены жилами и прожилками магнетита мощностью 4–10 см, а кроме того, включают неправильные скопления магнетита и гематита. Здесь же устанавливается более поздняя убогая сульфидная минерализация. Магнетитовые руды в данном районе встречаются и среди туфов, но масштаб их незначителен.

Железорудная минерализация встречена в районе Гуаймаро. Здесь, около дер. Пало-Секо, установлены небольшие рудопроявления, приуроченные к экзоконтакту гранодиоритового массива Бартлет–Лас-Тунас [121]. Магнетитовое проявление Бартлет образовано по гранат-пироксеновой скарновой залежи, замещающей пласты и линзы карбонатных пород преимущественно вдоль секущего разрывного нарушения северо-восточного простирания. Рудные тела представлены удлиненными линзами и неправильными залежами магнетита, иногда прожилково-вкрапленного строения, среди скарна. Размеры их невелики.

Многочисленные контактово-метасоматические месторождения железа выявлены среди вулканогенно-осадочных пород на контакте с интрузивами палеогенового пояса Сьерра-Маэстра в Ориенте. Наиболее крупным и известным является месторождение Сантьяго в хр. Гран-Пьедра. По геологической позиции и структуре оно напоминает ранее описанные месторождения. Здесь метасоматические тела образованы в контакте диоритов и кварцевых диоритов массива Гран-Пьедра с пластами карбонатных пород в вулканогенно-кластической толще формации Эль-Кобре. Скарны развиты на обширной площади, форма их тел неправильная или жилообразная. По-видимому, какая-то часть известняков находится над кровлей скрытого интрузивного массива. Гранат-пироксеновые метасоматиты здесь часто

встречаются в виде небольших пятен среди окружающих пород. Внутри более крупных зележей скарнов устанавливается магнетитовая и магнетит-гематитовая минерализация, проявленная в виде неправильных, линзообразных тел и жил. Минерализованная зона, помимо магнетита и гематита, содержит также кварц, кальцит, халькопирит, реже и другие сульфиды, наложенные на скарны. Подобное совмещение разнородной минерализации в единых рудных телах характерно для всего региона Сьерра-Маэстра.

Жильные гидротермальные магнетит-гематитовые рудопроявления

Образования подобного типа выявлены только в центральной части провинции Вилья-Клара. В строении данной территории принимают участие различные структурно-фациальные зоны (см. главу I), отделенные одна от другой крупными разломами. Восточнее г. Камахуани, в тектонической пластине, сложенной габброидами и осадочными породами офиолитовой ассоциации, встречены многочисленные фрагменты магнетитовых жил северо-восточного простирания мощностью 0,6–1 м и длиной 10–30 м. Во всех случаях жилы залегают практически только среди габброидов. Сложение жил плотное, массивное, в состав их, помимо магнетита, входит также гематит; иногда наблюдаются и выделения халькопирита. На участке Катурла подобные жилы имеют простирание 35°, падение северо-западное под углом 70°. По отдельным обнажениям магнетитовая минерализация прослеживается на расстоянии нескольких километров [121].

Жильные проявления магнетит-гематитовой минерализации установлены также среди пород метаморфического амфиболитового комплекса к югу от Маникарагуа, но халькопирита в нем нет, а мощность значительно меньше. Все жильные проявления магнетит-гематитового оруденения изучены очень плохо. Какие-либо связи с контактами магматических гранитоидных пород не установлены.

На основании имеющихся в настоящее время данных можно заключить, что на Кубе наибольший интерес представляют контактово-метасоматические месторождения. При поисках подобных месторождений следует иметь в виду важность относительной ориентировки карбонатных горизонтов и интрузивных контактов, особенно в кровле плутонов.

ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ КУБЫ

Общие закономерности размещения эндогенных рудных месторождений

Месторождения различных рудных ассоциаций и генетических типов образуются в тесной связи с формированием тех или иных структурно-формационных комплексов, что в первую очередь и определяет самые общие закономерности пространственного размещения оруденения.

Так, в пределах пояса офиолитов развиты месторождения хрома, никеля, отчасти кобальта и железа, имеющие тесную связь с ультрабазитами и базитами. Однако при этом промышленные концентрации некоторых рудных ассоциаций могут возникать в различное геологическое время и

вследствие различных процессов. Залежи хромитовых руд, например, образуются на раннем этапе развития ультрабазитового магматизма, а месторождения никеля, кобальта и железа связаны с этапом гипергенного изменения ультрабазитов в значительно более позднее время. Пространственно совмещенными с этими комплексами могут оказаться гидротермальные месторождения золота (золото-кварц-сульфидные), образованные в связи с наложением гидротермальной деятельности этапа формирования островной дуги. Не исключено при этом, что повышенные протоконцентрации золота содержались в самих породах офиолитовых комплексов.

Комплексы, образующие островные дуги (меловую и палеогеновую), включают жильные медные месторождения, а также небольшие месторождения и рудопроявления железа в скарнах, золоторудные жилы и рассеянное медно-молибденовое (меднопорфировое) оруденение. Для жильных медных месторождений в вулканогенно-осадочных породах устанавливается четкий тектонический контроль, определяемый парагенетической связью с орогенным этапом (средний–верхний эоцен), при котором происходила активизация ранее консолидированных структур, сопровождающаяся внедрением серии даек среднего и кислого состава. Вероятно, небольшие месторождения золота жильного типа тоже могут быть связаны генетически с этим этапом. Скарново-железорудные месторождения отчетливо ассоциируют с верхнемеловыми и эоценовыми интрузивами, формируясь главным образом в их экзоконтакте и непосредственно завершая магматическую деятельность. Рудопроявления молибдена тесно связаны с гранитоидной интрузивной деятельностью как верхнемелового, так и эоценового возраста.

В комплексах, слагающих континентальные сиалические блоки, развиты жильные месторождения меди, линзообразные пиритовые залежи, содержащие повышенные концентрации свинца, цинка, иногда меди, а также небольшие месторождения вольфрама и золота. Локализация этих месторождений определяется структурно-металлогеническими факторами (в частности, наличием складок и разрывов в каком-либо рудоносном горизонте). Жильные месторождения меди (Матаамбре в провинции Пинар-дель-Рио) контролируются системой разрывов, разделяющих рудное поле на ряд блоков. Внутри отдельных блоков оруденение приурочено к более благоприятным хрупким породам. Линзообразные залежи пирита, содержащие сульфиды цветных металлов, контролируются шарнирами поперечных складок и межпластовыми разрывами, причем отдельные горизонты сланцев могут играть экранирующую роль.

Небольшие ферберитовые и золото-сурьмяные месторождения в блоках метаморфических пород (на о-ве Хувентуд) локализуются около крупного разлома; они парагенетически связаны с серией поздних даек среднего и кислого состава.

Насколько известно к настоящему времени, есть основания утверждать, что месторождения хрома, никеля, кобальта располагаются исключительно в пределах блоков, сложенных древней океанической корой, тогда как жильные месторождения меди и золота приурочены к островодужным комплексам (Эль-Кобре, Сан-Фернандо, Хукаро) либо к песчанико-алевролитово-сланцевой толще в блоке Пинар-дель-Рио (Матаамбре); главные месторождения массивного пирита с галенитом, сфалеритом и халькопи-

ритом развиты среди терригенных или терригенно-карбонатных метаморфизованных комплексов в блоках Пинар-дель-Рио и Эскамбрай.

Среди континентальных блоков своими металлогеническими особенностями выделяются метаморфический массив о-ва Хувентуд, где установлены небольшие вольфрамовые месторождения, золото-сурьмяные месторождения и рудопроявления ртути, не встречающиеся в других металлогенических районах Кубы.

Структурно-формационный комплекс континентального склона лишен эндогенной рудной минерализации.

Связь различных типов месторождений с магматизмом

Месторождения некоторых рудных ассоциаций Кубы обнаруживают определенные связи с магматизмом. Такая связь имеет различный характер для месторождений разных генетических типов.

Как указывалось ранее, некоторые месторождения, например хрома, метасоматические железорудные, порфировые, медно-никелевые, коры выветривания с никелем, кобальтом и железом, очень тесно связаны с проявлениями магматизма, и такую связь можно считать генетической. Месторождения хрома генетически связаны с ультрабазитовыми и базитовыми комплексами офиолитовых ассоциаций и обычно залегают среди дунит-перидотитовых и габбро-дунитовых пород. Никеленосные коры выветривания развиты на поверхности серпентинизированных перидотитов, гарцбургитов и лерцолитов. Метасоматические железорудные месторождения непосредственно приурочены к экзоконтактам массивов гранодиоритов, кварцевых диоритов и лейкократовых гранитов мелового или позднесреднеэоценового возраста. Небольшие меднопорфировые рудопроявления расположены в трещиноватых и измененных кварцевых диоритах или гранодиоритах, пересеченных дайками и штоками диоритовых порфиритов. Поскольку упомянутые месторождения имеют магматическое и постмагматическое происхождение (кроме месторождений кор выветривания), их возраст определяется временем внедрения магматических пород.

Сульфидные месторождения меди, свинца и цинка с золотом характеризуются более четким структурным контролем, чем магматический, причем данный вопрос более сложен. Жильные месторождения меди приурочены к эвгеосинклинальным комплексам мелового и палеогенового возраста, преимущественно в районах распространения малых интрузий, даек и субвулканических тел среднего–кислого состава. Возраст основных даек для района Сьерра-Маэстра определен как эоценовый. Подобные дайки обнаружены в районе месторождения Сан-Фернандо (Центральная Куба). В обоих случаях дайки имеют северо-восточное (40–60°) простирание и залегают в разрывных структурах, контролирующих оруденение. Однако возраст даек Западной Кубы точно не установлен и определяется лишь на основании петрохимических аналогий с дайками массива Сьерра-Маэстра [27]. Соответственно появление таких, а также малых интрузий в Центральной (и Западной?) Кубе следует рассматривать как результат тектоно-магматической орогенной активизации в эоцене, оказавшейся весьма продуктивной для металлогении Кубы [49, 90, 114].

