

УДК. 551.1:553 (87)

Н.Н. Чеглякова, Ю.М. Баженов

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ВЕНЕСУЭЛЬСКОЙ ЧАСТИ ГВИАНСКОГО ЩИТА

Гвианский щит находится на северо-востоке Южной Америки и является самым северным выступом фундамента Южно-Американской платформы. С северо-востока он ограничен Атлантическим океаном, с запада и северо-запада — р. Ориноко, с юга и юго-востока р. Амазонкой. Его протяженность с севера на юг составляет 1100 км, а с запада на восток 2100 км. Площадь щита около 2310 тыс. км². Высшая точка щита г. Ла-Неблина в одноименном хребте, разделяющем бассейны Амазонки и Ориноко, достигает высоты 3014 м. Выходы пород, слагающих Гвианский щит, можно наблюдать на территории Колумбии, Венесуэлы, Бразилии, Гайаны, Суринама и Французской Гвианы.

Многие исследователи отмечают сходство, даже идентичность комплексов пород Гвианского щита и отделенного от него Атлантическим океаном Западно-Африканского щита. Можно предположить, что породы архейского и раннепротерозойского возраста, слагающие обе структуры, сформировались в сходных условиях и подвержены одновременным тектоническим и метаморфическим событиям [3].

В Гвианском щите на территории Венесуэлы выделяют обычно пять структурно-фациальных комплексов: 1) архейский комплекс амфиболито-гранулитовых метаосадочных и метамагматических пород, 2) раннепротерозойский зеленокаменногранитоидный комплекс, 3) раннепротерозойский неметаморфизованный вулканоплутонический комплекс, 4) комплекс ранне-среднепротерозойских терригенно-осадочных пород, 5) комплекс среднепротерозойских гранитов типа рапакиви (рисунок). Необходимо отметить, что рассматриваемый регион является одним из наименее изученных в геологическом отношении мест на планете.

Комплекс иматака представляет собой пояс амфиболито-гранулитовых метаосадочных и метамагматических пород, простирающийся в северо-восточном направлении и образующий северную окраину венесуэльской части Гвианского щита (рисунок). Его протяженность составляет 510 км при ширине 65–130 км. От залегающих к югу раннепротерозойских зеленокаменных образований комплекс иматака отделяет сдвиговая зона Гури. На западе породы комплекса иматака примыкают к магматическим (интрузивным и эффузивным) раннепротерозойским породам серии кучиверо, развитым на западе вдоль р. Каура. Природа контакта неизвестна, так как он перекрыт аллювием р. Каура.

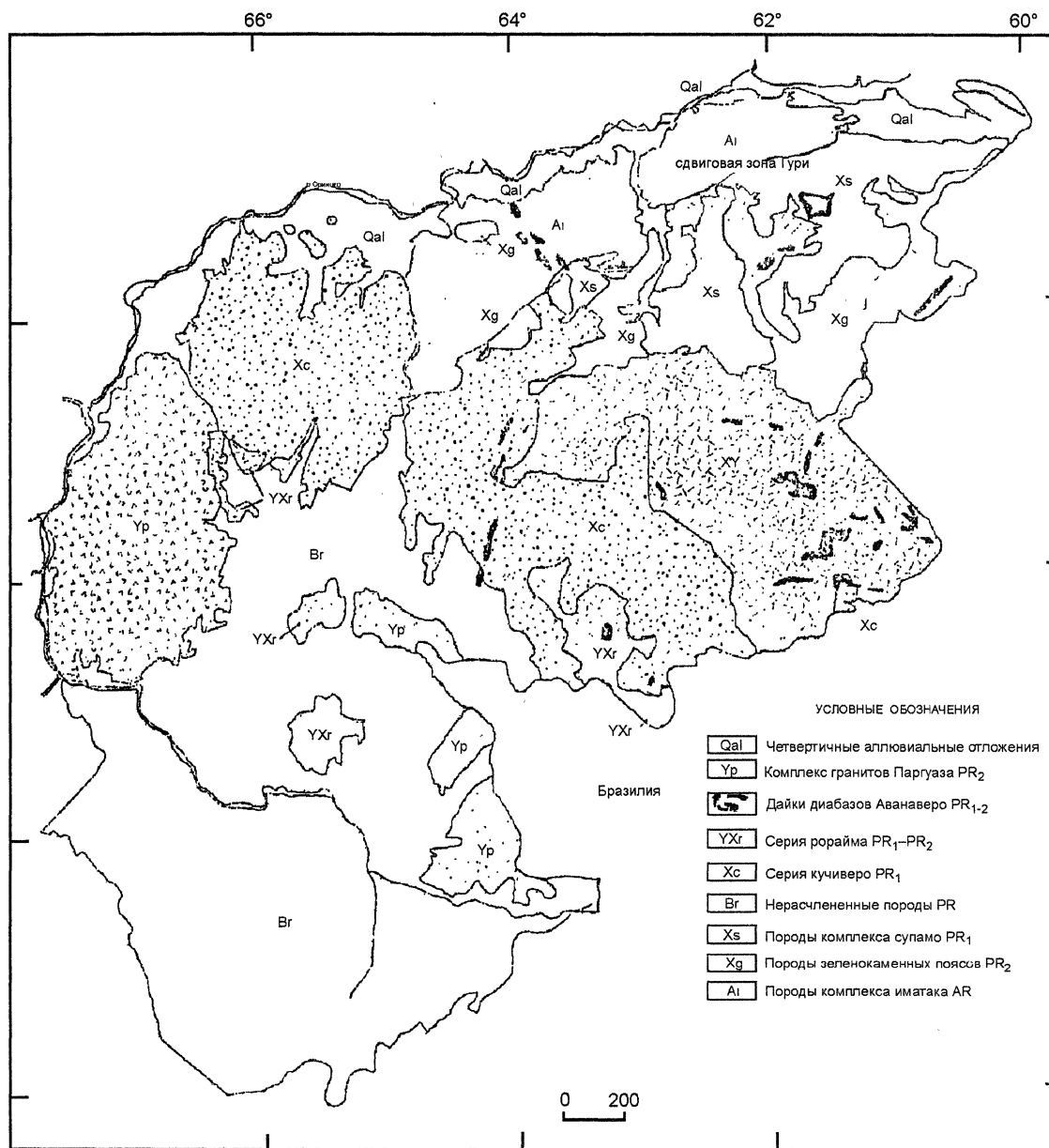
Породы комплекса иматака состоят более чем на 80% из кварц-полевошпатовых ортогнейсов, парагнейсов и фильзитовых гранулитов, на 10–15% из средних—основных гнейсов, гранулитов и чарнокитов и на 1% из метаморфизованных полосчатых железистых кварцитов, а также включают небольшое (<1%) ко-

