

ФАМЕНСКАЯ МАРГАНЦЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ПАЙ-ХОЯ

© 2014 г. Е. В. Старикова

Санкт-Петербургский государственный университет
199034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9
ЗАО “Поляргео”

199106, г. Санкт-Петербург, 24-я линия, д. 3-7
E-mail: starspb@mail.ru

Поступила в редакцию 20.03.2013 г.

Стратифицированные марганцевые руды известны в пределах фаменской марганценосной формации лемвинской зоны Пай-Хоя, имеющей мощность до 50 м и протяженность свыше 100 км. Марганцевые руды образуют пластовые залежи, мощностью 0.2–3 м, неоднократно повторяющиеся в пределах формации. Установлено три минералогических типа руд. Наибольшим распространением пользуются кутнагоритовые руды, главными компонентами которых являются марганец (до 33.5 мас. % MnO) и кальций (до 36.2 мас. % CaO). **Реже встречаются сидерородохрозитовые разновидности, в которых наряду с марганцем (до 33.7 мас. % MnO) устанавливаются повышенные концентрации железа (до 15.65 мас. % FeO).** В двух участках обнаружены родонит-родохрозитовые породы, отличающиеся максимальными содержаниями марганца (до 69.7 мас. % MnO). **В статье приводится детальное описание геологической позиции различных типов руд, их минералого-геохимических особенностей, дается генетическая интерпретация полученных данных.**

Ключевые слова: гидротермально-осадочные марганцевые месторождения, марганцевый рудогенез, Пай-Хой.

ВВЕДЕНИЕ

В 70–90-е гг. прошлого века в составе глубоководных отложений лемвинской структурно-формационной зоны юго-восточного Пай-Хоя были обнаружены стратифицированные карбонатные марганцевые руды [26, 53]. Изучение рудовмещающего разреза по рудопроявлениям в районе слияния рек Кара и Силова-Яха позволило исследователям выделить фаменскую марганценосную вулканогенно (гидротермально)-осадочную формацию, перспективную на обнаружение промышленных скоплений марганцевых руд [26, 52]. С 2006 по 2011 гг. ЗАО “Поляргео” (г. Санкт-Петербург) на территории юго-восточного и центрального Пай-Хоя выполнялись работы по проектам ГДП-200 листов R-41-XXXXV, XXXVI, XXIX, XXX, в ходе которых автором проведена ревизия известных пунктов минерализации и изучение выходов рудоносного интервала на неисследованных ранее территориях. В результате было установлено, что стратифицированные марганцевые руды фаменского яруса имеют повсеместное распространение, но при этом не соответствуют промышленным кондициям ни по масштабам минерализации, ни по качеству марганцевых руд. Тем не менее, полученные результаты имеют большое значение как для понимания условий накопления данной части разреза на территории Пай-Хоя, так и для развития пред-

ставлений о марганцевом седиментогенезе в целом. Результаты проведенных детальных геолого-минералогических исследований позволили получить новые данные по строению и составу пород формации, закономерностям локализации марганцевых руд и их минералого-геохимическим особенностям. Изложению этих данных и их генетической интерпретации посвящена настоящая статья.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

Первые сведения о находках оксидных марганцевых руд на территории Пай-Хоя приводятся П.В. Виттенбургом в отчете о результатах Новоземельской экспедиции 1921 г. В 1930-х гг. эта информация была многократно подтверждена сообщениями геологов Вайгачской экспедиции (П.В. Виттенбург, Д.Н. Покровский, А.А. Музылев), осуществлявших геолого-съёмочные и поисковые работы в районах нижнего течения рек Силова-Яха и Кара. В отчетах упоминаются находки обломков оксидных марганцевых руд в пространственной близости от горизонта красноцветных яшмовидных пород и делаются предположения об их образовании за счет выветривания яшм. В 1936 г. С.Н. Волковым и А.К. Крыловой марганцевое оруденение впервые было установлено в коренном залегании в составе брекчированных кремнистых сланцев, обнажающихся в левом берегу р. Силова-Яха вблизи разви-

тия яшмовидных пород. В конце 1940-х гг. исследования территории были продолжены геологами геологосъемочных и поисково-разведочных партий НИИГА (г. Ленинград) (Б.Я. Осадчев, В.И. Устрицкий, Е.Я. Радин, А.В. Лоскутов), в ходе которых марганцевые руды были встречены в обнажениях по руч. Едунейшор (левый приток р. Силовая-Яха) и в упоминавшихся ранее выходах по руч. Грома-Шор (ныне руч. Нядэйяха, правый приток р. Силовая-Яха). Первые поисковые работы, направленные на установление промышленных перспектив оруденения с проходкой легких горных выработок, были осуществлены В.И. Устрицким в 1950 г. и А.В. Лоскутовым в 1951–52 гг. В результате этих работ было подтверждено высказанное ранее предположение об образовании оксидных марганцеворудных скоплений за счет изменения яшмовидных пород и сделан вывод о низком качестве марганцевых руд, малых масштабах оруденения и его незначительных промышленных перспективах. В то же время, авторы отчетов указали на необходимость поиска первичного оруденения, сингенетичного вмещающим породам.

В дальнейшем исследования марганцевого оруденения были продолжены геологами Воркутинской комплексной геологоразведочной экспедиции УТГУ (М.А. Маслов, В.В. Макарихин, А.С. Микляев), проводившими в 1967–1969 гг. изучение геологического строения района слияния рек Кара и Силовая-Яха масштаба 1 : 50 000. В результате доизучения известных в этом районе рудопоявлений были уточнены геологическая позиция и параметры рудных тел, детально исследован их состав, обобщены генетические аспекты. Показано, что оксидные марганцевые руды приурочены к зонам трещиноватости и дробления обогащенных марганцем верхнедевонских яшмовидных пород и образованы в результате гидротермального перераспределения рудного компонента. В отношении промышленных перспектив этого типа оруденения данными исследователями также высказаны весьма скептические суждения.

Новый период изучения марганценосности Пай-Хоя начался в конце 70-х гг. и связан с проводившимися сотрудниками Института геологии Коми филиала АН СССР (г. Сыктывкар) детальными литологическими и геохимическими исследованиями палеозойских осадочных формаций с целью выяснения их рудоносности. В ходе этих работ в обнажениях на р. Кара впервые были установлены стратифицированные карбонатные марганцевые руды [50, 51, 53], показано, что промышленные перспективы могут быть связаны только с этим типом оруденения [50] и дан прогноз марганценосности верхнедевонского интервала разреза лемвинских фаций на территории юго-восточного и центрального Пай-Хоя [17]. Тогда же, на основе изучения литологических и геохимических особенностей по-

род данного интервала, было высказано предположение об участии вулканических эксгальций в поставке вещества при их формировании, переросшее впоследствии в аргументированное мнение о вулканогенно (гидротермально)-осадочной природе марганценосных отложений [5, 49, 52, 56].

В 1988–1995 гг. изучение литологии и рудоносности палеозойских отложений было продолжено геологами Пайхойской ГСП ОАО “Полярноурал-геология” (г. Воркута) под руководством А.С. Микляева при проведении геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 Кара-Силовской площади. Материалы крупномасштабного геологического картирования и сопровождавших их палеофаунистических исследований впервые позволили разработать стратиграфию верхнедевонских отложений. По специфическому набору породных ассоциаций здесь были выделены путьюская, громашорская (с маркирующим горизонтом яшмоидов в кровле) и силоваяхинская свиты. На обширном петрографическом и геохимическом материале была подтверждена вулканогенно (гидротермально)-осадочная природа верхнедевонских отложений и в пограничном интервале громашорской и силоваяхинской свит выделена фаменская марганценосная формация. По результатам поисковых работ на марганец, проводившихся на пяти участках бассейна нижнего течения рек Силовая-Яха (руч. Варкашор, Мадахаяха, Едунейшор, Нядэйяха, Аргишный) и Кара (руч. Нявьяёркаяха, Громашор, Малая Серью, Большая Серью), дана литохимическая характеристика разреза рудоносной формации, охарактеризованы основные типы сингенетических марганцевых руд и оценены прогнозные ресурсы марганца площади по категории P_3 на уровне 500 млн. т. По вопросу промышленного освоения марганцевых руд авторами показано, что преобладающими являются труднообогатимые бедные кремнисто-карбонатные разновидности и сделано заключение о нерентабельности их добычи на современном этапе. Промышленные перспективы оксидного марганцевого оруденения также были оценены как незначительные. К сожалению, обширный фактический материал, полученный в этих работах, в основной массе так и остался в производственных отчетах. Вопросы стратиграфии и рудоносности фаменских отложений вошли лишь в единичные краткие публикации [26–28], и только недавно попали в открытую печать в монографии сыктывкарских геологов [58].