В таком смысле гидротермальные сульфидные месторождения, образованные в вулканогенно-осадочных островодужных комплексах, можно считать парагенетически связанными с самыми поздними проявлениями магматизма.

Медные жильные месторождения в терригенных породах района Пинар-дель-Рио, прежде всего месторождение Матаамбре, имеют более отдаленную связь с магматическими породами. Насколько известно, юго-восточнее месторождения встречены магматические породы диоритового и дацитового состава, но они могут рассматриваться как обломки в олистостроме зоны разлома Лимонар (см. стр. 146). Больший интерес представляют лавы и лавоагломераты андезито-дацитового состава, пересекающие входящие в состав олистостромы туфогенные породы и сланцы. Небольшое тело андезито-дацитовых порфиритов встречено также на юго-западной окраине пос. Матаамбре, где оно имеет секущее залегание по отношению к песчанико-сланцевой толще Сан-Каэтано и находится на продолжении основного рудоконтролирующего разлома Манакас [49]. Спектральным анализом андезито-дацитовых порфиритов выявлены резко повышенные содержания Cu, Pb, Zn и Ag (см. стр. 152).

Между сульфидными рудами и этими телами существует пространственная и вероятная парагенетическая связь, о чем свидетельствуют повышенные содержания рудных металлов в этих породах. Возраст рассматриваемых пород точно не установлен. Однако он, без сомнения, значительно более молодой, чем возраст вмещающих пород, а вероятнее всего, совпадает с этапом эоценовой тектоно-магматической активизации.

Пластовые медно-пиритовые месторождения (Унион-I и II, Хуан-Мануэль, Иерро) частично приурочены к контактам силлообразных тел диабазовых, габбро-диабазовых порфиритов, но данная пространственная связь обусловлена тем, что рудоотложение происходило по тем же зонам внутриформационных разломов, в которые до этого внедрились магматические расплавы. Плотные интрузивные силлы при этом сыграли роль физико-механического барьера для минерализующих растворов.

Интересно подробнее остановиться на этом вопросе. В олистостроме вдоль разлома Лимонар и западнее его встречаются небольшие тела диоритов в виде даек, секущих верхнемеловые (?) эффузивы. Отсюда можно предположить, что возраст диоритов более молодой, чем у эффузивов, но "доолистостромовый", палеоцен-эоценовый. Петрографический состав диоритов такой же, как и диорита района Ла-Пальма (роговообманковый), для которого предполагается палеогеновый их возраст [49, 113]. Обнаружение магматических пород почти на всех рудных месторождениях северо-западной части провинции Пинар-дель-Рио позволяет предположить наличие связи рудной минерализации с диоритовым магматизмом, что значительно более отчетливо проявлено для остальных рудных районов Кубы. На этом основании возраст гидротермальной сульфидной минерализации можно считать близким к возрасту магматической активизации.

Линзообразные пиритовые залежи с низким содержанием меди и цинка, развитые среди терригенно-карбонатных метаморфизованных пород Эскамбрая, пространственно ассоциируют с силлобразными телами сильно измененных ультрабазитов, базитов и диоритовых порфиритов, что определяется одинаковой тектонической приуроченностью образований маг-

матического и гидротермального происхождения. Какие-либо доказательства более глубокой связи для данного региона пока не установлены.

Как указывалось в главе III, на Кубе выявлены различные генетические типы месторождений золота, представленные несколькими рудными ассоциациями. Шире других распространены кварц-золоторудные жилы с сульфидами, залегающие в интрузивных и вулканогенно-осадочных породах. Хотя среди таких месторождений нет крупных, они распространены по всей Кубе, особенно среди образований островодужных комплексов. При этом они наиболее часто ассоциируют с габбро-диоритами, ультрабазитами и дайками диоритовых порфиритов (Сан-Хосе, Хобоси, Агрупада, Флоренсия и др.). И дайки и месторождения приурочены к местам пересечения тектонических зон северо-восточного и широтного направления, чаще всего залегают в крупных тектонических швах, разделяющих блоки различных структурно-формационных комплексов. То же касается и месторождений золото-лиственитовой рудной ассоциации, развитых в измененных ультраосновных породах. В районах месторождений провинции Ольгин и месторождения Мелонера-Дескансо в провинции Вилья-Клара дайки диоритов, андезитов и диабазовых порфиритов распространены очень широко. По структурному положению, петрохимическому составу и абсолютному возрасту эти дайки относятся к эоцену, а с ними парагенетически связано и гидротермальное золотое оруденение. Однако пространственное совпадение месторождений рассеянного золота в лиственитах по всему острову может указывать на то, что первичные концентрации золота в офиолитовой ассоциации связаны с массивами ультрабазитов.

Иная картина наблюдается в континентальном метаморфическом блоке о-ва Хувентуд. Здесь выявлено жильное золото-сурьмяное месторождение, на котором обнаружена кислая субвулканическая дайка; с ней, как можно предположить, парагенетически связана гидротермальная минерализация. Здесь же, невдалеке от золотого месторождения, выявлено вольфрамовое месторождение Лела, в пределах которого устанавливаются многочисленные дайки кислого и среднего состава.

В заключение можно высказать утверждение, что существуют реальные свидетельства наличия пространственной, геологоструктурной, парагенетической и генетической связи более крупных и лучше изученных месторождений Кубы с магматизмом периода завершения формирования меловой и палогеновой островных дуг. Сульфидные гидротермальные месторождения, залегающие во всех структурно-формационных комплексах, обычно ассоциируют с субинтрузивными породами среднего состава.

Влияние складчато-блоковых структур и разломов на размещение рудных месторождений

На металлогенической схеме (см. рис. 2) хорошо видно, что эндогенные рудные месторождения распространены неравномерно. Эта неравномерность в значительной мере обусловлена особенностями проявления складчато-блоковых структур и разрывных нарушений. Наиболее крупные из них определяют положение рудных районов, узлов и зон, а складчатые структуры и тектонические разрывы низких порядков — позицию рудных полей, месторождений и отдельных рудных тел [23, 29, 49].

Рудные районы приурочены к антиклинальным структурам или участкам их сопряжения с синклинориями, а рудные зоны и узлы – к наиболее значительным продольным и поперечным разломам.

Западный рудный район расположен в основном (более 60%) в пределах антиклинория Пинар-дель-Рио, в том числе все крупные месторождения сосредоточены в его поднятом северном крыле. Другие рудные объекты находятся в южном крыле антиклинория и в складчатой зоне Байя-Онда. Выделяющиеся здесь рудные зоны Матаамбре–Франсиско, Мантуа–Кастельяно и Хукаро–Буэнависта контролируются, по-видимому, пологим продольным разломом северо-восточного простирания, но на размещение оруденения большое влияние оказывают и поперечные (северо-западные) крутопадающие разрывные нарушения, а также согласные разломы и локальные складчатые структуры [49]. Обособленные рудные поля и месторождения приурочены к узлам пересечения и сопряжения разрывных нарушений, участкам их изгибов и локальным особенностям складчатых структур. Это хорошо видно на примере крупнейшего рудного поля Матаамбре–Моно [26]. Оно локализовано на участке, где заметно изменяются элементы залегания складчатых структур и внутриформационных согласных разломов. В его пределах широко развиты поперечные разрывные нарушения, которые в совокупности с другими особенностями геологического строения рудного поля обусловили благоприятные условия для возникновения крупных рудных концентраций.

Обширный Центральный рудный район приурочен к антиклинориям Тринидад, Санта-Клара и Камагуэй. Его рудоносные зоны (Сан-Хосе–Хобоси, Сан-Фернандо–Лос-Сэррос и Виктория–Гуачинанго) располагаются в зонах крупных продольных разломов, имеющих здесь северо-западное простирание. На размещение отдельных рудных полей и месторождений большое влияние оказывают складчатые структуры, поперечные крутопадающие разломы, а также пологие внутриформационные нарушения [49, 66, 112].

Третий (Восточный) рудный район контролируется также складчато-блоковыми структурами антиклинория Сьерра-Маэстра (см. рис. 2). Выделяющиеся здесь рудные зоны и узлы приурочены к участкам пересечения и сопряжения продольных субширотных разломов с поперечными, северо-восточными нарушениями.

Особенности размещения месторождений различных типов в рудных районах

Главные рудные районы Кубы – Пинар-дель-Рио, Лас-Вильяс и Ориенте – характеризуются развитием месторождений одних и тех же генетических типов [23, 29, 49] (см. рис. 2). Эти рудные районы располагаются в различных геологических блоках (см. рис. 1) и в соответствии с историей геологического развития и тектоническим строением, а также в зависимости от наличия тех или иных структурно-формационных комплексов в них преобладают те или иные типы месторождений либо появляются крупные месторождения той или иной рудной ассоциации. Следует уточнить, что рудные районы в разной степени перекрыты неоплатформенными отложениями олигоцен-четвертичного возраста, поэтому геологические структуры

обнажены в них не полностью. Несмотря на это, во всех трех главных геологических блоках встречены проявления главных рудных ассоциаций, определяющие металлогенический профиль Кубы: хромитовые, сульфидно-полиметаллические, железо-никель-кобальтовые.