личество железо-марганцевых метаосадочных пород, доломитовых мраморов и анортозитов. Первичные породы комплекса иматака состояли из кластических и хемогенных осадочных образований, кислых известково-щелочных субаэральных вулканических и в меньшей степени из изверженных пород.

Градации метаморфизма в породах комплекса иматака изменяются от двупироксен-гранулитовых фаций, развитых в северо-восточной части пояса, в районе оз. Гури, до амфиболитовых фаций на юго-западе. Гнейсы обычно мигматизированы и состоят из кварца-кпш—плагиоклазов ± биотита ± роговой обманки ± ортопироксена ± клинопироксена ± граната ± силлиманита ± кордиерита ± мусковита. Пик метаморфических условий в гранулитовой фации пород соответствует температурам 750–800°C и давлению 8,0–8,5 кбар; в породах амфиболитовой фации температура изменяется от 625 до 700°, а давление от 4 до 7 кбар.

Породы комплекса иматака сильно деформированы — сначала в крупные изоклиналильные складки, которые в последующем были смяты в открытые складки. В северной части комплекса иматака оси изоклиналильных складок простираются в основном на северо-запад, а в южной части — субширотно. Оси складок отклоняются к северо-востоку вблизи сдвиговой зоны Гури, которая прослеживается на расстояние более 400 км. Ширина сдвиговой зоны изменяется от нескольких сотен метров до 1 км. Она маркируется измененными полосчатыми мелонитами, псевдотопиллитами и сильно раздробленными амфиболитами и гнейсами. Отклонения структурных простираций и линейность минералов в образованиях, примыкающих к разлому Гури, указывают, что главные движения по нему были левосторонними. Возможны также поздневертикальные смещения. Породы комплекса также рассечены пологими надвигами северной вергентности, которая ассоциируется со сдвиговой зоной Гури и отчасти служит причиной складчатости. Эти разломы могли быть активизированы в более позднее время — в протерозое и фанерозое — в процессе оринокейского и карибского орогенеза [8].

В настоящее время существует серия датировок возраста пород комплекса иматака, большинство из которых фиксирует время регионального метаморфизма и тектоно-магматических событий. Некоторые гнейсы и метаосадочные породы датируются 3,7–3,4 млрд лет по Rb—Sr- и Pb—Pb-методу. Возможно, что эти данные отражают возраст унаследованных обломочных архейских компонентов. Породы комплекса иматака были деформированы 2800–2700 млн лет назад в результате гурийского орогенеза. Некоторые исследователи [7] приводят более ранний возраст этих тектонических событий. В процессе трансамазонского орогенеза около 2120–1960 млн лет назад произошло внедрение



Геологическая карта венесуэльской части Гвианского щита, по [8]

гранитных интрузий, и степень метаморфизма пород достигла амфиболитовой и гранулитовой стадий.

В других частях Гвианского щита породы комплекса иматака исследователи ранее коррелировали с гранулитами и чарнокитами комплексов Апиау в Бразилии, Кануку в Гайане, Адампада-Фалаватра в Суринаме, Иль-де-Кайенн во Французской Гвиане. Однако последние данные показали, что хотя породы всех перечисленных групп и имеют структурное, стратиграфическое и петрографическое сходство с комплексом иматака, их возраст не превышает 2300–2200 млн лет. Таким образом, комплекс иматака является наиболее древним на Гвианском щите.

Если рассматривать возрастные и структурно-петрологические аналогии с другими древними щитами, то породы комплекса иматака коррелируют обычно с амфиболит-гранулитовыми фациями области Кенема-Ман Леоно-Либерийского и западной части Регибатского кристаллического массива Западной Африки.

Сдвиговая зона Гури в этом случае выстраивается в одну линию с Леоно-Либерийской разломной зоной Сассандра—Трау-Монтайн, которую в свою очередь можно коррелировать с разломом Зеднесс в Регибатском массиве. Эти тектонические несогласия также отделяют архейские высокометаморфизованные породы от раннепротерозойских зеленокаменно-гранитных образований [3].

Основные древние тектоно-магматические события произошли на Гвианском щите, по данным А. Серментеро [7], 3600–2600 млн лет назад, а по данным Г. Сиддера и В. Мендосы [8] — 2700–2800 млн лет назад. Они характеризуются внедрением гранитных интрузий в гнейсы и развитием мигматитов. А. Серментеро [7] выделяет их как гурийский орогенез. Г. Сиддер и В. Мендоса и некоторые другие авторы [8] коррелируют эти события с либерийской тектоно-термальной активизацией Леоно-Либерийского и Ригибатского массивов в Западной Африке, произошедшей между 2780 и

2750 млн лет назад, в течение которой архейские породы были метаморфизованы и прорваны интрузиями.

Полезные ископаемые. Железо — основной добываемый здесь металл. Разрабатывается несколько крупных месторождений, в том числе Серро-Боливар и Сан-Исидро, которые являются одними из крупнейших в мире. Запасы железных руд составляют более 1855 млн т с содержанием железа 63%, а руд с содержанием 44% — 11 700 млн т. Руды полосчато-железистой формации представлены минералами группы оксидов, среди которых преобладают магнетит и гематит. Обогащенные полосчатые руды состоят преимущественно из гетита и лимонита. Слои, обогащенные железом, переслаиваются с кремнистыми слоями, состоящими из кварца и железосодержащих метаморфических минералов, таких, как гринолит, грюнерит, куммингтонит, красит-магнийсиорибескит, акмит и хлорит.