В 2006–2011 гг. на территории юго-восточного и центрального Пай-Хоя геологосъемочной партией ЗАО “Поляргео” (г. Санкт-Петербург) под руководством Д.В. Зархидзе выполнялись работы по геологическому доизучению масштаба 1 : 200 000 Кара-Силовской и Карской площадей. В ходе этих работ автором проведена ревизия известных пунктов марганцевой минерализации в юго-восточной части территории и изучение выходов рудоносного ин-

тервала по обнажениям центрального Пай-Хоя, где тематических работ ранее не проводилось. Результаты наших исследований подтвердили высказанное предшественниками предположение о широком площадном развитии рудоносных пород и позволили получить новые данные по геологической позиции, закономерностям распространения, особенностям химического и минерального состава марганцевых руд. В настоящей статье приводятся основные результаты проведенных исследований.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ МАРГАНЦЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ

Фаменская марганценосная формация выделена в составе глубокоководных отложений Пайхойской подзоны Зилаиро-Лемвинской структурно-формационной зоны, объединяющей карбонатно-кремнистые и глинисто-карбонатно-кремнистые образования склона и подножья континентальной окраины (рис. 1) [13, 31, 45]. В большинстве работ по геологии Пай-Хоя данный комплекс осадков объединяется под названием лемвинские фации. В современной структуре они преимущественно имеют аллохтонное залегание и обнажаются в пределах Пайхойского шарьяж-антиклинория, формирующего осевую часть Пайхойского кряжа (рис. 2) [13]. Северная граница этой структуры проводится по линии малоамплитудного Северо-Пайхойского надвига, по которому на нее надвинуты позднепалеозойские орогенные образования Карского синклинория. Южная граница шарьяж-антиклинория совпадает с зоной Главного Пайхойского надвига, горизонтальная амплитуда которого оценивается в первые десятки (30–40) километров [44]. Однако, кроме аллохтонного залегания, имеется участок паравтохтонного развития лемвинских фаций к юго-западу от зоны Главного Пайхойского надвига, который выделяется в ранге Пестанмыльского района Пайхойской подзоны и объединяет отложения, распространенные в бассейне среднего течения рек Сибирчатая-Яха и Хэяха [13].

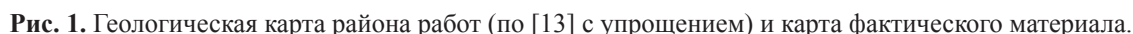
Лемвинские фации в пределах Пайхойского шарьяж-антиклинория рассматриваются в составе Карского района (рис. 1, 2) [13]. Наиболее древними образованиями этого блока являются нижнепалеозойские отложения, обнажающиеся в осевой части шарьяж-антиклинория. Они сформированы батинальным комплексом осадков хенгурской (C_3-O_2hn), тальбейтывисской (O_2tb), сопчинской (O_3sp) и оюской (S_1-D_1os) свит с заключенными в них пластовыми телами гипабиссальных интрузий (силлов) габбродолеритов хенгурского комплекса ($v\beta D_3h$). Выходы магматических пород образуют вытянутую на 150 км вдоль осевой плоскости антиклинория широкую (до 20 км) полосу, мощность тел варьирует от первых до 150–200 м, протяженность наиболее крупных силлов достигает 15–17 км.

Возраст магматических образований ранее оценивался как позднедевонский-раннекарбонный [42, 57], а по последним данным определен в границах позднего девона [13]. Верхнепалеозойские отложения обнажаются на крыльях данной структуры: в западной и центральной части преимущественное развитие имеют метаосадки нижнего и среднего девона (ливановская (D_1lv) и падейская (D_{1-2pd}) свиты), а в восточной и северо-восточной – верхнего девона, карбона и нижней перми: (путьюская (D_2pt), громашорская (D_3gr), силоваяхинская (D_3-C_1sl), карская (C_1kr) и карасиловская (C_2-P_1ks) свиты). Состав этих отложений отвечает известняково-углеродисто-фтанитовой формации.

Пестанмыльский район развития лемвинских фаций впервые был выделен при составлении Государственной геологической карты листа R-41 (Амдерма) масштаба 1 : 1 000 000 (рис. 1, 2) [13]. Ранее образования этого района рассматривались в составе шельфовых (елецких) фаций. Согласно последним данным, здесь обнажаются верхнепалеозойские отложения, накапливавшиеся в условиях континентального склона и картируемые в составе путуюской (D_2pt) и громашорской (D_3gr) свит и сибирчатаяхинской толщи (D_3-C_1sb). Отличием путуюской и громашорской свит данного района от типично пайхойских разрезов карского типа является присутствие в них пластов известняковых конглобрекций. Разрезы сибирчатаяхинской толщи, разновозрастные с образованиями силоваяхинской и карской свит, также характеризуются наличием склоновых известняковых конглобрекций и другими особенностями, выделяющими их в самостоятельное подразделение.

В структурном плане отложения Пестанмыльского района входят в состав Приоченырдско-Южнопайхойского паравтохтона, формирующего основную часть Усинско-Верхнекарского синклинория (рис. 2). Ранее эта структура выделялась в качестве карбонатного (елецкого) паравтохтона [43, 48]. По современным данным [13], шельфовые (елецкие) фации слагают основную часть синклинория, а в северо-западной и восточной его частях обнажаются глубокоководные (лемвинские) отложения. Пестанмыльский комплекс осадков формирует северо-западную, пограничную с Главным Пайхойским надвигом, часть синклинория.

Фаменская марганценосная формация обнажается на крыльях Пайхойского шарьяж-антиклинория в восточной и северо-восточной части Пайхойского кряжа и в пределах выходов лемвинских фаций в Пестанмыльском районе на центральном Пай-Хое (рис. 1, 2). Общая протяженность марганценосной формации превышает 100 км. На большей части территории рудоносным является пограничный интервал громашорской (D_3gr) и силоваяхинской (D_3-C_1sl) свит, датируемый фаменским ярусом верхнего девона. Согласно палеофациальным реконструк-



Геологические подразделения: *Полярноуральская СФЗ*, Едунейский район: RF₃-C₁bd+en – бедамельская серия и энганз-пэйская свита объединенные; *Зилайро-Лемвинская СФЗ*, *Папхойская подзона*, Карский район: E₃-O₂hn – хенгурская свита, O₂tb – тальбейтовисская свита, O₃sp – сопчинская свита, S₁-D₁os – оюская свита, D₁lv – ливановская свита, D₁-pd – падейская свита, D₃pt+gr – путьюская и громашорская свиты объединенные, D₃-C₁sl – силоваяхинская свита, C₁-P₁kr+ks – карская и каросилловская свиты объединенные; vBД₃h – *хенгурский комплекс габбродолеритовый*; Пестанмыльский район: D₃pt+gr – путьюская и громашорская свиты объединенные, D₃-C₁sb – сибирчатаяхинская толща; *Бельско-Елецкая СФЗ*, Карско-Нерусовейский район: D₁-npr – нерусовейская толща, D₃vt – варкатывиинская толща, C₁-vz-cz – важхановейская, сартыюская и цементозаводская свиты объединенные; Изырьшорский район: C₁-2sr+cz – сартыюская и цементозаводская свиты объединенные; *Западно-Уральская СФЗ*, *Папхойская подзона*: P₁pt-ng – пэтаркинская и нгбетаяхинская толщи нерасчлененные, P₁lr – лиурьянгинская свита; *Косью-Коротаихинская СФЗ*, *Коротаихинская подзона*: P₁sz+gs – сезымская и гусинская свиты объединенные, P₁bl – бельковская свита, P₁tl – талатинская свита; *Папхойская СФО*: K₂÷P₁sh – сааяхинская толща; K₂÷P₁k – карский коптогенный комплекс. Светло-серым показаны подразделения, вмещающие фаменскую марганцеосную формацию.