Известно, что в пределах Западного блока на обширной площади обнажаются породы сиалического комплекса, а комплексы островодужной и океанической коры заметно редуцированы. В соответствии с этим здесь проявлены многочисленные и достаточно крупные линзообразные пиритовые залежи с медью, свинцом и цинком. Помимо них, установлено самое крупное жильное месторождение меди на Кубе (Матаамбре). В размещении крупных месторождений региона наблюдается определенная закономерность, выражающаяся в приуроченности их к главным продольным тектоническим структурам, разделенным на ряд блоков и осложненным поперечной складчатостью.

В Центральном блоке (секторы Лас-Вильяс и Камагуэй–Тунас) развиты образования всех упомянутых ранее структурно-формационных комплексов (см. рис. 1). Здесь проявлена наиболее полная гамма рудных месторождений, но в отличие от региона Пинар-дель-Рио здесь отсутствуют крупные пиритовые месторождения с медью. Только в метаморфических породах Эскамбрая установлены крупные залежи дисульфидов железа, но они содержат очень низкие концентрации меди и цинка. Месторождения того же типа встречаются и к северу от Эскамбрая, в пределах развития комплекса островной дуги. В этом районе более широко распространены кварц-золоторудные месторождения с сульфидами в вулканогенно-осадочных породах, а также месторождения рассеянного золота в лиственитах в породах офиолитового комплекса.

В рудном районе Лас-Вильяс–Камагуэй имеются довольно интересные медно-молибденовые месторождения порфирового типа. Здесь же установлены небольшие месторождения железа контактово-метасоматического типа, иногда с наложенной медной минерализацией. Эти месторождения образованы в связи с гранитоидными массивами главного этапа тектономагматической активизации.

В данном районе, как и в Пинар-дель-Рио, размещение месторождений подчинено главным структурным элементам – разломам и складкам. Интересно, что на картах экстенсивности распространения оруденения максимальные концентрации месторождений и рудопроявлений совпадают с границей континентального блока Эскамбрай, определяемой зоной глубинного долгоживущего разлома.

Характерная черта металлогении Центрального блока – наличие многочисленных хромитовых месторождений в секторе Камагуэй, залегающих среди пород мафического–ультрамафического комплекса офиолитовой ассоциации.

Восточный геологический блок (Ориенте) характеризуется наличием более развитой (зрелой) земной коры. В его пределах, особенно в южной части, широко распространены третичные островодужные комплексы. Этим обусловлено значительное увеличение количества типов рудопроявлений и их числа. Здесь выявлены крупные месторождения гётитовой железо-кобальт-никелевой и хромитовой рудных ассоциаций, связанных с ультраосновными породами (см. главы II и III). Жильное медное

месторождение Эль-Кобре залегает в породах третичного вулканогенно-осадочного комплекса, среди которых устанавливаются также многочисленные гидротермальные месторождения марганца, связанные с вулканокластическими образованиями. Пиритовые линзообразные залежи с медью, свинцом и цинком развиты незначительно и только в виде небольших рудопроявлений. В размещении меднорудных и марганцевых месторождений важную роль играет сложная зона дислокаций близширотного простирания, следующая по границе между антиклинорием Сьерра-Маэстра и Восточно-Кубинским синклинорием.

На основании всего изложенного можно вывести следующие основные закономерности размещения главных рудных ассоциаций.

Халькопиритовая ассоциация образует преимущественно жильные месторождения в породах различных комплексов в разрывных нарушениях или зонах тектонической трещиноватости, имеет отчетливое секущее залегание по отношению к вмещающим породам, контролируется не только продольными деформационными структурами, но и поперечными; отличается приуроченностью к горизонтам более хрупких пород, залегающих среди относительно пластичных; обладает структурно-геологической связью с малыми интрузивными телами и субвулканическими дайками. Именно такие месторождения представляют наибольший интерес как промышленный источник меди.

Пирит-халькопиритовая рудная ассоциация месторождений с линзообразными субсогласными телами развита в терригенных и терригенно-карбонатном комплексах Пинар-дель-Рио; она контролируется складчатыми структурами и внутриформационными разрывами и характеризуется наличием структурно-геологической связи с силлобразными телами порфиритов, а также отличается слабым метаморфизмом руд (значительно меньшим по сравнению с метаморфизмом вмещающих пород) и низкими содержаниями меди и цинка.

Пирит-сфалерит-галенитовая рудная ассоциация обладает близкими особенностями с только что рассмотренной, но характеризуется повышенным содержанием свинца и цинка, тогда как медь может рассматриваться в них как незначительная примесь.

Золото-кварц-сульфидная ассоциация образует жильные месторождения, занимающие отчетливо секущее положение по отношению к вмещающим породам; они контролируются системами тектонических разрывов разного направления, а также зонами повышенной трещиноватости; отмечается их преимущественная приуроченность к островодужным комплексам. Содержание золота в рудах таких месторождений невысокое, а размеры частиц золота малы.

Ферберитовая и золото-сурьмяная рудная ассоциации встречены только в пределах сиалического метаморфического блока о-ва Хувентуд. Такие месторождения могут быть охарактеризованы как жильные, приуроченные к системам раскрытых трещин и связанные с дайками среднего—кислого состава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Земная кора на территории о-ва Куба имеет сложное гетерогенное строение, что не позволяет пока достаточно убедительно воссоздать геологическую историю ее развития на основе единой непрерывной стратиграфической колонки. В связи с наличием отчетливой горизонтальной тектонической зональности приходится различать несколько структурно-формационных комплексов, развитых в определенных палеотектонических структурах: древние континентальные окраины, офиолитовые пояса древней океанической коры, островные дуги двух возрастов – меловую и палеогеновую, а также массивы сиалических метаморфизованных и неметаморфизованных пород. Все перечисленные комплексы имеют тектонические соотношения и, согласно современным представлениям, мезо-кайнозойский возраст. Начиная с олигоцена образуется новый структурный этаж – неоплатформенный.

Установлено наличие месторождений следующих основных рудных ассоциаций (или формаций): хромитовой, железо-кобальт-никелевой, гиббситовой, халькопиритовой, пирит-халькопиритовой, пирит-сфалерит-галенитовой, золото-серебряно-сурьмяной, золото-лиственитовой, ферберитовой, тодорокитовой. Имеются также проявления скарново-магнетитовой, хлькопирит-молибденитовой и некоторых других рудных формаций. Среди указанных месторождений выделяются несколько геологоструктурных типов с различными закономерностями размещения и промышленными перспективами.

Рудные месторождения Кубы обнаруживают определенную приуроченность к отдельным тектоническим зонам и структурно-формационным комплексам: хром, железо, никель, кобальт – к производным океанической коры; медь, свинец цинк, молибден, отчасти золото, серебро, железо – к островным дугам; вольфрам, золото – к сиалическим массивам.

Хромитовые месторождения преимущественно сосредоточены в основании расслоенных комплексов гарцбургитов, дунитов и габброидов. Перспективы их обнаружения связаны с определенными зонами в более крупных расслоенных ультрабазитовых массивах, в том числе и значительно тектонически нарушенных. Необходимо учитывать возможность некоторого перераспределения хромитовых тел в связи с наложением более поздней тектоники.

Скарново-магнетитовые и медно-молибденовые месторождения приурочены к апикальным или интенсивно трещиноватым зонам экзоконтакта интрузивных тел кислого–среднего состава при наличии более молодых малых интрузивных тел или даек.

Жильные халькопиритовые месторождения развиты как в вулканогенно-осадочных породах мела–начала палеогена, так и в мезозойских сиалических массивах. При этом они обычно локализуются в пачках контрастного литологического состава, в зонах крупных долгоживущих нарушений, на участках повышенной или максимальной трещиноватости и в местах флексурообразных изгибов слоистости вмещающих пород.

Сульфидные (существенно пиритовые) месторождения с медью или со свинцом и цинком имеют субсогласное залегание с вмещающими слоистыми породами, пластовую или линзообразную форму рудных тел. Они отчетливо контролируются литолого-стратиграфическими горизонтами пиритсодержащих, кремнисто-железистых, углисто-карбонатных пород (геохимические барьеры), контактами относительно мощных грубослоистых песчаников с углисто-глинистыми карбонатными сланцами (физико-механические барьеры), а также участками искривления на крыльях линейных продольных складок, осложненных секущими и субсогласными разрывами (структурный контроль). Формированию сульфидных месторождений гидротермально-метасоматического типа благоприятствует сочетание всех перечисленных факторов.

Золотое оруденение Кубы представлено несколькими типами самостоятельных (или с серебром) месторождений, а также заметными попутными концентрациями в сульфидных месторождениях. В настоящее время наиболее важными представляются золото-серебряно-сурьмяные месторождения в апотерригенных метаморфических породах, связанные с кислым магматизмом этапа эоценовой тектоно-магматической активизации. Небольшие золото-лиственитовые месторождения контролируются гидротермально-измененными рассланцованными серпентинитами. Кварц-сульфидные месторождения золота в основном приурочены к тектоническим зонам и вулканическим структурам островодужного комплекса. Последние два типа месторождений изучены пока слабо, но, несомненно, имеют определенные промышленные перспективы.

Марганцевые месторождения тодорокит-псиломелановой формации залегают в горизонтах вулканических пород в пределах структурных поднятий около региональных разломов. Вмещающие их вулканогенно-осадочные отложения относятся к палеогеновому островодужному комплексу.

Выявлены некоторые перспективы обнаружения погребенных золотоносных россыпей на участках структурных поднятий в районе развития коренных золоторудных месторождений, в связи с чем целесообразно проведение специальных палеогеографических реконструкций для позднемелового времени.

Основные проявления эндогенной металлогенической активности на Кубе связаны с периодом магматической деятельности при формировании отдельных блоков океанической коры, а также с этапом завершения консолидации островных дуг в мелу и в эоцене. Последний из указанных эпизодов оказался самым продуктивным, что в значительной степени было обусловлено возросшей зрелостью земной коры.