Кроме железа в Упата-Эль-Пальмар (район Гуакурипия) известны небольшие месторождения и рудопроявления марганца. Слои вторично обогащенных марганцевых руд переслаиваются с гнейсами, мигматитами, амфиболитами и гранулитами комплекса иматака. Отдельные марганецсодержащие слои обычно имеют мощность менее 10 м и прослеживаются по простиранию на 20 км и более. Общая мощность не менее 500 м.

В округе Упата также известны рудопроявления бокситов, которые локально связаны с корами выветривания габбро, амфиболитов и, возможно, гранитных гнейсов комплекса иматака.

Зеленокаменные пояса. Раннепротерозойский зеленокаменно-гранитный комплекс в центральной и восточной частях венесуэльской части Гвианского щита занимает площадь около 360×250 км. На западе и юге его перекрывают соответственно фельзитовые и средние по составу вулканические породы серии кучиверо и кластические осадочные породы серии рорайма. На восток его породы прослеживаются на территории Гайаны. Контакт между зеленокаменно-гранитным комплексом и комплексом иматака проходит на севере вдоль сдвиговой зоны Гури.

Мощность зеленокаменных пород в Венесуэле превышает 11 тыс. м. Стратиграфически их разделяют на суперсерию пастора и серию ботанамо. Суперсерия пастора, состоящая из серии коричапа (эль-калья), свит сикапра и юруари, несогласно перекрывается породами серии ботанамо, которая включает свиты кобалапе и лос-карибес. Они прорваны гранитными батолитами комплекса супамо, которые делят их на ветвящиеся синклинали.

На западе породы суперсерии пастора коррелируют с метаосадочными и метавулканическими образованиями ассоциации реаль-корона—эль-торно, залегающими к западу от р. Аро. На востоке зеленокаменный комплекс пастора—ботанамо коррелирует с аналогичными породами суперсерии барама—мазаруни в Гайане, серии марвани в Суринаме, серий пармака, бонидоро и орапу во Французской Гвиане и серии вилья-нова в Бразилии.

Раннепротерозойские зеленокаменные пояса Гвианского щита по возрасту, литологии, стратиграфии и химическому составу также сопоставимы с Биримскими зеленокаменными поясами Западной Африки [1, 3, 8].

Породы зеленокаменных поясов отлагались преимущественно в подводных условиях. Базальты, слагающие их нижние части, характеризуются структурами пиллоу, а также химическими и минералогическими изменениями, присущими подводной спилитизации. В средних частях толщ преобладают порфириновые андезиты, дациты и риолиты, а также кремнистые и туфогенные осадки, переслаивающиеся с лавами. Турбидитовые граувакки, пилиты, туфы, хемогенно-осадочные и вулканокластические породы доминируют в самых верхних частях зеленокаменных поясов. Переходы от вулканогенных образований к осадочным местами согласные. Первоначальный состав пород сильно изменен процессами метаморфизма, а в последующем выветривания.

Во всех частях стратиграфической последовательности зеленокаменных поясов присутствуют основные и ультраосновные интрузивные комплексы, которые включают, как правило, пироксениты и перидотиты, ассоциирующие с габбро и в меньшей степени с анортозитами и диоритами. В верхней части свиты эль-калья они субпараллельны с базальтовыми лавовыми потоками. Максимальная мощность этих габброидных тел составляет около 500 м.

Суперсерия пастора состоит из серии каричапа (эль-калья), свит сикапра и юруари.

Серия эль-калья является наиболее древней частью суперсерии пастора. Первоначально была описана в области Эль-Калья Коррелом [1] в 1960, а затем Менендесом в 1968 г. [6] в качестве отдельной свиты. Поэтому для типового разреза пород в области Эль-Калья сохраняется название свиты, которая представляет собой базальтовые и андезитовые лавовые потоки, сильно метаморфизованные до зеленосланцевой, а местами до амфиболитовой фации. Их общая мощность 3000 м. Для пород зеленосланцевой фации характерны биотит, хлорит, альбит, эпидот и актинолит. Амфиболиты связаны с гранитами комплекса супамо и состоят из зелено-голубых роговых обманок и плагиоклаза. Темно-зеленые до черных амфиболитовые фации постепенно переходят в более светлые, зеленосланцевые. Такая зональность прослеживается в пиллоу-лавах на расстоянии до 6 км от интрузивных тел. Топографические породы серии эль-калья представляют собой холмы высотой 300—800 м.

Свита сикапра представляет собой двухкилометровую толщу ритмично переслаивающихся андезитовых туфотурбидитовых граувакк и алевролитов. Встречаются прослои туфов и туфобрекчий мощностью до 10 м, а в кровле наблюдаются выходы железо-марганцевых кварц-гематитовых конгломератов. Они также характеризуются зеленосланцевой фацией метаморфизма и образуют кварц-актинолит-биотит-эпидот-альбитовые сланцы. Амфиболиты развиты локально, вблизи гранитных интрузий. Сланцеватость косая, параллельная стратификации, обычно плохо развита. В рельефе породы свиты сикапра почти не выражены, выклинива-

ясь к юго-востоку. Контакт между свитами сикапра и юруари постепенный, а между свитами юруари и эль-калья наблюдается тектоническое несогласие.