представляют собой склоновые образования, переходные к шельфовым фациям, расположенным в юго-западной части Пай-Хоя. Гроماشорская свита имеет мощность около 250 м и сложена, главным образом, кремнистыми и глинисто-карбонатно-

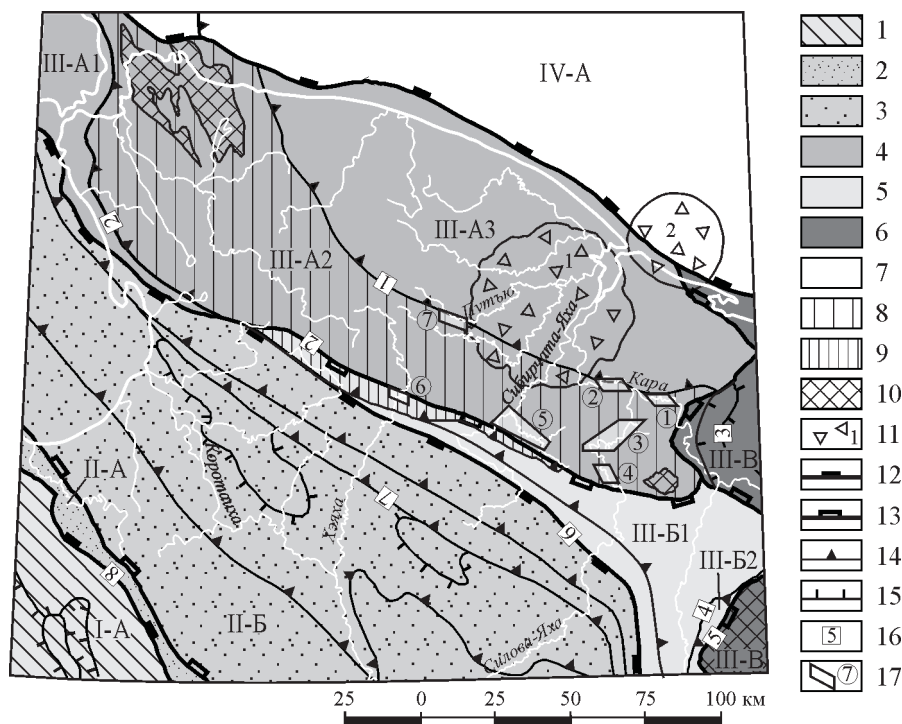


Рис. 2. Схема тектонического районирования Пай-Хоя (по [13] с упрощением) и положение участков с марганцевым оруденением.

1–7 – главные структуры: 1 – Тимано-Печорская плита, Печорская синеклиза, Варандей-Адзвинская структурная зона (I-A); 2–3 – Предуральский краевой прогиб: 2 – Вашуткино-Талотинская надвиговая зона (поднятие Чернова) (II-A), 3 – Коротайхинская впадина (II-B); 4–6 – Новоземельско-Уральский складчато-надвиговый пояс: 4 – Центрально-Новоземельский мегантиклинорий (III-A1 – Вайгачско-Южноновоземельский антиклинорий, III-A2 – Пайхойский шарьяж-антиклинорий, III-A3 – Карский синклиниорий); 5 – Усинско-Верхнекарский синклиниорий (III-B1 – Приоченьрдско-Южнопайхойский паравтохтон, III-B2 – Карско-Нярминский паравтохтон); 6 – Центрально-Уральский мегантиклинорий (III-B); 7 – Западно-Сибирская плита, Припайхойско-Приновоземельская моноклиза (IV-A); 8–9 – элементы структурно-формационного районирования: Зилаиро-Лемвинская СФЗ, Пайхойская подзона: 8 – Карский район, 9 – Пестанмыльский район; 10–11 – дополнительные тектонические элементы: 10 – выступы фундамента; 11 – астроблемы (1 – Карская, 2 – Усть-Карская); 12–15 – границы структур: 12 – региональных, 13 – надпорядковых, 14 – I порядка, 15 – II порядка; 16 – главные надвиги (1 – Северо-Пайхойский, 2 – Главный Пайхойский, 3 – Осовейский, 4 – Карско-Нярминский, 5 – Карский, 6 – Южно-Пайхойский, 7 – Надейтинский, 8 – Вашуткинско-Талотинский); 17 – участки с марганцевым оруденением (1 – Карский-1, 2 – Карский-2, 3 – Нижнесиловский-2, 4 – Нижнесиловский-1, 5 – Сибирчатаяхинский, 6 – Хэяхинский, 7 – Путьюский).

кремнистыми сланцами с прослоями силицитов, фтанитов и кремнистых известняков. Силоваяхинская свита сформирована карбонатно-кремнистой ассоциацией пород, представленной ритмичным переслаиванием фтанитов, черных сланцев, силицитов и кремнистых, углеродисто-кремнистых известняков, мощностью около 200 м. Сибирчатаяхинская толща, мощностью более 600 м, сложена ритмичными пачками глинистых известняков с прослоями глинисто-кремнистых сланцев и известняковых конглобрекций [13].

На значительной части территории марганцевосная формация имеет сходное строение (рис. 3). Основанием формации является горизонт яшмовидов (яшмовидных карбонатных силицитов), слагающий кровлю громашорской свиты. Он сложен красноцветными полосчатыми, реже массивными кремнистыми породами яшмовидного облика, хорошо диагностируемыми и обычно рез-

ко выделяющимися в рельефе, благодаря чему горизонт имеет статус маркирующего подразделения для лемвинских фаций Пай-Хоя. Подчиненное распространение в пределах горизонта имеют прослои кремнистых известняков, мощностью 10–50 см, и карбонатно-кремнистых сланцев, мощностью обычно 5–10 см. Мощность горизонта яшмовидов варьирует от 4 до 18–20 м. Верхняя (силоваяхинская/сибирчатаяхинская) часть формации представлена переслаиванием примерно в равных долях разновидностей карбонатно-кремнистых пород: кремнистых известняков, карбонатно-кремнистых сланцев и темноцветных силицитов. Граница между частями формации, соответствующая и границе между свитами, проводится по постепенному увеличению доли карбонатно-кремнистых пород в разрезе и одновременному изменению облика силицитов – исчезновению красноцветных (яшмовидных) разностей и появлению их темноцвет-