Процессы формирования рудоносных кор выветривания начались сразу после консолидации островных дуг. Образование основной массы промышленных экзогенных рудных месторождений относится к более позд-

ней металлогенической эпохе, начавшейся в плиоцене с объединения Кубинского палеоархипелага в один обширный остров современных очертаний. Процессы корообразования интенсивно протекали вплоть до настоящего времени, заметно опережая явления разрушения кор выветривания под воздействием эрозионных и абразионных процессов.

Среди рудных месторождений экзогенного происхождения на Кубе наибольшее значение имеют рудоносные коры выветривания, развитые на породах офиолитовой ассоциации – ультрабазитах и базитах. Железо-кобальт-никелевые месторождения таких кор выветривания распространены в основном на приподнятых расчлененных участках рельефа, активно дренируемых за счет большого ($\geqslant$ 1600 мм/см^2/год) количества выпадающих атмосферных осадков. Такое сочетание климатических и геоморфологических условий определяет благоприятную гидродинамическую обстановку взаимодействия природных вод с горными породами.

Формирование рудопроявлений и месторождений бокситов на Кубе происходило в корах выветривания как на породах основного состава, так и на терригенно-осадочных образованиях. Перспективными представляются также участки распространения продуктов ближнего переотложения кор выветривания. Эти продукты в ряде случаев являются кондиционными никелевыми рудами, слагая отдельные участки месторождений. Особенно важную роль процессы переотложения играли в формировании бокситопроявлений и месторождений бокситов на закарстованной поверхности известняков.

ЛИТЕРАТУРА[1]

1. *Адамович А.Ф., Чехович В.Д.* Основные черты геологического строения Восточной Кубы. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, 39, вып. 1.

2. *Адамович А.Ф., Чехович В.Д.* К вопросу об условиях образования коры выветривания в геосинклинальных областях (на примере Восточной Кубы). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 9.

3. *Богданов Ю.В., Гурьянова В.Н., Мирайес М.* Металлогенический очерк медных месторождений Кубы. – Сов. геология, 1965, № 11.

4. *Бугельский Ю.Ю.* Рудоносные коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1979.

5. *Бугельский Ю.Ю., Формель-Кортина Ф.* Некоторые особенности гидрогеохимии никеленосных кор выветривания Кубы. – В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1970, вып. 11.

6. *Бугельский Ю.Ю., Формель-Кортина Ф.* Гидрогеохимические закономерности формирования и размещения латеритных кор выветривания Кубы. – В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 12.

7. *Бугельский Ю.Ю., Формель-Кортина Ф.* О наличии бокситоносных кор выветривания на Кубе. – В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1974, вып. 14.

8. *Быбочкин А.М.* Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М.: Недра, 1965.

9. *Витовская И.В., Бугельский Ю.Ю.* Никеленосные коры выветривания. М.: Наука, 1982.

10. *Володин Р.Н., Зарянов Ю.П.* Геологоструктурные особенности локализации медного оруденения в пределах зоны Байа-Онда (Республика Куба, провинция Пинар-дель-Рио). – Тр. ЦНИГРИ, 1976, вып. 99.

11. Вопросы геологии и минералогии бокситов. М.: Мир, 1964.

12. *Гинзбург И.И.* Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. – В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6.

13. *Кабрера Р., Толкунов А.Е.* Некоторые аспекты формирования медных месторождений рудного района Лас-Вильяс, Куба. – В кн.: Проблемы рудообразования. Варна, 1976, т. 1.

14. *Кабрера-Ортега Р., Толкунов А.Е.* Геологическое положение и особенности строения месторождений золота района Лас-Вильяс (Куба). – Сов. геология, 1983, № 4.

15. *Карташов И.П., Черняховский А.Г., Пеньялвер Л.Л.* Антропоген Кубы. М.: Наука, 1981.

16. *Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975.

17. *Книппер А.Л., Пуиг-Рифа М.* Тектоническая структура гор Лос-Органос в районе города Виньялес и положение

[1] Помимо указанных литературных источников, при составлении монографии использованы обширные рукописные материалы – производственные и научно-исследовательские отчеты или записки, хранящиеся в Национальном геологическом фонде в Гаване или в библиотеке Института геологии и палеонтологии АН Республики Куба. Первые авторы подобных материалов упоминаются в тексте монографии. Специально отметим серию сводных итоговых отчетов, которые наряду с Геологической картой Кубы масштаба 1 : 250 000 явились основой для изложения данных по геологическому строению и истории развития отдельных регионов и всей территории Кубы. Список этих работ приведен после основной библиографии (№ 119–124).

в ней тел серпентинитов. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967.

18. *Книппер А.Л., Пуиг-Рифа М.* Тектоническое положение протрузий ультрабазитов в северо-западной части провинции Ориенте. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967.

19. *Корин И.З., Финько В.И., Формель-Кортина Ф.* Роль структуры первичных пород в формировании никеленосных кор выветривания Кубы. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967.

20. *Кравченко Г.Г.* Опыт структурного травления хромшпинелидов. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 2-я сер., 1967, ч. 96.

21. *Кравченко Г.Г.* Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.:Наука,1969.

22. *Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В.* Принципы построения систематики магматических формаций на основе их вещественного состава. – В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976.

23. *Лаверов Н.П., Кабрера-Ортега Р.* Краткий очерк металлогении гидротермальных медных месторождений Кубы. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967.

24. *Лаверов Н.П., Кабрера-Ортега Р.* Геологическая структура и некоторые вопросы генезиса медного месторождения Эль-Кобре (провинция Ориенте). – В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967.

25. *Лаверов Н.П., Шанин Л.Л., Кабрера-Ортега Р.* Абсолютный возраст некоторых горных пород Кубы. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967.

26. *Лаверов Н.П., Буриан Я., Кабрера-Ортега Р., Конечный С.* Геологическая структура и некоторые вопросы генезиса медного месторождения Матаамбре (провинция Пинар-дель-Рио). – В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967.

27. *Лаверов Н.П., Малиновский Е.П., Толкунов А.Е.* и др. Медные месторождения Кубы, их положение в структурных ярусах и связь с магматизмом. – В кн.: Проблемы генезиса рудных месторождений Кубы: (Докл. к XXIII сес. МГК). М.: ИГЕМ АН СССР, 1968.

28. *Лилиенберг Д.А.* Геоморфологические уровни коры выветривания Кубы. – В кн.: Поверхности выравнивания: Материалы к IX пленуму Геоморфологической комиссии АН СССР. Иркутск: Ин-т географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР, 1970.

29. *Лисицын А.И.* Металлогения Кубы. – Сов. геология, 1969, № 11.

30. *Малиновский Е.П., Чернышев В.Ф.* Геометрический анализ структуры рудных месторождений в дислоцированных слоистых толщах. – В кн.: Эндогенные рудные месторождения (геология, условия локализации, методы изучения). М.: Наука, 1980.

31. *Маракушев А.А.* Метод термодинамического расчета показателей основности горных пород и минералов. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 1.

32. *Маслов Ю.С.* Геологическое строение и генезис руд золоторудного поля Гуаймаро (Куба). – Сов. геология, 1969, № 5.

33. *Москалева С.В.* Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974.

34. *Моссаковский А.А., Альбеар Х.Ф. де.* Покровная структура Западной и Северной Кубы и история ее становления в свете изучения олистостром и моласс.– Геотектоника, 1978, № 3.

35. *Мэтсон П.* Остров Куба. – В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977.

36. *Никитин К.К., Гладковский А.А.* Никеленосные коры выветривания ультрабазитов и методы их изучения. М.: Недра, 1970.

37. *Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К.* Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М.: Наука, 1971.

38. *Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И.* Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, 1973.

39. *Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И., Муньос-Урбино М.* Хромитоносность ультрабазитов Кубы. – В кн.: Геология полезных ископаемых Кубы. М.: Наука, 1973.

40. *Пущаровский Ю.М., Книппер А.Л., Пуиг-Рифа М.* Тектоническая карта Кубы, масштаб 1 : 1 250 000. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967.

41. *Румянцев Г.С.* Медноколчеданные

месторождения Западной Кубы. – Геология руд. месторождений, 1974, № 3.

42. *Рябухин А.Г., Чехович В.Д., Зоненшайн Л.П., Хаин В.Е.* Эволюция Мексиканско-Карибского региона (опыт анализа с позиции тектоники плит). – Геотектоника, 1983, № 6.

43. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976.

44. *Соколова Е.А.* Марганценосность вулканогенно-осадочных формаций. М.: Наука, 1982.

45. *Соколова Е.А., Брито А., Коутин Д.П.* Марганценосная формация Эль-Кобре (провинция Ориенте, Куба). – В кн.: Геология полезных ископаемых Кубы. М.: Наука, 1973.

46. *Соколова Е.А., Степанов В.И., Брито А., Коутин Д.П.* Структуры и текстуры стратиформных тодорокитовых марганцевых руд формации Эль-Кобре, Куба. – Геология руд. месторождений, 1971, № 1.

47. *Сомин М.Л., Мильян Г.* Геология метаморфических комплексов Кубы. М.: Наука, 1981.

48. *Толкунов А.Е.* Советские геологи на Кубе. – Вестн. АН СССР, 1970, № 5.

49. *Толкунов А.Е., Малиновский Е.П., Кабрера Р., Карасу Г.* Сравнительная характеристика медных месторождений Кубы. – В кн.: Геология полезных ископаемых Кубы. М.: Наука, 1973.

50. *Феоктистов В.П., Аниятов И.А., Норман А.* Металлогения Западной Кубы. – Геология руд. месторождений, 1982, № 4.

51. *Финько В.И., Корин И.З., Формель-Кортина Ф.* О возрасте древней коры выветривания и латеритов Кубы. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967.