Свита юруари состоит из слюдяных сланцев, филлитов и фельзитовых метатифов, возможно, связанных с размывом эпикластических и турбидитных пород. С ними ритмично переслаиваются толщи полевошпатовых песчаников, алевролитов и черных сланцев, мощность толщ достигает 50 м. Местами присутствуют туфобрекчии, железо-марганцевые филлиты, пачки переслаивания дацитов и базальтовых туфов, брекчий и лавовых потоков, а также кремнистых пород. Общая мощность толщ до 1000 м. Эти породы также являются типично зеленосланцевыми образованиями — хлорит-серицитовыми сланцами, в которых присутствуют включения кальцита. Местами они прорваны гранитами комплекса супамо. В контактовых зонах развиты роговообманковые и пироксеновые роговики, состоящие из биотита, силлиманита или андалузита, а также хлоритоидов с включениями турмалина и гранатов. В рельефе местности породы свиты юруари представляют собой низкие холмы и равнины, покрытые разнообразно окрашенными (светло- и темно-желтыми, красновато-желтыми и различными оттенками красного) глинами коры выветривания. Характерна растительность саванного типа.

Зеленокаменные породы суперсерии пастора сильно деформированы. В них выделяют по крайней мере два эпизода деформации. Они, как правило, образуют синформные складки, которые окаймляют гранитные купола комплекса супамо. Широко развиты осевые и поперечные изоклиналильные складки со смятыми осевыми плоскостями, которые обычно параллельны контактам интрузий. Также широко развит кливаж параллельно осевой плоскости складок [6, 8].

Серия ботанамо включает свиты кабалапе и лос-карибес.

Свита кабалапе несогласно перекрывает суперсерии пастора, представлена кислыми и основными пирокластическими лавами и брекчиями, переслаивающимися с эпикластическими и турбидитными осадочными породами. Согласно данным В. Менендеса [6], в районе Гуасипати граувакки, конгломераты и алевролиты на 80% состоят из обломков пород свиты эль-калья, которые представлены андезитами, риодацитовыми пирокластическими туфами и брекчиями. Южнее, в районе Анакоко, свита кабалапе на 80% состоит из базальто-дацитовых вулканических покровов, ассоциирующихся с пирокластическими породами, на 20% представленными вулканическими брекчиями и граувакками, а также тонкими (1—5 см) горизонтами сланцев. Верхняя ее граница не выявлена, но, по-видимому, согласна со свитой лос-карибес. Мощность пород свиты кабалапе достигает 5000 м. Они испытали только зеленосланцевую фазу метаморфизма, смяты в пологие, широкие синформные складки и содержат хлорит, эпидот, серицит, кварц, кальцит, биотит. Образуют пологий рельеф, низкие холмы вытянуты параллельно простиранию слоев.

Породы свиты лос-карибес представляют собой толщу переслаивания красных филлитов, песчаников,

полимиктовых конгломератов и алевролитов, метаморфизованы в зеленосланцевой фации и содержат хлорит, мусковит, эпидот, смяты в изоклиналильные складки с развитием сланцеватости и кливажа. Мощность некоторых пластов конгломератов достигает 60 м.

Свита лос-карибес, вероятно, отвечает переходным условиям от морских к континентальным и коррелирует со свитой синаруко в штате Амазонас и со свитами мурува, розебелл и орапу в Гайане, Суринаме и Французской Гвиане соответственно. Она также сходна с золотосодержащей тарквайской серией Биримского зеленокаменного пояса на востоке Западно-Африканского щита [1, 8].

С суперсерией пастора также обычно коррелируют породы ассоциации *реаль-корона—эль-торно*, которые представляют собой комплекс, состоящий из полевых шпатов и железистых кварцитов, конгломератов, толеитовых базальтов, габбро, а также кремней и сланцев и занимающий площадь 45×16 км в 100 км к юго-западу от г. Сьюдад-Боливар. Мощность базальной толщи кварцитов около 150 м. Весь комплекс сильно деформирован, и какая-либо стратиграфическая последовательность не выявлена. Возможно, он сформировался в тыловодужном окраинном бассейне, связанном с островной дугой Пастора, или в процессе ранней стадии континентального рифтогенеза, связанного с трансамазонским орогенезом [6—8].

Зеленокаменные пояса Гвианского щита образовались в раннем протерозое. По структуре, литостратиграфии и составу они сходны с разновозрастными зеленокаменными поясами Западной Африки и Канадского щита, а также многими зеленокаменными поясами архейского возраста. Определение абсолютного возраста пород зеленокаменных поясов Гвианского щита проводилось в разное время разными исследователями, которые применяли в основном Ra—Sr-, а также U—Pb-методы датировки по циркону. Полученные данные показывают, что породы, слагающие зеленокаменные пояса и связанные с ними граниты, сформировались между 2250 и 2100 млн лет назад. Более точные измерения (от 2165 до 2080 млн лет) показывают время внедрения и кристаллизации гранитов комплекса Супамо [8].

Породы прорывающего комплекса супамо представлены гранитами, гранитоидами, гранодиоритами, парагнейсами, мигматитами и др. Они массивны, иногда рассланцованы и образуют купола. Контактные изменения вокруг них прослеживаются на расстоянии до 6 км от интрузивных тел и включают фации метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой. В рельефе гранитные купола комплекса супамо представлены небольшими округлыми холмами. Ландшафт саванного типа. Их возраст, определенный U—Pb-методом по циркону, составляет 2300—2050 млн лет. Данные Ra—Sr-метода по биотиту показывают 1958 млн лет. Наиболее древними являются высокометаморфизованные гнейсы и парагнейсы (2230—2300 млн лет). Породы, сходные по возрасту и составу с гранитоидами комплекса супамо, отмечаются также на Западно-Африканском щите [5, 8].

Основные процессы складчатости, метаморфизма зеленосланцевой, амфиболитовой, гранулитовой фа-

ции, а также интрузивного магматизма произошли на Гвианском щите во время Трансамазонского орогенеза.

Это был период коллизий континентов и аккреций разрозненных архейских и раннепротерозойских террейнов в Амазонский кратон, последующих общих деформаций этих террейнов и дальнейшего развития континентальных условий в пределах большого кратона. По палеомагнитным данным и отношению $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ можно предположить, что, вероятно, в течение Трансамазонского орогенеза Гвианский и Западно-Африканский щиты были соединены в единую тектоническую плиту, причем комплекс иматака был надвинут на зеленокаменно-гранитный террейн, что привело к левосторонним сдвигам вдоль разломной зоны Гури. Ее предполагаемое продолжение в Западной Африке — разломная зона Сассандра—Трау-Монтайн, причем на обоих щитах эти разломные зоны являются структурной границей между архейскими и раннепротерозойскими зеленокаменными образованиями.