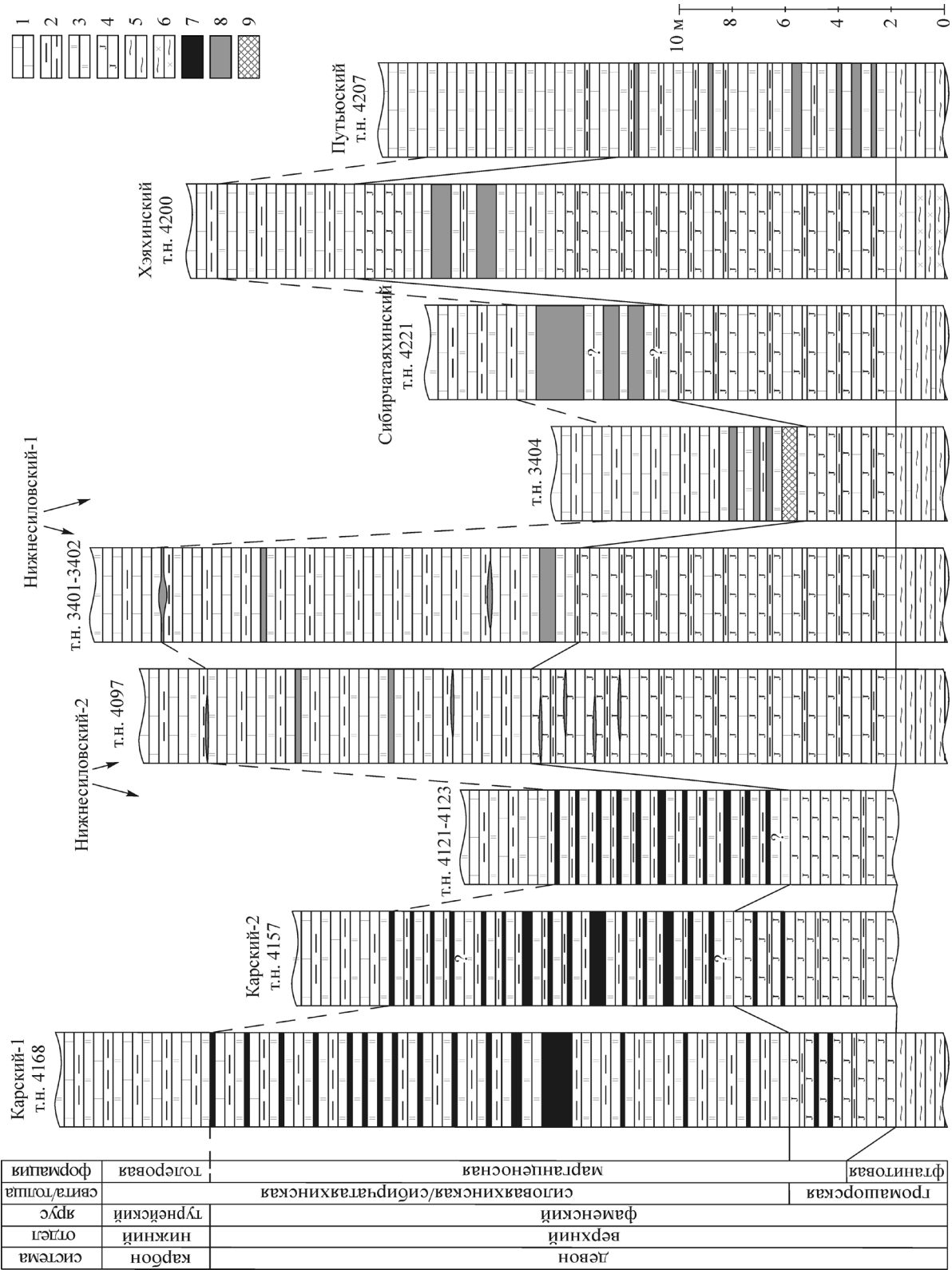


Рис. 3. Схема корреляции разрезов марганценовой формации на различных участках.

1 – кремнистые известняки, 2 – карбонатно-кремнистые сланцы, 3 – темные кремнистые сланцы, 4 – яшмовидные кремнистые сланцы, 5 – глинисто-карбонатно-кремнистые сланцы, 6 – глинисто-карбонатно-кремнистые сланцы с гематитовыми конкрециями, 7 – сидерородохрозитовые сланцы, 8 – кутнагоритовые сланцы, 9 – родонит-родохрозитовые сланцы. Знак вопроса относится к определению мощности данного интервала.

ных аналогов. Последние в работах наших предшественников обычно именовались фтанитами, однако мы сознательно не используем данный термин во избежание возникновения противоречий с его генетическим толкованием. Мощность надъяшмовой части рудоносной формации может быть оценена в рамках 10–30 м, более точные ее замеры затруднены из-за дискретной обнаженности, складчатых деформаций, свойственных данным породам, и из-за постепенного характера верхней границы формации. Особенностью надъяшмовой части формации является постепенное увеличение углеродистости пород вплоть до перехода к турнейской черносланцевой ассоциации.

Некоторыми особенностями характеризуется разрез рудоносной формации, изученный по обнажениям вдоль северо-восточного крыла шарьяж-антиклинария. На территории нижнего течения р. Кара распространены суперкремнистые (глубоководные) фации громашорской свиты, следствием чего является несколько отличный облик и строение горизонта яшмоидов: он имеет меньшую мощность (4–8 м) и практически не содержит прослоев карбонатных пород. Особенностью надъяшмовых (силовых) отложений этого района является повышенная углеродистость разреза, что отражается в преобладании темноцветных разновидностей слагающих его карбонатно-кремнистых пород. Силициты, формирующие основание марганценоносной формации в верховьях р. Путью, отличаются необычным серо-зеленым цветом, что также вероятно связано с иной фациальной обстановкой осадконакопления в этом районе.

Марганцевые руды слагают пластовые или линзовидные тела, мощностью от 0.2 до 3 м, неоднократно повторяющиеся в пределах рудоносной формации. Наиболее часто рудные пласты локализуются в верхней части горизонта яшмоидов и в надъяшмовой зоне. Рудовмещающими породами, непосредственно контактирующими с пластами марганцевых руд всех интервалов разреза формации, являются темноцветные силициты. Марганцевое оруденение различной интенсивности устанавливается во всех естественных обнажениях описываемого стратиграфического интервала. Наиболее значительные территории выходов марганценоносной формации отнесены к семи участкам, изученным по естественным обнажениям в бортах наиболее крупных рек (Кара, Силовая-Яха, Сибирчатая-Яха, Хэяха, Путью) и их притоков (рис. 1, 2).

ТИПИЗАЦИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ МАРГАНЦЕВЫХ РУД

Выделяется три минеральных типа стратифицированных марганцевых руд: кутнагоритовые, сидерородохрозитовые и родонит-родохрозитовые.

Наибольшим распространением пользуются кутнагоритовые руды, они установлены в многочис-

ленных проявлениях на территории всех участков в пределах отложений нормального (карбонатно-кремнистого) типа. Ранее эти специфические породы описывались под названиями марганцовистых известняков и марганцовистых ритмитов [4], однако их минералогического изучения не выполнялось. Наиболее полное исследование этих пород проведено автором преимущественно на материале участка Нижнесиловский-1 [39, 40].

Сидерородохрозитовые¹ руды распространены в северо-восточной части территории (участки Карский-1 и 2), а также зафиксированы в западной части участка Нижнесиловский-2. Этот тип оруденения был выявлен в 70-х гг. прошлого века [51–53], что и послужило толчком к изучению стратиформного оруденения на данной территории. Сидерородохрозитовые руды ассоциируют исключительно с суперкремнистым типом рудовмещающего разреза. Сохранение сидерородохрозитовых и других типов руд в едином разрезе не отмечено.

Родонит-родохрозитовые породы установлены нами в южной части участка Нижнесиловский-1 (Силовыхинское проявление поделочного родонита) [37]. До недавнего времени это проявление было единственной находкой силикатных марганцевых пород на Пай-Хое, но в 2010 г. нами совместно с А.И. Брусницыным были обнаружены породы близкого состава в районе устья руч. Нядэйяха (участок Нижнесиловский-2) [38]. **В связи с тем, что проявления карбонатно-силикатных марганцевых пород на изученной площади единичны, региональные закономерности их локализации пока не выявлены.**

Кроме упомянутых разновидностей стратифицированных марганцевых руд, на изученной территории широким распространением пользуются жильные окисные марганцевые и железо-марганцевые скопления. По мнению их исследователей [25, 40, 51, 58], окисные руды формировались в результате процессов гидротермального перераспределения рудного вещества в пределах марганценоносной формации и в окружающих породах по трещинным зонам в коллизионный период.

Строение марганценоносной формации на различных участках характеризуется особенностями, отраженными по основным обнажениям на схеме корреляции разрезов (рис. 3).