52. *Черняховский А.Г., Пеньялвер Л.* Некоторые закономерности возникновения и распространения гиббсита и бёмита в корах выветривания и четвертичных отложениях Кубы. – Литология и полез. ископаемые, 1976, № 1.

53. *Чухров Ф.В.* Коры выветривания как источник материала некоторых осадочных руд. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12.

54. *Шапошникова К.И.* Тектоника Центральной Кубы. – Геотектоника, 1974, № 1.

55. *Шеин В.С., Иванов С.С., Клещев К.А.* и др. Тектоника Кубы и ее шельфа. – Сов. геология, 1978, № 2.

56. *Щеглов А.Д.* Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1976.

57. *Эдельштейн И.И.* Рудные формации гипергенных никелевых и железо-никелевых месторождений. – ДАН СССР, 1980, **253**, № 3.

58. *Эдельштейн И.И.* Формация гипергенных кобальт-железо-никелевых руд и их размещение. – В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М.: Наука, 1983.

59. *Aniatov I., Lavandero R., Montenegro J.* Capacidad menífera del complejo carbonatado terrígeno miogeosinclinal del Jurásico-Cretácico inferior de Cuba occidental. – Publ. CIG. Ser. Geol., 1983, N2.

60. *Aniatov I., Vergara F., Musinov Y., Montenegro J.* Yacimientos incluidos en los melanges y olistostromas de la provincia de Pinar del Rio. – Publ. CIG. Ser. Geol., 1983, N2.

61. *Bennet H.H., Allison R.V.* The soils of Cuba, with a chapter on soil classification by C.F. Marbut. Washington, 1928.

62. *Boyanov I., Goranov A., Cabrera R.* Algunos nuevos datos sobre la geologia de los complejos de anfibolitas y granitoides en la parte sur de Las Villas. – Serie Geol. ACC, La Habana, 1975.

63. *Brönniman P., Pardo G.* Jurassic-Cretaceous stratigraphy of the carbonate rocks of northern Las Villas province, Cuba (abs tr.). – In: Res. 20th Inter. Geol. Congr., Mexico, 1956.

64. *Cabrera R.* La mineralización y estructura geológica del area de Mal Nombre, Oriente. – Serie Geol. ACC, La Habana, 1969, N 8.

65. *Cabrera R., Haydoutov I.* Melange en la región al norte de la ciudad de Camagüey. – Res. VIII Jornada Cient. Inst. Geol. y Paleont. ACC, La Habana, 1979.

66. *Cabrera R., Tolkunov A.E.* Tipos y condiciones geológicas de localizacion de los yacimientos de oro de la zona mineral septentrional de la antigua provincia de Las Villas. – Rev. Cien. de la Tierra y el Espacio, La Habana, 1979, N 1.

67. *Cobiella J.* Los macizos serpentiníticos de Sabanilla, Mayarí Arriba, Oriente. – Rev. Tecn., 1975, N 12.

68. *Corral de J.I.* Terrazas pleistocénicas cubanas. – Rev. Soc. Cub. Ing., 1944, N 40.

69. *Coutin D.P., Dudich E., Nagy E.* Características de las acumulaciones bauxi-

ticas en la provincia de Guantánamo, Cuba. – Inf. cient. tecn. Inst. de Geol. y Paleont, La Habana, 1981, N 153.

70. *Ducloz C., Vuagnat M.* A propos de l'age des serpentinites de Cuba. – Arch. Sci., 1963, vol. 15, fasc. 2.

71. *Emiliani C.* Oligocene and Miocene temperatures of the equatorial and subtropical Atlantic ocean. – J. Geol., 1956, vol. 64.

72. *Emiliani C.* Pleistocene paleotemperatures. – Science, 1970, vol. 168.

73. *Flint D.E., Albear F., Guild P.W.* Geology and chromite deposits of the Camagüey district, Camagüey province, Cuba. – Geol. Surv. Bull., 1948, N 954-B.

74. *Formell-Cortina F.* Clasificación morfogenética de las cortezas de intemperismo niqueliferas sobre las rocas ultrabasicas de Cuba. – Rev. Cien. de la Tierra y el Espacio, La Habana, 1979, N 1.

75. *Formell-Cortina F., Buguelskiy Y.Y.* Sobre la existencia en Cuba de lateritas ferro niqueliferas redepositadas sobre calizas. – Contr. a la Geol. de Cuba, La Habana, 1974.

76. *Formell-Cortina F., Oro Alfonso J.* Sobre los procesos de redeposición en el yacimiento Punta Gorda. – Rev. Cien. de la Tierra y el Espacio, La Habana, 1980, N 2.

77. *Furrazola-Bermudez G., Judoley C.M.* et al. Geología de Cuba. La Habana, 1964.

78. *Guild P.W.* Chromite deposits of Camagüey province. – Econ. Geol., 1946, vol. 40.

79. *Guild P.W.* Petrology and structure of the Moa chromite district, Oriente province, Cuba. – Rept. from Trans. Amer. Geophis. Union, 1947, vol. 28, N 2.

80. *Hess H.H* Gravity anomalies and island arcs with particular reference to the West Indies. – Prosp. Amer. Phil. Sci., 1938, vol. 79.

81. *Iturralde-Vinent M., Shopov V.* Definición de la zona de Placetas en la provincia de Camagüey. – Res. VIII Jornada Cient. Inst. Geol. y Paleont. ACC, La Habana, 1979.

82. *Jäger W.* Zür Lithologie, Tektonik und Vererzung im Gebiet von Matahambre (provinz Pinar del Rio, Kuba). – Jahrb. für Geol. (1968), 1972, vol. 4.

83. *Judoley C.M.* Geología del area del Caribe y de la costa del Golfo de Mexico. – Min. Comb. Met., La Habana, 1971.

84. *Knipper A.L., Cabrera R.* Tectonic position of ultramafic bodies of Cuba. – Abst. VI Conf. Geol. Caribe, Isla Margarita, Venezuela, 1972.

85. *Knipper A.L., Cabrera R.* Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio y el eugeosinclinal y del cinturón hiperbásico de Cuba. – Publ. Esp., ACC, La Habana, 1974, N 2.

86. *Kozary M.T.* Ultramafics in the thrust zones in northeastern Oriente, Cuba. La Habana, 1956.

87. *Krapiva L., Estrugo M.* Tipos genéticos de las menas de los yacimientos en la provincia de Pinar del Rio. – Publ. CIG. Ser. Geol., 1983, N 2.

88. *Krapiva L., Sta Cruz Pacheco M.* Composición mineralógica y génesis del yacimiento estratiforme pirito-polimetálico Nieves. – Publ. CIG. Ser. Geol., 1982, N 6.

89. *Kudelasek V., Marxova I., Zamarsky V.* La mineralogía de las cortezas de intemperismo de las rocas ultrabásicas de la costa norte de la provincia de Oriente, Nicaro, Moa. – Rev. Geol. ACC, 1967, N 1.

90. *Laverov N.P., Malinovskiy E.P.* et al. Yacimientos de cobre de Cuba, su posición en los pisos y subpisos estructurales y su relación con el magmatismo. – ACC. Ser. Geol., 1972, N 6.

91. *Lewis J.W.* Geology of Cuba. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1932, vol. 16, N 6.

92. *Lewis C.F., Straczek J.A.* Geology of south-central Oriente, Cuba. – U.S. Geol. Surv. Bull., 1955, vol. 975-D.

93. *Lisitsin A., Muliukov E., Linchenat A.* Un nuevo tipo de mineralización sulfurosa en Cuba. – Min. de la Mineria, La Habana, 1971.

94. *Meyerhoff A.A.* The gulf of Mexico and the Caribbean. – Trans. Amer. Geophys., 1977, vol. 58, N 2.

95. *Meyerhoff A.A., Hatten C.W.* Diapiric structure in central Cuba. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1968, N 8.

96. *Millan G.* El metamorfismo y mesodeformaciones de la unidad tectónica de la Sierra de los Organos. – Bol. Actas. Inst. Geol., ACC, 1972, N 2.

97. *Miyashiro A.* Classification, chemical characteristics and origin of ophiolites. – J. Geol., 1975, vol. 83.

98. *Page L.R., Mc Allister J.F.* Tungsten deposits of Isla de Pinos, Cuba. – U.S. Geol. Surv. Bull., 1944, vol. 935-D.

99. *Pardo G.* Geology of Cuba. – In: The ocean basins and margins. N.Y.; L., 1975, vol. 3.

100. *Poplavski I.T.* Estructura geológica

del yacimiento Matahambre. – Rev. Tecn., 1966, N 1.

101. *Rutten L.* On the age of the serpentines of Cuba. – Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch., 1940, vol. 43, N 5.

102. *Searcy I.K.* Surface water investigation in the vicinity of Nicaro, Oriente, Cuba. La Habana, 1956.

103. *Semenov Y.L.* Yacimientos de cromitas de Cuba. – Rev. Tecn., 1968, N 3/4.

104. *Schuchert C.* Historical geology of the Antillean-Caribbean region. N.Y.: John Wiley and Sons, 1935.

105. *Simons F.S., Straczek J.A.* Geology of manganese deposits of Cuba. – U.S. Geol. Surv. Bull., 1958, vol. 1057.

106. *Sokolova E.A., Brito A., Coutin D.P.* La formación manganesífera El Cobre (provincia de Oriente, Cuba). – Publ. Esp., ACC, La Habana, 1974, N 3.

107. *Tchounev D., Cabrera R., Yanev S.* Estratigrafía del complejo vulcanógeno sedimentario de Camagüey. – Res. VIII Jornada. Cient. Inst. Geol. y Paleont. ACC, La Habana, 1979.

108. *Thayer T.P.* Chrome resources of Cuba. –U.S. Geol. Surv. Bull., 1942, vol. 935-A.