Датировки возраста Трансамазонского орогенеза охватывают довольно широкий интервал — 2150—1730 млн лет назад. Большинство исследователей объясняют этот феномен тем, что трансамазонские события состояли из двух тектонических эпизодов. Согласно этой точке зрения, породы суперсерии пастора были деформированы в процессе обоих тектонических эпизодов, в то время как более молодые образования серии ботанамо испытали только второй, поздний импульс деформации [8]. Возрастным аналогом трансамазонского орогенеза на Балтийском щите является свекофеннский цикл тектоно-магматической активности [7].

Полезные ископаемые. Основным металлом, добываемым из зеленокаменных поясов Гвианского щита, является золото. К ним приурочены самые известные месторождения этого металла в Венесуэле, например Эль-Кальяо.

Все типы пород зеленокаменных поясов на щите, за исключением свиты лос-карибес, вмещают низкосульфидные золото-кварцевые жилы. Руды локализованы вдоль разломов и сдвиговых зон. Мощность кварцевых жил колеблется от 2 см до 10 м и более. Кварц молочно-белый, серый, местами полосчатый. Из рудных минералов преобладает самородное золото, в небольшом количестве присутствует пирит, в еще меньшем — халькопирит, борнит, молибденит, шеелит и сфалерит. Карбонаты, обычно анкериты, встречаются в некоторых районах, например в Эль-Кальяо. Кроме того, рудовмещающие породы сильно окварцованы, серитизированы, пропилитизированы (с эпидотом и хлоритом). Околорудные изменения прослеживаются на десятки метров. В измененных породах присутствуют турмалин и марипозит (хромитовая слюда). Большинство авторов отмечают пространственную и генетическую связь золоторудных месторождений зеленокаменных поясов Гвианского щита с гранитными интрузиями комплекса супамо, однако характер такой связи не установлен. В самих гранитах венесуэльской части Гвианского щита золотосодержащие жилы известны в районах Вильванкарас и Пояпал. Они сходны с месторождениями золота в Гайане, такими как Омай, Петерс-Майн, Игл-Маунтан, которые представляют

собой штокверки, развитые в периферических частях гранитных плутонов. Лучше изучены подобные месторождения в Западной Африке, где из них уже добыто около 1000 т золота, а подсчитанные запасы составляют приблизительно 350 т [2, 4, 7].

Кроме золота отмечаются рудопроявления марганца Сан-Кристоваль и Ла-Эсперанса, сходные с осадочно-вулканогенными месторождениями Метьюс-Ридж в Гайане, Сьерра-да-Навио в Бразилии и некоторыми месторождениями Западной Африки. Перспективы района Сан-Кристоваль связывают с пространственным продолжением марганецсодержащих слоев хр. Метьюс, где запасы марганца составляют 288 500 т при 37%-ном содержании. В 1960-х годах здесь было добыто 1,3 млн т этого металла. Запасы месторождения Серро-да-Навио выше — 15,7 млн т при 39,3%-ном содержании MnO_2 . Общие запасы составляют 20,1 млн т. Месторождения марганца приурочены к флангам вулканических поясов, геохимия которых — железо-марганцевые карбонаты с повышенным содержанием кремния — благоприятна для образования золоторудных месторождений. Поэтому повышенное содержание марганца для пород зеленокаменных поясов Гвианского щита является важным поисковым признаком.

Кроме того, выявлены геохимические аномалии хрома, меди, цинка, никеля и металлов платиновой группы (в породах комплекса реаль-корона—эль-торно) [8].

Серия кучиверо-амазонас представляет собой комплекс преимущественно фельзитовых и в меньшей степени средних и основных вулканических, субвулканических и интрузивных пород ранне-среднепротерозойского возраста общей мощностью около 3 км. Залегает непосредственно на подстилающих зеленокаменных образованиях. Включает относительно древние вулканические породы свиты Кайкара и более молодые граниты массивов Гуаньямито, Сан-Педро и Санта-Розалия. На сопредельных территориях Гвианского щита породы серии кучиверо коррелируют со структурно-фациальными аналогами — суперсерией уатумао, включающей свиты суруму, ирикуме и гранодиориты сьерра-ду-мел в Северной Бразилии, сериями куювини и бурро-бурро в Гайане, свитой дальбана в Суринаме.

Свита кайкара представляет собой комплекс субэвральных отложений вулканогенно-осадочных пирокластических пород, включающих переслаивание туфов и брекчий, а также лавовые потоки, купола и прослой вулканокластических пород. Лавовые потоки свиты кайкара представлены риолитами, риодацитами и дацитами, в меньшей степени андезитами, базальтовыми андезитами и базальтами. В толще пород свиты встречаются прослой кремнистых туфов и других сильно кремнистых пород, которые можно отнести к трахитам и трахидацитам. В районе Ичунь-Тепуй был закартирован согласный контакт пород свиты кайкара с вышележащими песчаниками серии рорайма. Аналогичный контакт был отмечен в штате Амазонас и на севере Бразилии.

Серия кучиверо включает интрузивные гранитные комплексы Сан-Педро, Санта-Розалия (Лас-Тринчерас) и Гуаньямито. Они представляют собой интрузивные

тела, внедренные вдоль разломов в вулканогенно-осадочные образования и состоящие из гипабиссальных биотитовых гранитов, кварцевых монцанитов и гранодиоритов, обычно средне- и крупнокристаллических, имеющих порфиоровую структуру. Среди гранитов массива Сан-Педро преобладают тонкозернистые лейкократовые граниты, которые рассматриваются в качестве краевых фаций крупнокристаллических биотитовых гранитов Санта-Розалия. Граниты Гуаниамито представлены порфиоровыми средне- и крупнокристаллическими биотит-роговообманковыми разностями. Все они имеют массивную текстуру, но местами рассланцованы, особенно вблизи контактов с вулканическими породами свиты кайкара. Интрузивные тела рассеяны многочисленными дайками и кварцевыми жилами.