Участок Карский-1 располагается в районе субширотного течения р. Кара, от устья руч. Няавьёркаяха на востоке и до водопада Малый Буредан на западе, в пределах северо-восточного крыла Пайхойского шарьяж-антиклинария. В строении участка принимают участие суперкремнистые фации громашорской свиты и кремнистые и карбонатно-кремнистые углеродистые отложения

¹ Сохранено первое название данного типа руд, использованное предшественниками и отражающее наличие примеси железа в родохрозите, но не присутствие сидерита в рудах

силовыхинской свиты. В районе отмечаются частые узкие пликативные нарушения и надвиговые структуры субмеридионального простирания. Обнажения рудоносной формации наблюдаются, главным образом, в скальных выходах правого берега р. Кара. Наибольшим распространением пользуются сидерородохрозитовые разновидности, в единичных точках установлено убогое кутнагоритовое оруденение и жильная оксидная минерализация.

Сидерородохрозитовые руды установлены преимущественно в надъяшмовой толще в интервале 5–22 м от кровли горизонта яшмоидов. Невыдержанные рудные пласты, мощностью от 40 до 80 см, наблюдаются также в кровле горизонта. Надъяшмовая рудоносная пачка представляет собой тонкое (5–10 до 30 см) переслаивание углеродистых карбонатно-кремнистых пород (темноцветных силицитов, кремнисто-карбонатных сланцев, кремнистых известняков) и кремнистых сидерородохрозитов. Доля рудных прослоев изменчива и достигает 30–60%, максимальная мощность составляет 1.2 м.

Участок Карский-2 объединяет рудопроявления по бортам ручьев Громашор, Малая и Большая Серью и их приустьевых районов по р. Кара. Он располагается в пределах северо-восточного крыла Пайхойского шарьяж-антиклинория и характеризуется типичным для этой территории складчато-надвиговым строением с северо-западным простиранием структур. На участке развиты стратифицированные (сидерородохрозитовые и кутнагоритовые) и гидротермальные (оксидные) марганцевые руды.

Сидерородохрозитовое оруденение установлено в обнажениях марганценосной формации по руч. Громашор и р. Кара. Особенностью этих разрезов является малая мощность горизонта яшмоидов и подавленное развитие в нем карбонатных разновидностей, что свойственно суперкремнистой градации громашорской свиты, и повышенная углеродистость разреза верхней (силовыхинской) части формации. Рудоносной преимущественно является надъяшмовая пачка, схожая по строению с аналогичным интервалом разрезов участка Карский-1. Она сложена тонким чередованием углеродистых оруденелых силицитов, карбонатно-кремнистых пород и сидерородохрозитов. Общая мощность пачки составляет 10–12 м, доля рудных прослоев около 30–40%, а их максимальная мощность достигает 0.6 м. Прослои сидерородохрозитов местами сильно окислены с образованием налетов и мощных корок гипергенных оксидов марганца, а в отдельных тектонизированных зонах карбонатные слои превращены в рыхлую массу, состоящую из измененных обломков первичных руд в землистом оксидно-гидроксидном цементе.

Кутнагоритовое оруденение зафиксировано в составе надъяшмовой пачки рудоносной формации в обнажениях по руч. Малая Серью. В большинстве проявлений кутнагоритовые руды образуют частые разлинзованные прослои, мощностью от 0.2 до 0.4 м,

переслаивающиеся с кремнистыми известняками и темноцветными карбонатными силицитами. Общая мощность рудоносной пачки в этих участках до 8 м. В т.н. 4178 установлена мощная (6 м) рудная зона, однако в ее составе велика доля безрудной (кремнистой) примеси.

Гидротермальное оруденение установлено в нескольких проявлениях, где представляет собой густую сеть тонких (до 1 см) прожилков оксидов и гидроксидов марганца в яшмоидах. Мощность рудных зон – до 9 м, наиболее значительное оруденение приурочено к зонам брекчирования яшмоидов и окружающих пород. Оксиды и гидроксиды марганца интенсивно пропитывают вмещающие породы по зонам брекчирования и тонкого расщепления вплоть до появления сливных оксидных руд с реликтами первичных пород.

Участок Нижнесиловский-2 включает группу рудопроявлений бассейна р. Силова-Яха, от руч. Мадахаяха на юго-западе до руч. Нядэяха на северо-востоке. Эта территория характеризуется чрезвычайно сложными складчато-надвиговыми дислокациями, что связано с ее положением в районе периклинального замыкания осевой зоны Пайхойского шарьяж-антиклинория. На участке представлены все минералогические типы стратифицированных руд и жильное оксидное оруденение.

Сидерородохрозитовые разновидности руд развиты в юго-западной части участка в долине руч. Мадахаяха (левый приток р. Силова-Яха), где вскрывается зона тектонического контакта суперкремнистых типов отложений громашорской и силовыхинской свит. Оруденение зафиксировано в составе надъяшмовой пачки переслаивания углеродистых разновидностей силицитов и карбонатно-кремнистых пород и представлено пластовыми телами кремнистых сидерородохрозитов мощностью от 0.1 до 0.5 м, чередующимися с вмещающими породами. Мощность рудных зон от 4 до 8 м, доля рудных прослоев в них составляет 30–40%. Руды интенсивно окислены, вплоть до появления сливных оксидных гипергенных руд, участками сопровождаются зонами послыйного окварцевания.

Кутнагоритовые руды установлены в обнажениях вдоль русла р. Силова-Яха в центральной части участка и по водоразделам ее левого берега в северной части. Несмотря на большое количество проявлений и значительную мощность рудоносной формации в данном районе, оруденение имеет небольшие масштабы. В пределах рудоносного интервала установлены многочисленные прослои и линзы кутнагоритовых руд, мощность которых обычно составляет 10–15 см, редко в раздувах увеличиваясь до 0.2–0.5 м. Руды, залегающие в яшмоидах, как правило, разлинзованы и прослеживаются только на первые метры. Среди надъяшмовой пачки рудные прослои обычно более выдержаны, однако их мощность не превышает 0.2 м.

Карбонатно-силикатные марганцевые породы установлены в северной части участка в правом борту р. Силова-Яха в районе устья руч. Нядэйяха (т.н. 4300) [38]. Они образуют маломощное (0.4–0.8 м) пластовое тело протяженностью около 200 м, залегающее в глинисто-карбонатно-кремнистых сланцах громашорской свиты. Основной объем тела составляют кварц-кутнагоритовые породы, а на северном фланге наблюдаются силикатные марганцевые разновидности. Особенностью этого проявления является отсутствие яшмовидных силицитов: марганценосный пласт залегает в пределах сланцев, обычно подстилающих рудоносную формацию.

Гидротермальные оксидные марганцевые и железо-марганцевые руды изучены по рудопроявлениям Едунейшорской и Нядэйяхинской групп, распространенных в обнажениях по бортам одноименных притоков р. Силова-Яха. Оруденение приурочено к зонам трещиноватости и брекчирования яшмоидов и подстилающих глинисто-карбонатно-кремнистых сланцев громашорской свиты. Рудопроявления Едунейшорской группы предположительно относятся к единой линейной рудной зоне, протягивающейся согласно с простиранием разрывных нарушений в северо-западном направлении, в районе устья руч. Едунейшор, на расстояние около 900 м. Оруденение встречается в виде послойных зон невыдержанной мощности, варьирующей от 10 см до 1 м, в составе пачки выщелоченных осветленных сланцев. Руды представлены натечными и сливными массами, развивающимися по трещинам и цементирующими обломки сланцев, а также массивными агрегатами, локализуемыми в наиболее крупных трещинах и в раздвухах. В пределах выходов рудоносных пород в районе руч. Нядэйяха устанавливается убогая прожилковая оксидная Fe-Mn минерализация, приуроченная к зонам трещиноватости и дробления или к поверхностям напластования яшмоидов и подстилающих глинисто-карбонатно-кремнистых сланцев. В элювиальных и делювиальных развалах наблюдаются скопления крупных (0.2–0.3 м) глыб почковидных или массивных агрегатов марганцевых оксидов, нередко цементирующих остроугольные обломки вмещающих силицитов.