109. *Thayer T.P.* Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro complex. – In: 21-st Inter. Geol. Congr. Copenhagen, 1960, pt. 13.

110. *Thayer T.P.* Geologic features of podiform chromite deposits. – Rept. from "Methods of prospecting for chromite". Proc. OECD seminar on modern scientific methods of chromite prospection (Athens), 1963.

111. *Tolkunov A.E., Cabrera R.* Particularidades de la geología y la metalogenía le las regiones minerales de Las Villas y Oriente. – Serie Geol. ACC, La Habana, 1972, N 7.

112. *Tolkunov A.E., Bolotin Y.A., Cabrera R.* Regularidades de la distribución y condiciones de formación de los yacimientos tipo "lentes piritosas" en el anticlinorio de Trinidad. – Publ. Esp., ACC, La Habana, 1974, N 3.

113. *Tolkunov A.E., Cabrera R., Muños M.* Nuevos datos sobre la geologia y las regularidades de la distribución de los yacimientos de cobre y pirita que se encuentran en las rocas vulcanógeno-sedimentarias de Cuba. – Serie Geol., ACC, La Habana, 1969, N 4.

114. *Tolkunov A.E., Malinovskiy E.P., Cabrera R., Carassou G.* Caracterícticas comparativas de los yacimientos de cobre de Cuba. – Publ. Esp. ACC, 1974, N 3.

115. *Turovtsev D., Estrugo M., Zhidkov A., Ananin V.* El yacimiento aurífero Delita (Isla de Pinos). – Publ. CIG. Ser. Geol., 1982, N 6.

116. *Tvalchrelidze T., Holmgren C.* Sobre la pirita laminar y la mineralización galio-germanio-arsenical en las menas del yacimiento "Hierro". La Habana: Inst. Cub. del Libro, 1971.

117. *Vletter de D.R.* How cuban nickel ore was formed. A lesson in laterite genesis. – Eng. and Min. J., 1955, vol. 156, N 10.

118. *Zelepuguin V., Fonseca E., Diaz de Villavilla L.* Asociaciones vulcanógenas de la provincia de Pinar del Rio. – Publ. CIG. Ser. Geol., 1982, N 6.

119. *Albear J.F., Iturralde-Vinent M., Furrazola-Bermudez F., Sanchez-Arango J.* Memoria explicativa del mapa geologico de la Habana. La Habana, 1977.

120. *Iturralde-Vinent M., Tchounev D., Cabrera R.* et al. Texto explicativo del mapa geologico territorio Ciego–Camagüey – Las Tunas escala 1:250 000. La Habana. 1981.

121. *Kantchev I., Boyanov Iv., Cabrera R.* et al. Texto explicativo del mapa geologico de Las Villas a escala 1:250 000. La Habana, 1978.

122. *Nagy E.* et al. Mapa geologico de la provincia de Oriente (antigua) a escala 1:250 000. La Habana, 1976.

123. *Piotrovwska K., Pszczolkowski A.* et al. Mapa geologico de la provincia de Matanzas a escala 1:250 000. La Habana, 1979.

124. *Pszczolkowski A., Piotrovwska K.* et al. Texto explicativo del mapa geologico a escala 1:250 000 de la provincia de Pinar del Rio. La Habana, 1975.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ[1]

Агрупа́да Au 231
Айрон-Хилл Au 209
Альта-Кларита Al, (Fe) 90, 92, 94
Амиста́д Zn, Pb, S, (Cu) 151
Амо́рес Cr огн. 130–132, 134
Антонио S, (Pb, Zn, Cu) 171, 194, 195
Аройо-Асуль Cu, (Zn, Pb) 154
Атлантик Ni, Co, (Fe) 50, 89
Африкана Cu 177

Байя-Онда, зона Cu 171–176, 232
Банкс Cu 173
Барити́на $BaSO_4$ (Pb) 187
Бартлет Fe 226
Белла-Мария Ni, Co, (Fe) 40, 41
Бертольди́на Cr огн. 119
Бест-Майн Cu 173
Бостон Mn 221
Буэна-Виста Cu, (Au) 164, 176, 211, 232
Буэна-Виста Ni, Co, (Fe) 33, 40

Виктория S, (Pb, Zn) 190, 232
Виктория Cr огн. 119, 130
Вихила́нте Cu 151

Гильерми́на Cr огн. 109, 124
Голден-Хилл Au 209
Гран-Пьедра Cu 177
Гуа́ймаро, район Au, Cu 156, 207–209
Гуа́ймаро Cu 156, 157, 176, 177
Гуа́ос Cu, Fe 176–178, 208, 225, 226
Гуачина́нго S, (Pb, Zn, Cu) 190, 191, 194, 195, 232
Гуяка́н Au 207

Делита Au, Ag, (Sb) 196–202, 212
Деска́нсо Au 204, 205, 212, 231

Дельга́до Cr огн. 130, 134, 135
Дельта Cr огн. 122, 123, 131–134
Дора Cu(Pb, Zn, S, Ag) 151, 164, 211

Иберия Ni, Co, (Fe) 33, 40
Ие́рро Cu, (S, Ga, Ge, Fe) 164, 170, 171, 230
Индепенде́нсия Cu 156
Исабелита Cu 176, 177
Исабелита Fe 226

Кайо-Гуам (Кайогуан) Cr огн. 109, 114 119–125, 130–135, 139–141
Какарахи́кара Cu 173
Каледония Cr мет. 109, 120–125, 130, 132
Камагуэй, район Cr огн. 107, 110–118, 130
Камагуэй-II Cr огн. 122, 123, 125
Камарио́ка Ni, Co, (Fe) 44–50
Камахуани́ Fe 227
Ка́ндида Cu, (Zn, Pb) 151
Кантара́на Ni, Co, (Fe) 93
Кантарана Al 92, 93
Каобилья Fe 226
Карида́д Cu 151
Карида́д Cr 116
Карлота S, (Pb, Zn, Cu) 190–195
Карлота Ni, Co, (Fe) 40
Каси́мба Cr мет. 110, 122, 125, 130, 132, 135, 139–141
Кастельяно Pb, Zn, S, $BaSO_4$, (Fe), 180–190, 232
Каха́льбана Cr мет. 107, 113–118, 126, 137
Каха́льбана Ni, Co, (Fe) 104, 113
Кеси́гуа Ni, Co, (Fe) 59
Кесигуа (Кемадо-дель-Негро) Al 90–93
Клеменсия Cr огн. 126
Космополита Cu 151
Кромита Cr огн. 119–122, 125, 130–135, 139–141
Ку́мбре Au 207
Купей Ni, Co, (Fe) 59, 60, 88
Купейя́ль Ni, Co, (Fe) 33
Купейяль-дель-Норте Ni, Co, (Fe) 39, 40

Ла-Вака Ni, Co, (Fe) 59
Ла-Дельта Ni, Co, (Fe) 50–59
Ла-Констансия Cu 151

[1] Химическими символами элементов без скобок указаны основные полезные компоненты руд месторождений и рудопроявлений, в скобках – попутные компоненты. Для месторождений хрома даны дополнительные обозначения: огн. – огнеупорные хромиты, мет. – металлургические.

Ла-Кристина Cu 171
Ла-Маньяна Cu 171
Ла-Сейба Cu 154
Ла-Хеорхина Au 209
Ла-Эстрея Cr мет. 123
Левиса Ni, Co, (Fe) 40
Лела (Сигуанеа) W 197, 202, 212–216, 231
Лола Pb, Zn, Ag 211
Лолита Cr огн. 109, 117, 122, 123, 130
Лоро Cr огн. 118, 122, 130
Лос-Мангос Cu 154
Лос-Мулос Ni, Co, (Fe) 33
Лос-Сэррос Cu 156, 232
Лос-Чивос Mn 218, 220

Магарабомба Fe, 226
Маклама Au 209
Мантуа, район Cu, Co, (S) 164–170, 232
Марти Ni, Co, (Fe) 40, 78–86
Маскота Au 204
Матаамбре Cu, (S) 141–152, 187, 228–233
Метаамбре, рудное тело 70 S, Pb, Zn, (Cu) 148–151, 164, 180, 185, 211
Махагуа Cr 116
Мелонера Au 204, 205, 231
Мельба Cr огн. 122, 123, 130
Мендиета Cu 173
Мерседес Cu(Ag) 211
Мерседита Cr огн. 116, 122, 130, 134, 140
Моа, район Ni, Co, (Fe) 88
Моа-Баракоа, район Cr огн. 107–118, 134
Моно (Мелья) S, (Pb, Zn, Cu, Au) 144, 164, 180, 185, 211
Мукарал–Куатро-Каминос, район Mn 223

Нарсисо Cr огн. 132, 135
Нарсисо-II Cr огн. 120
Ниевес (Ниевес-Прида) S, Pb, Zn, (Cu, Ag) 144, 164, 180, 185–187, 211
Никаро, район Ni, Co, (Fe) 40–44, 88

Окуханль Ni, Co, (Fe) 40, 41
Ольга-II Cu, (Pb, Zn) 165, 167
Офелия Cr огн. 119, 124

Пан-де-Гуахайбон Al 98–103
Педра Барба Au 204
Пилото Ni, Co, (Fe) 33, 40, 89
Пинарес-де-Маяри Ni, Co, (Fe) 33–39, 89
Пинарес-де-Маяри, район Cr мет. 107, 110–121, 139
Плайя-ла-Вака Ni, Co, (Fe) 60
Понупо Mn 218, 219, 221
Потоси Au 206, 212
Потоси Cr огн. 132, 135
Пунта-Горда Ni, Co, (Fe) 59–77