Минеральный состав их разнообразен. Первичные минералы представлены кпш (ортоклаз и микроклин, 20—60%), кварцем (10—40%), плагиоклазами (альбит—олигоклаз, 5—40%), биотитом (1—10%) с включениями сфена, апатита, циркона, мусковита, роговой обманки, магнетита и ильменита. Метаморфизм пород развит слабо, лишь местами вблизи интрузий отмечены ореолы зеленосланцевой фации. Отмечены вторичные, местами гидротермальные изменения, которые наблюдаются вблизи разломов, жил и т.п. [6—8].

Многие породы в штате Амазонас изучены недостаточно или не изучены вообще. Можно лишь сказать, что они имеют ранне-среднепротерозойский возраст, это позволило условно отнести их к серии кучиверо (А. Серментеро, 1991; В. Менендес, 1984) или рассматривать как ее структурно-фациальный аналог (Сиддер, Мендоса, 1997). Сходные гранитные и метаморфические породы на юго-востоке Колумбии получили название магматический комплекс миту. Все авторы отмечают сложность описания разреза и определения соотношения между породами из-за плохой обнаженности в условиях тропического леса и сильных вторичных изменений под действием процессов выветривания. Большая часть закартированных и опробованных обнажений образует изолированные и не связанные между собой выходы вдоль рек. Состав интрузивных пород нерасчлененных комплексов изменяется от биотитовых гранитов до тоналитов и диоритов. Они обычно средне- или крупнокристаллические, порфиоровые, со слабой сланцеватостью, разорваны мелкомасштабными сбросами и сдвигами и секутся аплитовыми дайками.

Метаморфические породы нерасчлененных комплексов изменяются от слабосланцеватых гнейсов до хорошо рассланцованных гнейсов и мигматитов. Интенсивный метаморфизм высокозеленосланцевой и амфиболитовой фаций определяют ассоциации хлорит ± мусковит ± эпидот ± хлоритоид и плагиоклаз-роговообманковые ± гранатовые образования. Также отмечаются выходы слабометаморфизованных метаосадочных филлитов и кварцитов.

Граниты Паргуаза представлены массивными, крупнокристаллическими порфиоровыми и биотитовыми разностями, обычно имеющими текстуру рапакиви и образующими батолиты площадью 10 тыс. км², а в штате Амазонас до 30 тыс. км². В их состав входит кварц

(5—34%), кпш (микроклин, 25—55%), плагиоклаз (олигоклаз, 15—31%), биотит (3—17%) и роговая обманка (1—24%). Они практически не метаморфизованы, внедрились согласно U—Pb- и Rb—Sr-датировкам 1550 млн лет назад в породы комплекса вентуари. Сходные образования известны в Юго-Восточной Колумбии и Бразилии, где к ним приурочены крупные месторождения олова (Питинга, Сурукукус, Мукажай, Абонари, Вельо-Гийерми и др.). Фациальное и стратиграфическое положение гранитов Паргуаза неясно. Условно их относят к серии кучиверо-амазонас [5—7, 8].

Радий-стронциевые датировки пород серии кучиверо и их эквивалентов на Гвианском щите изменяются от 1930 до 1640 млн лет. Начальные отношения ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr изменяются от 0,698 для гранитов Гуаньямито, Сан-Педро и Сан-Розалия до 0,721 для вулканических пород свиты суруму в Бразилии.

Полезные ископаемые. В породах серии кучиверо рудные месторождения пока не открыты. В отдельных кварцевых жилах, секущих породы свиты кайкара, отмечено аномальное содержание золота и серебра, а также висмута и молибдена. Наличие знаков золота отмечается также в шлиховых пробах. Все это, а также средний состав и пирокластический характер вулканических пород серии кучиверо позволяет предполагать существование здесь эпitherмальных месторождений благородных металлов [8].

В контактовых зонах между фельзитовыми вулканиками свиты кайкара и биотитовыми гранитами серии кучиверо достаточно часто встречается молибденит, что позволяет предположить наличие месторождений порфиорового типа. В Северной Бразилии молибденит встречается в виде мелких вкраплений в биотитовые граниты и кварцевые жилы, развитые по контактам между гранитами и вулканиками свиты суруму. В риолитах свиты кайкара отмечаются многочисленные рассеянные вкрапления касситерита, однако промышленные концентрации пока неизвестны.

Сходство возраста, состава и тектонической обстановки между породами серии кучиверо и ее аналогами в Венесуэле и гранит-риолитовыми образованиями Сан-Франкос в Австралии позволило Дж. Сиддеру предположить, что существует перспектива для поисков гидротермальных месторождений типа Олимпик-Дем [8].

В 1986 г. было открыто крупное бокситовое месторождение Лос-Пихигуас. За первые годы его разработки (до 1992 г. включительно) добыто около 3 млн т руды. Запасы бокситов оцениваются более чем в 201,8 млн т с содержанием Al₂O₃ 48,7% и SiO₂ 10,9%, а также 70,1 млн т с содержанием Al₂O₃ 51% и SiO₂ 6,4%. Кроме того, прогнозные ресурсы составляют 500 млн т, т.е. всего в области Лос-Пихигуас содержится около 700 млн т бокситов.

Серия рорайма представляет собой горизонтально или полого залегающую (наклон менее 20°) осадочную или слабометаморфизованную толщу, представленную дельтовыми, мелководно-морскими, озерными образованиями. Площадь распространения серии оценивается по разным данным от 450 тыс. км² до 1200 тыс. км² при протяженности на 1500 км с востока на запад [1, 7, 8].