Участок Нижнесиловский-1 располагается в юго-восточной части территории, в районе устья руч. Варкашор (левый приток р. Силова-Яха), в пределах юго-западного крыла Пайхойского шарьяж-антиклинария. Участок имеет сложное складчато-надвиговое строение с северо-западным простиранием основных структур. Марганценосная формация вскрывается в обнажениях по бортам р. Силова-Яха обычно в ядрах узких изоклинальных складок, реже – в участках моноклинального залегания под крутыми углами. Наибольшим распространением на участке пользуются кутнагоритовые руды [40]. Они установлены в 9 точках наблюдения, однако из-за

сложноскладчатого строения территории прогнозировать здесь единую рудную зону затруднительно. Протяженность рудных тел ограничивается размерами естественных обнажений, при этом устойчивое появление этих пород в обнажениях данной части разреза позволяет говорить об их широком развитии. Марганцевые руды образуют пластовые залежи, мощностью от 0.2 до 0.6 м, иногда объединяющиеся в более мощные (до 2 м) рудные серии, однако такое увеличение мощности обусловлено примесью безрудных прослоев. Линзовидные залежи приурочены к шарнирам складок, а на выклинивании переходят в пластовые тела.

На южном окончании участка установлена залежь карбонатно-силикатных марганцевых пород (т.н. 3404 – Силовыхинское проявление родонита) [37]. Она представляет собой будинированный пласт кварц-родохрозитового состава, в котором установлены линзы родонит-содержащих разновидностей. Родонитовые породы прослежены по склону на расстояние свыше 40 м в виде отдельных глыб, мощностью до 0.6 м, интенсивно окисленных с поверхности. Марганценосная формация в этой части характеризуется крайне незначительными размерами: горизонт яшмоидов имеет мощность около 4 м, непосредственно на нем залегает пласт карбонатно-силикатных марганцевых пород, сменяющийся тонким (5–15 см) переслаиванием кутнагоритовых руд, темноцветных силицитов, карбонатно-кремнистых сланцев и кремнистых известняков, общей мощностью до 2 м. В надрудной части наблюдается постепенное увеличение мощности прослоев известняков и рост содержания углеродистой составляющей, фиксирующий переход к турнейской части разреза.

Оксидное железо-марганцевое оруденение наблюдается в двух выходах, известных по работам предшественников как рудопроявления Варкашорское-1 и 2. Они представлены субсогласными зонами, мощностью до 1 м и протяженностью первые метры, находящимися в пространственной близости к обнажениям горизонта яшмоидов. Рудный материал представлен натечными скрытокристаллическими формами оксидов и гидроксидов железа и марганца. Рудовмещающими являются глинисто-карбонатно-кремнистые сланцы громашорской свиты, подстилающие рудоносную формацию. В участках развития оксигидроксидных руд они превращены в сильно измененную осветленную породу существенно кремнистого состава с многочисленными пленками, дендритами, корками рудного вещества.

Участок Сибирчатаяхинский охватывает обнажения рудоносной формации в бассейне среднего-нижнего течения руч. Сесыяю (правый приток р. Сибирчатая-Яха) и по бортам р. Сибирчатая-Яха, в районе его устья. Территория сложена отложениями девона и карбона, образующими узкую линейную зону, параллельную зоне Главного Пайхойско-

го надвига, в пределах юго-западного крыла Пайхойского шарьяж-антиклинория. Участок имеет сложное чешуйчато-надвиговое строение с запад-северо-западным простираем плоскостей надвигов. Во всех обнажениях рудоносной формации устанавливается марганцевое оруденение в виде линз и прослоев кутнагоритовых руд.

Наиболее значительных масштабов оруденение достигает в юго-восточной части участка в обнажениях по левым притокам руч. Сёсыя. Кутнагоритовые руды приурочены к надъяшмовой пачке, сложенной карбонатно-кремнистыми отложениями силовых свит. В основании рудоносной пачки преобладают темноцветные карбонатные силициты, вмещающие кутнагоритовые руды, выше по разрезу они сменяются чередованием силицитов, карбонатно-кремнистых сланцев и кремнистых известняков. Руды устанавливаются либо в составе обширных, но разубоженных рудных зон, где образуют многочисленные маломощные тела, переслаивающиеся с силицитами, либо в виде одной или нескольких локализованных пластовых залежей. Наиболее мощные тела кутнагоритовых руд установлены в т.н. 4217 (1.7 м), 4218 (1 м) и т.н. 4221 (0.6, 0.6, и 1.8 м); более крупная (до 5 м), но разубоженная рудная серия установлена в т.н. 4222. По условиям залегания эти проявления могут быть объединены в единую рудную зону, общей протяженностью более 5 км, приуроченную к субширотной принадвиговой области выхода пород громашорской и силовых свит.

Участок Хэяхинский расположен в верхнем течении р. Хэяха, в 1 км к северу от устья руч. Хенгурсё, в области развития склоновых фаций лемвинских отложений за пределами Пайхойского шарьяж-антиклинория, выделяемой в ранге Пестанмылькского района. Рудоносная формация здесь приурочена к границе громашорской свиты и сибирчатаяхинской толщи, при этом ее строение схоже с аналогичным интервалом других участков, но отличается увеличенной долей карбонатных пород в разрезе.

На участке выявлено две субпараллельные линейные зоны выходов марганценосной формации, протягивающиеся в запад-северо-западном направлении в районе субширотного петлеобразного изгиба русла р. Хэяха. Наиболее значительное марганцевое оруденение установлено в пределах южной зоны. Она имеет протяженность около 1.5 км и представляет собой моноклинально залегающую толщу, вскрытую близко к простираению, в которой наблюдается непрерывный разрез марганценосной формации. Кутнагоритовое оруденение установлено в верхней части горизонта яшмоидов. Оно представлено двумя сближенными пластами кутнагоритовых руд, разделенных прослоем темноцветных карбонатных силицитов, эти же породы являются рудовмещающими. Мощность рудной зоны варьи-

рует от 1 до 3.4 м. В составе рудных пластов наблюдаются маломощные слойки и линзы темноцветных силицитов, доля которых достигает 5–20%.

Участок Пуэюский расположен в верхнем течении р. Пуэю, в 4–10 км ниже устья руч. Карпишор, в пределах северо-восточного крыла Пайхойского шарьяж-антиклинория. Марганценосная формация на участке приурочена к контакту смятых в складки и тектонизированных пород громашорской и силовых свит, однако рудоносный интервал здесь имеет резко отличный облик. В разрезе отсутствуют красноцветные кремнистые породы, принятые за маркирующий горизонт яшмоидов, а вместо них данный стратиграфический уровень слагают буро-зеленые яшмовидные силициты, содержащие маломощные прослои кремнистых известняков и кутнагоритосодержащих сланцев. Верхняя часть формации представлена чередованием темноцветных (до черного) силицитов и углеродистых кремнистых известняков, при подчиненном распространении последних. Среди бурозеленых яшмовидных силицитов устанавливаются многочисленные маломощные (первые сантиметры) слойки и линзы кутнагорит-содержащих сланцев. Некоторое преобладание этих пород наблюдается в кровле и подошве горизонта.

В пространственной связи с выходами марганценосной толщи установлено эпигенетическое оксидное марганцевое оруденение. Оксидные руды наблюдаются в зонах тектонических нарушений северо-восточной ориентировки, в составе сильно дезинтегрированных измененных сланцев и силицитов, подстилающих рудоносную формацию. Они образуют тонкие прожилки, реже, сплошные массы, в которых оксиды железа и марганца цементируют угловатые обломки измененных сланцев. Мощность зон с оксидной минерализацией составляет первые метры.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАРГАНЦЕВЫХ РУД

Минералого-петрографическое изучение установленных разновидностей марганцевых пород показало их четкую дифференциацию как по облику и структурно-текстурным особенностям, так и по минеральному и химическому составу.