Рамона Ni, Co, (Fe) 40, 41
Рио-Пьедра Au 204

Сагуа-де-Танамо, район Cr 107, 113, 116, 118, 126, 128, 133
Саломон Cu 151
Сан-Мигель Cu 173
Сан-Мигель-де-лос-Баньос (Ni, Co, Fe) 104
Санта-Люсия S, Pb, Zn, ($BaSO_4$, Ag) 180–185, 187–190, 211
Санта-Роса Au 207
Сантьяго Fe 226
Сан-Фелипе Ni, Co, (Fe) 104
Сан-Фернандо Cu, Zn, (S) 142, 152–156, 228, 229, 232
Сан-Франсиско Al 90, 96, 97, 104
Сан-Хосе Au 203, 204, 231, 232
Сан-Хуан Ni, Co, (Fe) 40
Сигуанеа (см. Лела) W
Сифуэнтес, район Mn 224
Соль-Либано Ni, (Co, Fe) 40–44
Сур Pb, Zn, S 180, 187
Сьерра-Асуль Al 90, 98–104
Сьерра-Гуаса Al 97
Сьерра-де-Каухери Al 97, 98
Сьерра-Кубитас Fe, (Ni, Co, Al) 90, 95, 96
Сьерра-Чикита Al 98–101

Томайо Cr мет. 130, 138
Туркино Pb (Ag) 211

Унион-I, II Cu, Co, (S) 164–170, 230

Флоренсия Au 207–209, 212, 231
Флорида, район Fe 226
Фортуна Cu 156
Франсиско Cu (Au) 151, 164, 211

Хобоси Au 202, 203, 212, 231, 232
Хуан-Мануэль Cu, (Co, S) 164–167, 230
Хукаро Cu, S(Au) 173–176, 211, 228, 232
Хулиа Cr мет. 126

Чарко-Редондо Mn 219–221

Элексион Cu 157, 162, 163, 211
Элена Cu 151
Эль-Аура Au 209, 210, 212
Эль-Каней Cu 177
Эль-Кинто Mn 218, 221
Эль-Кобре Cu 141, 142, 152, 157–162, 228, 234
Эль-Прадо Ni, Co, (Fe) 33
Эль-Соль Cu 156
Эсперанса Cr 116

Ягрума Cu 173
Яманигуэй Ni, Co, (Fe) 50
Яя Au 207

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5

Введение 7

Глава I

Очерк геологического строения Кубы 10
Комплекс континентальной окраины 10
Офиолитовый пояс 12
Островные дуги 15
Континентальные блоки 20
Геологическое развитие Кубы в олигоцен-четвертичное время 23

Глава II

Экзогенные рудные месторождения 25
Железо-кобальт-никелевые месторождения 26
Краткая история изучения 26
Формационно-генетическая классификация 27
Месторождения кор выветривания ультрабазитов на платообразных низких горах 32
Месторождения холмистых, интенсивно расчлененных предгорий 40
Месторождения высоких абразионных террас 44
Месторождения низких абразионных террас 50
Месторождение Пунта-Горда 60
Месторождения коры выветривания линейного типа 78
Закономерности формирования и размещения месторождений оксидно-силикатных железо-кобальт-никелевых руд 86
Бокситовые месторождения и рудопроявления 89
Латеритные бокситы 91
Латеритно-осадочные бокситы 94
Осадочно-метаморфизованные бокситы 98
Экзогенная металлогения Кубы 103

Глава III

Эндогенные рудные месторождения 107
Месторождения хромитов 107
Основные представления о генезисе хромитоносных ультрабазитов 108
Положение ультрабазитовых массивов и их внутреннее строение 110
Факторы контроля хромитового оруденения 113
Размещение и строение месторождений 118
Особенности вещественного состава хромитовых руд и пород рудовмещающих комплексов 125
Вопросы перспективности 136
Месторождения меди 141
Кварц-халькопиритовые месторождения 142
Пирит-халькопиритовые месторождения 164
Халькопирит-молибденитовые месторождения 176
Скарновые магнетит-халькопиритовые месторождения 177

Месторождения свинца и цинка 178
Пирит-сфалерит-галенитовые месторождения 179
Пиритовые месторождения с убогим содержанием халькопирита и сфалерита 190
Другие проявления цинка и свинца 195
Месторождения золота и серебра 196
Жильные золото-серебряные месторождения в метаморфических сланцах 196
Жильные золото-кварцевые месторождения в основных и ультраосновных породах 202
Малосульфидные золоторудные месторождения в лиственитах 204
Прожилково-вкрапленные золоторудные месторождения в вулканогенных породах 207
Золото и серебро как попутные компоненты руд 211
Месторождения вольфрама 212
Месторождения марганца 216
Тодорокит-пиролюзит-кремнистая рудная ассоциация 217
Псиломелан-пиролюзит-кремнистая рудная ассоциация 223
Месторождения железа 225
Магнетит-гематитовая известково-скарновая рудная ассоциация 225
Жильные гидротермальные магнетит-гематитовые рудопроявления 227
Эндогенная металлогения Кубы 227
Общие закономерности размещения эндогенных рудных месторождений 227
Связь различных типов месторождений с магматизмом 229
Влияние складчато-блоковых структур и разломов на размещение рудных месторождений 231
Особенности размещения месторождений различных типов в рудных районах 232

Заключение 235

Литература 238

Указатель месторождений 243

РУДНЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
КУБЫ

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии

Редактор *Л.М. Бекасова*
Художник *С.А. Резников*
Художественный редактор *М.Л. Храмцов*
Технический редактор *О.В. Аредова*
Корректор *Н.И. Харламова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 29237

Подписано к печати 05.08.85. Т – 17211
Формат 60 X 90 1/16. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 15,5 + 0,4 вкл. Усл.кр.-отт. 16,0
Уч.-изд.л. 19,5. Тираж 600 экз. Тип. зак. 637
Цена 3 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовится к печати

Магматические горные породы. Основные породы.
40 л. 6 р. 50 к.

Рассмотрены геология, петрография, минералогия и петрохимические особенности основных магматических пород Земли и Луны. Выделены типичные ассоциации этих пород, связанные с главнейшими морфоструктурами Земли, установлено их сходство и различие. Проведен анализ закономерностей формирования серий пород в условиях разных геодинамических режимов, вскрыты проблемы дифференциации основных магм. Показана связь определенных типов месторождений полезных ископаемых с различными ассоциациями пород.

Для геологов, минералогов, геохимиков, петрографов.

Современная техника и методы экспериментальной минералогии
20 л. 3 р. 50 к.

Книга посвящена современной гидротермальной, газовой и твердофазовой технике высокого давления, включая и аппаратуру с алмазными наковальнями. Рассмотрены вопросы измерения высоких давлений и температур, исследования фазовых равновесий, роста кристаллов, растворимости, диффузии, фильтрации и других процессов, протекающих в глубинных зонах коры и мантии Земли.

Для геологов, минералогов, геофизиков, геохимиков.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга–почтой" "Академкнига":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск. Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

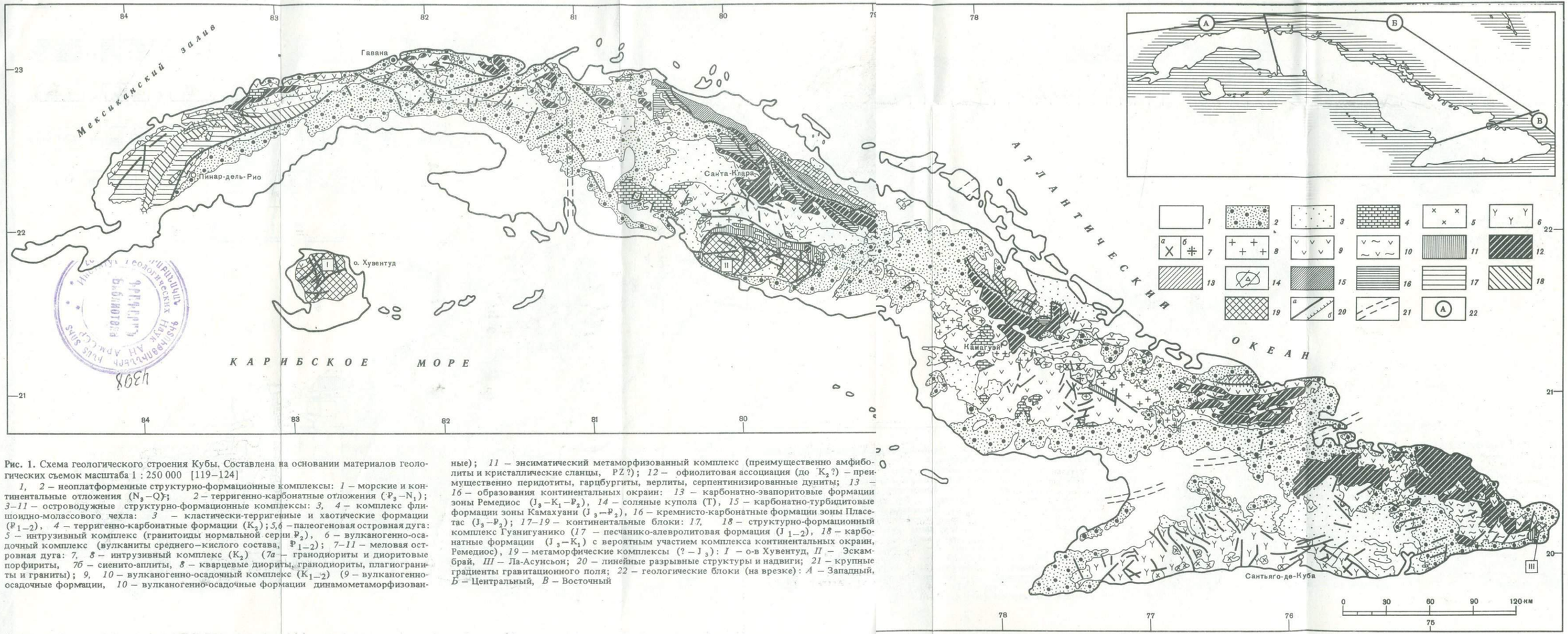


Рис. 1. Схема геологического строения Кубы. Составлена на основании материалов геологических съемок масштаба 1 : 250 000 [119–124]