Эти образования встречаются практически во всех областях Гвианского щита (за исключением Французской Гвианы). Они представлены в основном кварцевыми песчаниками. Отмечаются прослой аркозовых и полевошпатовых песчаников, конгломератов, кварцитов, мраморов, аргиллитов, алевролитов и кремнистых сланцев, местами переходящих в яшмы. Мощность пород обычно составляет 700—1000 м, достигая в некоторых областях 3000 м. Они несогласно залегают на раннепротерозойских зеленокаменных образованиях свиты кайкара, гранитах Паргуаза и на нерасчлененных образованиях штата Амазонас.

Выходы пород серии рорайма имеют характерную топографию и образуют ограниченные вертикальными обрывами столовые горы, которые возвышаются над окружающим рельефом на 1000 м и более. В Венесуэле подобные формы рельефа носят название “тепуи”, самый большой из которых — Ауян-тепуй — имеет площадь поверхности 700 км², достигая в высоту 2460 м. С его обрыва низвергается самый высокий в мире водопад Чурун-меру (или Сальто-Анхель), высота которого составляет около 1000 м. Широкую известность тепуи получили благодаря популярной и художественной литературе. Например, прототипом “Затерянного мира” А. Конан Дойля послужило плато Рорайма, находящееся на стыке границ Венесуэлы, Бразилии и Гайаны, максимальная высота которого 2810 м, где впервые были описаны и закартированы породы одноименной серии. Поверхность тепуев может быть ровной или иметь блюдцеобразную форму с наклоном 20—35° к центру. Широкое распространение имеют также проявления карстовых процессов. Для многих тепуев характерны эндемичные виды животных и растений. Их характерную топографию связывают как с вертикальными, так и с горизонтальными тектоническими движениями фундамента. Толщи пород серии рорайма рассечены многочисленными разломами в основном северо-восточного и северо-северо-восточного простирания и сериями разнонаправленных трещин. Метаморфизм выражен слабо. Лишь локальные изменения отмечены в приконтактных зонах с интрузиями диабазов и габбро.

Стратиграфическая последовательность пород плохо прослеживается, многие слои выклиниваются и ограничены по протяженности, что, возможно, связано с процессами трансгрессии. В наиболее изученной области Гран-Савана выделяют 4 свиты: уайриен, кукенан, уаймапуе и матуай. В других частях Гвианского щита серия рорайма обычно подразделяется на нижнюю (эквивалент свиты уайриен), среднюю (эквивалент свиты кукенан и уаймапуе) и верхнюю (матуай) части.

Свита уайриен представлена толщей кварцевых песчаников, конгломератов и в меньшей степени аргиллитов общей мощностью 800—900 м. Отмечаются прослой (от 50 см до 10 м) кварц-полимиктовых конгломератов и полосчатых алевролитов. В нижней части (~600 м) песчаники грубо-среднезернистые, косослоистые, имеют массивную текстуру, образуют высокие обрывы нескольких км в длину южной окраины Гран-Саваны. Верхняя часть (100—300 м) сложена среднезернистыми песчаниками, содержащими многочисленные косослоистые прослой русловых гравелитов. Они

образуют склоновые обрывы и хребты неправильной формы.

Свита кукенан представлена песчаниками с многочисленными прослоями алевролитов, аргиллитов и сланцев. Песчаники тонко-среднезернистые, хорошо слоисты, массивны. Максимальная мощность пород свиты 100 м.

Свита уаймапуе образована толщей песчаников и конгломератов с прослоями аргиллитов и алевролитов. Песчаники тонко-крупнозернистые, косослоистые, гальки конгломератов преимущественно кварцевые. В верхней части отмечаются многочисленные прослой и пестроцветные пачки переслаивания зеленых и красных яшм, серых, красноватых и зеленовато-бурых кремней и темно-красных пирокластических аркозов. Кроме того, слои яшм мощностью 20 см переслаиваются с алевролитами и песчаниками, формируя 10-метровые пачки, которые рассматриваются как вулканокластические туфы. Мощность пород в области Гран-Савана 250 м.

Свита матуай образует вертикальные обрывы некоторых тепуев и сложена косослоистыми, со знаками ряби, массивными кварцевыми песчаниками и кварцитами. Песчаники, образующие кровлю тепуев, менее прочно сцементированы, характеризуются тонкой слоистостью и содержат песчано-сланцевые горизонты. Мощность толщи достигает в некоторых местах 1000 м.

Накопление пород серии рорайма происходило во флювиальных, дельтовых и прибрежно-морских мелководных, а также озерных или эпиконтинентальных обстановках, таких как пологие речные долины, дельты, внутрдельтовые озера, прибрежные лагуны, внутрдельтовые заливы, пляжи, а также в приливно-отливной зоне. Косая слоистость, знаки ряби и ориентация галек указывают, что осадки были транспортированы из источников, расположенных на северо-восток, восток и юго-восток. Возраст пород серии рорайма оценивается в 1800—1500 млн лет.

Свита аванаверо. Под этим названием известны интрузивы серии рорайма, которые представлены дайками, силлами и небольшими лакколитами. Они развиты повсеместно, от Западной Венесуэлы до Суринама и Бразилии, достигают мощности 1000 м и простираются более чем на 150 км в северном и северо-восточном направлениях. Состав интрузивных пород изменяется от габбро и норитов до гранофилов. Они обычно средне- и крупнокристаллические и массивные. Кроме того, встречаются тонкокристаллические порфириды. Породообразующие минералы представлены плагиоклазами, гиперстенами, авгитами. В аксессуарных (2—15%) количествах присутствуют биотит, магнетит, ильменит, оливин, роговая обманка и графические сростки кварца и кпш. Характерно отсутствие каких-либо признаков метаморфизма. Абсолютный возраст этих образований точно не определен.

Более поздние тектоно-магматические события приурочены к орогенезу Никерия или Оринокейскому. Термин “Никерия” употребляется, как правило, в англоязычной литературе. В Венесуэле это тектоно-магматическое событие называется Оринокейский орогенез, в Гайане — эпизод мелонитизации К’Амутку, а в Бразилии известен как эпизод Джари-Фальсина. Он эк-

вивалентен Гренвильскому орогенезу Северной Америки и Гото-Карельскому орогенезу Балтийского щита.