Кутнагоритовые руды всех участков характеризуются исключительно типичным обликом. Отличительными их особенностями являются бурокоричневый цвет и тонкая волнистая слоистость (рис. 4). В минеральном составе преобладает кутнагорит, в единичных образцах его место занимает родохрозит или марганецсодержащий кальцит. Широким распространением пользуется кварц, заполняющий секущие и послойные прожилки, или наблюдающийся в основной массе породы в виде единичных зерен и небольших скоплений. К второсте-

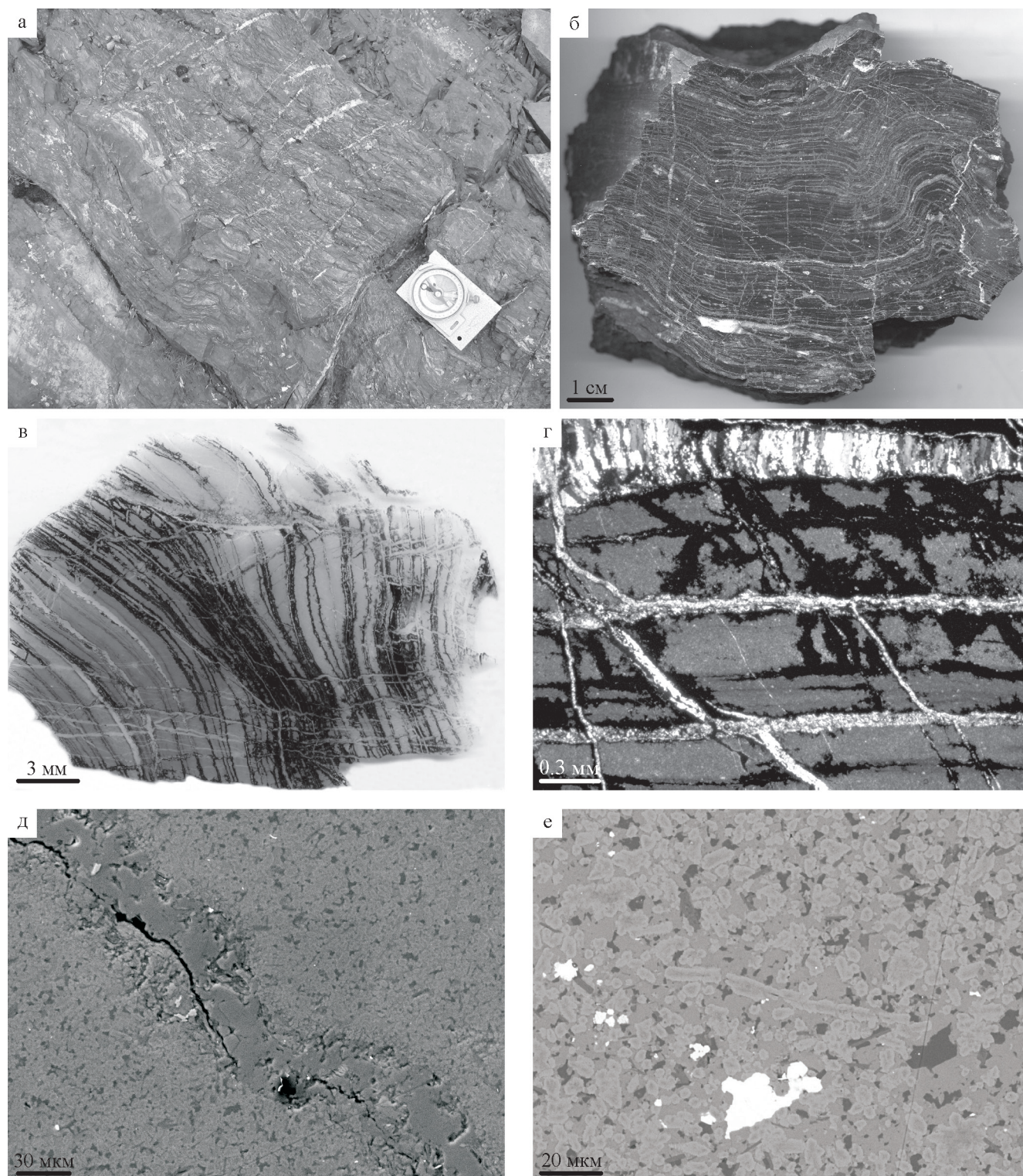


Рис. 4. Макро- и микроструктуры кутнагоритовых руд.

а – рудный пласт в темноцветных силикатах, б – полированный штуф, в – макрофото шлифа: волнистая слоистость подчеркивается гипергенными изменениями (темное) по плоскостям напластования слойков, г – шлиф в проходящем свете, николи скрещены: чередование микроглобулярных (темно-серое) и микрокристаллических (светлое) слойков, д, е – REM-фото: д – контакт микроглобулярного и микрокристаллического слойков (мелкие белые зерна – пирит), е – микроглобулярный агрегат: округлые и палочковидные выделения – глобулы кутнагорита с обогащенными марганцем оболочками, вмещающая пелитоморфная матрица – кутнагорит, темно-серые зерна – кварц, белые – сфалерит.

пенным минералам относятся доломит, стильпно-мелан, клинохлор и пирит, среди аксессуарных фаз установлены Ва-Мп-мусковит, микроклин, циркон, барит, апатит, монацит, пирофанит, галенит, халькопирит, сфалерит, кобальтин и зигенит. Прецизионными исследованиями в образце кутнагоритовых руд Хейяхинского участка установлены также субмикронные выделения редких минералов Pb, Zn, Cu, Bi и Ag (айкинит, деклуазит, каустолит, бисмоклит, акантит и самородное серебро). Гипергенная минерализация представлена рансьеитом и криптомеланом, редко – асболоном.

В структуре руд выделяется два типа слоев, образующих тонкое чередование и создающих характерный волнисто-слоистый облик (рис. 4). Основная масса породы сформирована слоями микроглобулярного кутнагорита, мощностью от долей до 1–5 мм, чередующимися с более тонкими прослоями, сложенными микрокристаллическим карбонатом. Слойки, имеющие микрокристаллическую структуру, сложены мозаичным агрегатом кутнагорита или, реже, марганецсодержащего кальцита, размер зерен достигает 0.01–0.05 мм. Как правило, в составе этих слоев устанавливаются также кварц и слоистые алюмосиликаты (клинохлор, стильпно-мелан, мусковит), реже мелкие (1–10 мкм) зерна микроклина, циркона, монацита и пирофанита, принадлежащие, вероятно, к обломочной фракции осадка. К контакту микроглобулярных и микрокристаллических слоев обычно приурочены скопления фрамбоидального пирита. Слойки микроглобулярной структуры сформированы мельчайшими округлыми, реже овальными или палочковидными образованиями, размещенными в пелитоморфной карбонатной матрице. Размер микроглобул в среднем составляет 3–10 мкм, их количество в пределах слоев может варьировать от 50–60 до 95 об. %. Микроглобулы, как и вмещающий пелитоморфный агрегат, имеют кутнагоритовый состав. При этом фиксируется обогащение краевых частей микроглобул марганцем, так что соотношение Ca/Mn близко к 0.7/1.3. В то же время, состав карбоната из вмещающей матрицы большинства образцов близок к стехиометрическому кутнагориту с соотношением $\text{Ca/Mn} \approx 1$, а в слоях с резким преобладанием матрицы отличается более высоким содержанием кальция. Описанные микроструктуры интерпретируются как органогенно-седиментационные, сформированные в процессе жизнедеятельности бактериальных сообществ. Предполагается, что слагающие рудные слои микроглобулы являются фоссилизированными марганцеокисляющими бактериями, а рудные скопления – пластовыми строматолитоподобными образованиями [39, 40].