1, 2 – неоплатформенные структурно-формационные комплексы: *1* – морские и континентальные отложения (N_3–Q); *2* – терригенно-карбонатные отложения (P_3–N_1); *3–11* – островодужные структурно-формационные комплексы: *3, 4* – комплекс флишоидно-молассового чехла: *3* – кластически-терригенные и хаотические формации (P_{1-2}), *4* – терригенно-карбонатные формации (K_2); *5,6* – палеогеновая островная дуга: *5* – интрузивный комплекс (гранитоиды нормальной серии P_2), *6* – вулканогенно-осадочный комплекс (вулканиты среднего–кислого состава, P_{1-2}); *7–11* – меловая островная дуга: *7, 8* – интрузивный комплекс (K_2) (*7а* – гранодиориты и диоритовые порфириты, *7б* – сиенито-аплиты, *8* – кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты и граниты); *9, 10* – вулканогенно-осадочный комплекс (K_{1-2}) (*9* – вулканогенно-осадочные формации, *10* – вулканогенно-осадочные формации динамометаморфизованные); *11* – эншматический метаморфизованный комплекс (преимущественно амфиболиты и кристаллические сланцы, PZ?); *12* – офиолитовая ассоциация (до K_2?) – преимущественно перидотиты, гарцбургиты, верлиты, серпентинизированные дуниты; *13–16* – образования континентальных окраин: *13* – карбонатно-эвапоритовые формации зоны Ремедиос (J_3–K_1–P_2), *14* – соляные купола (T), *15* – карбонатно-турбидитовые формации зоны Камахуани (J_3–P_2), *16* – кремнисто-карбонатные формации зоны Пласетас (J_3–P_2); *17–19* – континентальные блоки: *17, 18* – структурно-формационный комплекс Гуанигуаника (*17* – песчанико-алевролитовая формация (J_{1-2}), *18* – карбонатные формации (J_3–K_1) с вероятным участием комплекса континентальных окраин, Ремедиос), *19* – метаморфические комплексы (? – J_3): *I* – о-в Хувентуд, *II* – Эскамбрай, *III* – Ла-Асунсьон; *20* – линейные разрывные структуры и надвиги; *21* – крупные градиенты гравитационного поля; *22* – геологические блоки (на врезке): *А* – Западный, *Б* – Центральный, *В* – Восточный

Институт геологических наук АН Армянской ССР
Библиотека
4308

Зак. 637

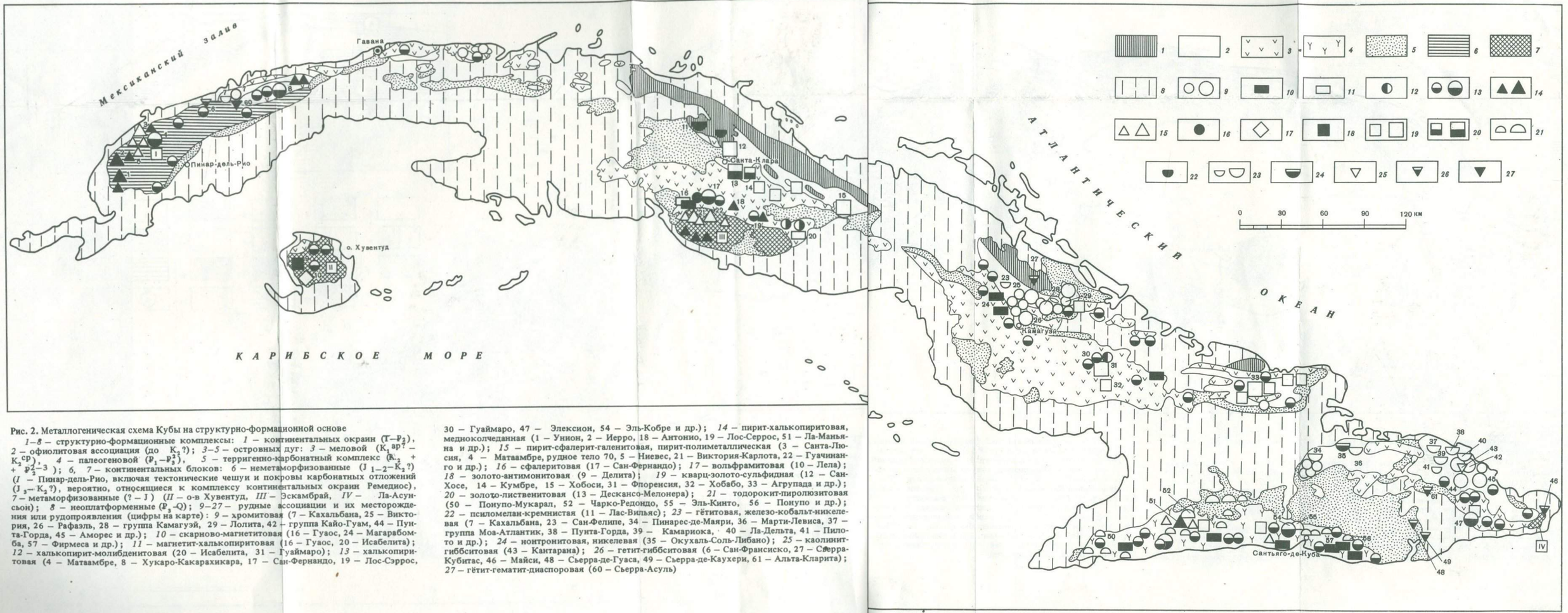


Рис. 2. Металлогеническая схема Кубы на структурно-формационной основе

1–8 – структурно-формационные комплексы: *1* – континентальных окраин ($T-P_2$), *2* – офиолитовая ассоциация (до K_2?); *3–5* – островных дуг: *3* – меловой ($K_1^{ap?}-K_2^{cp}$), *4* – палеогеновой ($P_1-P_3^2$), *5* – терригенно-карбонатный комплекс ($K_2+P_3^2-3$); *6, 7* – континентальных блоков: *6* – неметаморфизованные ($J_{1-2}-K_2$?) (*I* – Пинар-дель-Рио, включая тектонические чешуи и покровы карбонатных отложений (J_3-K_2?), вероятно, относящиеся к комплексу континентальных окраин Ремедиос), *7* – метаморфизованные (? – J) (*II* – о-в Хувентуд, *III* – Эскамбрай, *IV* – Ла-Асунсьон); *8* – неоплатформенные (P_3-Q); *9–27* – рудные ассоциации и их месторождения или рудопроявления (цифры на карте): *9* – хромитовая (7 – Кахальбана, 25 – Виктория, 26 – Рафаэль, 28 – группа Камагуэй, 29 – Лолита, 42 – группа Кайо-Гуам, 44 – Пунта-Горда, 45 – Аморес и др.); *10* – скарново-магнетитовая (16 – Гуаос, 24 – Магарабомба, 57 – Фирмеса и др.); *11* – магнетит-халькопиритовая (16 – Гуаос, 20 – Исабелита); *12* – халькопирит-молибденитовая (20 – Исабелита, 31 – Гуаймаро); *13* – халькопиритовая (4 – Матаамбре, 8 – Хукаро-Какарахикара, 17 – Сан-Фернандо, 19 – Лос-Сэррос, 30 – Гуаймаро, 47 – Элексион, 54 – Эль-Кобре и др.); *14* – пирит-халькопиритовая, медноколчеданная (1 – Унион, 2 – Иерро, 18 – Антонио, 19 – Лос-Серрос, 51 – Ла-Маньяна и др.); *15* – пирит-сфалерит-галенитовая, пирит-полиметаллическая (3 – Санта-Люсия, 4 – Матаамбре, рудное тело 70, 5 – Ниевес, 21 – Виктория-Карлота, 22 – Гуачинанго и др.); *16* – сфалеритовая (17 – Сан-Фернандо); *17* – вольфрамитовая (10 – Лела); *18* – золото-антимонитовая (9 – Делита); *19* – кварц-золото-сульфидная (12 – Сан-Хосе, 14 – Кумбре, 15 – Хобоси, 31 – Флоренсия, 32 – Хобабо, 33 – Агрупада и др.); *20* – золото-лиственитовая (13 – Дескансо-Мелонера); *21* – тодорокит-пиролюзитовая (50 – Понупо-Мукарал, 52 – Чарко-Редондо, 55 – Эль-Кинто, 56 – Понупо и др.); *22* – псиломелан-кремнистая (11 – Лас-Вильяс); *23* – гётитовая, железо-кобальт-никелевая (7 – Кахальбана, 23 – Сан-Фелипе, 34 – Пинарес-де-Маяри, 36 – Марти-Левиса, 37 – группа Моа-Атлантик, 38 – Пунта-Горда, 39 – Камариока, 40 – Ла-Дельта, 41 – Пилото и др.); *24* – нонтронитовая, никелевая (35 – Окухаль-Соль-Либано); *25* – каолинит-гиббситовая (43 – Кантарана); *26* – гетит-гиббситовая (6 – Сан-Франсиско, 27 – Сьерра-Кубитас, 46 – Майси, 48 – Сьерра-де-Гуаса, 49 – Сьерра-де-Каухери, 61 – Альта-Кларита); *27* – гётит-гематит-диаспоровая (60 – Сьерра-Асуль)

4398

3 руб.