Во время Оринокейского орогенеза произошла активизация разломов восток-северо-восточного простирания, таких как сдвиговая зона Гури и небольшие поднятия в центральной и западной частях Гвианского щита. Небольшие аплитовые и пегматитовые дайки могли быть внедрены одновременно с разломообразованием. Кроме того, произошло частичное омоложение древних тектонических структур, на что указывают калий-аргоновые, аргон-аргоновый и рубидий-стронциевые датировки (1350—1100 млн лет) для слюд и полевых шпатов из архейских и раннепротерозойских пород. Образования, испытавшие эти тектоно-магматические деформации, протягиваются от Западного Суринама через Гайану и Венесуэлу к Колумбии и Северной Бразилии.

Полезные ископаемые. Во всех областях распространения пород серии рорайма в пределах Гвианского щита кустарными и полукустарными методами разрабатываются многочисленные современные и палеороссыпи золота и алмазов. В наиболее изученном районе, на юге области Гран-Савана, выделяют три типа россыпей: четвертичные алмазоносные россыпи в руслах больших рек; россыпи золота и алмазов в коллювиально-аллювиальных отложениях; палеороссыпи золота и алмазов, связанные с линзами и прослоями конгломератов свиты уайриен [4, 7, 8].

Многие исследователи [7, 8] рассматривают конгломераты свиты уайриен как источник аллювиальных алмазов. Они являются палеороссыпями, источником алмазов для которых в свою очередь служили кимберлиты Бразилии (и даже, возможно, Западной Африки). На территории Венесуэлы кимберлиты и их минералы-индикаторы, такие как хромовый пироп и магнетитовый ильменит, были обнаружены только в области Кебрада-Гранде и районе р. Гуаньямо в западной части Гвианского щита. Радий-стронциевые датировки образцов кимберлита указывают в целом, что дайки и силлы были внедрены 1732±72 млн лет назад. Большинство исследователей подчеркивают сходство кимберлитов Гвианского щита и протерозойских кимберлитов Западной Африки [5, 8].

В основании свиты уайриен, в южной части области Гран-Савана, между пос. Санта-Елена-де-Уайриен и Икабару, были обнаружены радиометрические аномалии, связанные, вероятно, с базальными конгломератами серии рорайма, которые сходны с золото-ураноносными конгломератами Витватерсранд в Южной

Африке и Сьера-де-Жакобина в Бразилии. Некоторые авторы отмечают, что они могут представлять интерес в качестве ураноносных и золотоносных отложений. Однако при этом отмечается, что породы серии рорайма значительно моложе, чем упомянутые раннепротерозойские и архейские золото-ураноносные отложения. В связи с этим урановый потенциал серии рорайма достаточно низкий [8].

Мезозойские диабазовые дайки являются самыми молодыми образованиями Гвианского щита. Они имеют восток-северо-восточное и северо-северо-западное простирание, протяженность до 250 км и мощность 50—200 м. По химическому и минералогическому составу сходны с диабазами Аванаверо. Предположительно данный комплекс непосредственно связан с неистощенными мантийными источниками, что, возможно, обусловлено началом раскола Гондваны и отделения Южной Америки от Африки [8]. Калий-аргоновые датировки определяют возраст в основном в 230—170 млн лет, что свидетельствует о поздне триасовом—раннеюрском возрасте даек.

В процессе разных стадий тектоно-магматической активности происходило поднятие и эрозия Гвианского щита. Периоды поднятия сменялись длительными периодами стабилизации, в результате образовывались поверхности выравнивания. В венесуэльской части щита выделено по крайней мере 6 таких геоморфологических поверхностей, маркирующих отдельные эпизоды поднятий: 1) Ауян-Тепуй, 2000—2900 м; 2) Вонкен—Пакараима, 900—1200 м; 3) Иматака—Нурия, 600—700 м; 4) Карони—Харо, 200—450 м; 5) Льянос, 80—150 м; 6) Ориноко, 50 м.

Возраст двух самых древних поверхностей не определен, предполагается [8], что они мезозойские. Возраст других поверхностей изменяется от раннетретичного до голоценового. Экономически важной является эоцен—олигоценная поверхность Иматака—Нурия, так как к ней приурочены месторождения бокситов. Поверхности выравнивания, выделенные на территории Венесуэлы, коррелируют с аналогичными структурами в других частях щита, а также в Западной Африке. Многие поверхности совпадают с литологическими комплексами, а ступени, которые их разделяют, совпадают с литологическими несогласиями. Таким образом, современный рельеф в пределах Гвианского щита отражает литологическую устойчивость пород.

Также необходимо отметить, что неоген-четвертичные палеороссыпи являются источниками алмазов и золота в современном аллювии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гвианский щит: Энциклопедия региональной геологии мира. Западное полушарие. Л., 1980. С. 443—450.
2. Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. М., 1988.
3. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М., 1971.
4. Шер С.Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М., 1974.
5. Gaudette H.E., Olszewski W.J. Geochronology of the basement rocks, Amazonas Territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guiana Shield // Geol. en Mijnbouw. 1985. Vol. 64. P. 141—143.
6. Menendez V. de V.A. Revision de la estratigrafia de la Provincia de Pastora segun el estudio de la region de Guasipati, Guayana Venezolana // Bol. de Geol. del Ministerio de Minas e Hidrocarburos. 1968. Vol. 10. N 19. P. 309—338.
7. Sarmentero A. Oro en Venezuela. Caracas, 1992.
8. Sidder G.B., Mendoza V.S. Geology of the Venezuelan Guayana Shield and Its Relation to the Geology of the Entire Guayana Shield // Geology and Mineral deposits of the Venezuelan Guayana Shield // U.S. Geol. Surv. bul. 1995. N 2124. P. B1—B41.