Химический состав кутнагоритовых руд определяется соотношением трех главных компонентов – марганца, кальция и кремния (табл. 1). Наибольшие концентрации рудного компонента наблюдаются в

рудах участка Нижнесиловский-1 (до 33.5 мас. % MnO); для руд остальных исследованных районов содержания MnO обычно не превышают 25 мас. %. Близкие концентрации отмечаются для кальция, причем соотношение этих компонентов в рудах различных участков закономерно меняется. Так, в породах с высокими рудными концентрациями (участок Нижнесиловский-1) отношение MnO/CaO составляет в среднем 1.15. Снижение рудных концентраций достигается за счет увеличения количеств кальция: отношение MnO/CaO в рудах участков Нижнесиловский-2, Карский-2 и Сибирчатаяхинский близко к 0.75, а на Хейяхинском и Путиюском участках снижается до 0.5 и 0.34, соответственно. Тренд увеличения содержания кальция в рудах совпадает с направлением перехода глубоководных, наиболее удаленных от континентального подножья фаций к склоновым отложениям. Содержание кремнезема в рудах сильно варьируют (от первых до 40–50 мас. % SiO_2), что связано с переменным количеством в них прослоев силицитов и кварцевых прожилков. В рудах всех участков установлены повышенные содержания бария, стронция, серы, мышьяка и цветных металлов (г/т): до 830 Zn, 580 Pb, 380 Cu, 270 Ni, 520 Co.

Закономерности изменения состава кутнагоритовых руд различных участков иллюстрируются диаграммами рис. 5а–в. Диаграмма в координатах MnO-CaO (рис. 5а) демонстрирует разницу абсолютных содержаний этих компонентов в рудах различных участков: высококальциевый состав свойственен рудам Путиюского и Хейяхинского участков, наибольшие концентрации марганца при минимальных – кальция устанавливаются для Нижнесиловских руд, для них же характерен и максимальный разброс содержаний данного элемента, промежуточные значения фиксируются в рудах Сибирчатаяхинского участка. Взаимосвязь главных компонентов руд более наглядно выявляет диаграмма $\text{MnO-MnO}/(\text{MnO} + \text{CaO})$ (рис. 5б), из которой очевидно, что максимальные содержания марганца обусловлены подавлением кальциенакопления. Роль кремнезема в формировании состава руд отражена на диаграмме $(\text{MnO} + \text{CaO})-\text{SiO}_2$ (рис. 5в): точки составов руд всех участков лежат практически в одном поле, но тренд, отражающий отрицательную корреляцию между этими параметрами очевиден. Последняя диаграмма объясняет и резко обособленное положение фигуративных точек составов руд участка Карский-2, демонстрируя их предельно кремнистый состав.

Сидерородохрозитовые руды представляют собой плотные образования темно-серого цвета массивной текстуры (рис. 6). Главными порообразующими минералами являются железистый родохрозит и кварц, формирующие микрокристаллический агрегат. В качестве второстепенных минералов в рудах присутствуют пирит (1–2 до 5 об. %), в

Таблица 1. Средний химический состав (мас. %) стратифицированных карбонатных марганцевых руд

Участки	Кутнагоритовые руды					Сидерородохрозитовые руды				
	Карский-2	Нижне-силовский-2	Нижне-силовский-1	Сибирчатая-яхинский	Хаяхинский	Путьюский	Карский-1	Карский-2	Нижне-силовский-2	
SiO ₂	53.41 ± 1.98	17.19 ± 7.68	21.391 ± 8.69	19.67 ± 7.34	15.51 ± 6.09	18.45 ± 4.03	51.49 ± 10.73	70.43 ± 8.38	45.70 ± 24.82	
TiO ₂	0.08 ± 0.05	0.07 ± 0.04	0.03 ± 0.02	0.08 ± 0.02	0.06 ± 0.02	0.13 ± 0.01	0.08 ± 0.02	0.07 ± 0.06	0.07 ± 0.04	
Al ₂ O ₃	1.47 ± 1.41	1.29 ± 0.63	0.21 ± 0.37	1.32 ± 0.23	0.81 ± 0.44	2.84 ± 0.01	1.48 ± 0.51	1.69 ± 1.68	1.31 ± 1.02	
FeO _{общ}	4.84 ± 2.33	6.77 ± 5.51	4.08 ± 3.37	6.34 ± 1.79	4.11 ± 1.55	7.26 ± 2.00	9.33 ± 3.25	6.88 ± 2.45	10.80 ± 3.88	
MnO	10.66 ± 4.35	21.04 ± 6.14	23.03 ± 5.35	19.78 ± 4.33	15.45 ± 2.47	9.44 ± 1.92	17.77 ± 6.14	12.07 ± 3.53	20.12 ± 10.15	
MgO	0.87 ± 0.80	2.67 ± 1.80	2.63 ± 1.72	1.98 ± 0.42	3.36 ± 0.73	2.85 ± 1.07	0.67 ± 0.52	0.24 ± 0.48	0.48 ± 0.48	
CaO	12.76 ± 5.05	24.34 ± 4.34	21.88 ± 3.83	24.20 ± 2.20	29.60 ± 2.98	28.45 ± 1.06	3.36 ± 1.18	0.39 ± 0.18	3.78 ± 3.13	
Na ₂ O	0.06 ± 0.05	0.08 ± 0.11	<0.05	0.25 ± 0.03	0.09 ± 0.03	0.23 ± 0.05	0.16 ± 0.04	0.11 ± 0.02	0.18 ± 0.06	
K ₂ O	0.91 ± 0.83	0.69 ± 0.64	0.42 ± 0.16	0.29 ± 0.15	0.12 ± 0.07	0.45 ± 0.44	0.74 ± 0.34	0.51 ± 0.48	0.69 ± 0.56	
P ₂ O ₅	0.18 ± 0.13	0.28 ± 0.16	0.23 ± 0.012	0.28 ± 0.07	0.27 ± 0.12	0.17 ± 0.08	0.17 ± 0.06	0.12 ± 0.05	0.83 ± 0.80	
ппп	14.18 ± 4.96	24.77 ± 2.02	25.24 ± 2.94	24.97 ± 2.45	30.02 ± 2.71	28.90 ± 0.28	13.54 ± 3.40	7.12 ± 3.05	14.67 ± 8.31	
Сумма	99.42	99.21	99.14	99.15	99.39	99.16	98.79	99.62	98.60	
MnO/(MnO+CaO)	0.46 ± 0.05	0.46 ± 0.07	0.51 ± 0.07	0.45 ± 0.05	0.34 ± 0.04	0.25 ± 0.05	0.66 ± 0.06	0.64 ± 0.05	0.65 ± 0.06	
MnO/(MnO+FeO)	7	7	34	10	22	2	12	4	5	
n										

Примечание. Анализы выполнены рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ARL-9800 (Швейцария) в лаборатории химического и спектрального анализа ВСЕГЕИ (аналитик Б.А. Цимошенко). После знака ± следует стандартное отклонение; ппп – потери при прокаливании; n – число анализов.

меньшей степени – микроклин и доломит. Карбонат образует пелитоморфную массу, в которой неравномерно распределены одиночные угловатые зерна кварца, размером около 0.05–0.1 мм или небольшие тонкокристаллические кварцевые скопления. Эти наблюдения показывают, что основная часть кварца поступала в составе хемогенного (биогенного?) материала, а также, вместе с незначительным количеством полевого шпата – в виде терригенной примеси. Рудное карбонатное вещество цементирует седиментогенную массу, и его кристаллизация, вероятно, происходила в ходе литификации осадка. Кремнезем присутствует также в скрытокристаллической форме, в виде халцедона, развившегося в зонах трещиноватости. По поверхностным участкам и зонам трещиноватости в рудах развиваются гипергенные оксигидроксиды железа и марганца.

Особенностью состава породообразующего родохрозита является постоянная примесь железа и небольших количеств кальция. В различных образцах соотношение главных катионов в карбонате варьирует незначительно и в среднем составляет Mn/Fe/Ca ≈ 0.65/0.25/0.1. Обобщенная эмпирическая формула карбоната имеет вид $(\text{Mn}_{0.65}\text{Fe}_{0.25}\text{Ca}_{0.1})_{1.00}(\text{CO}_3)$.

Химический состав сидерородохрозитовых руд (табл. 1) характеризуется переменными содержаниями главных компонентов, что связано с количественными соотношениями родохрозита и кварца. Максимальное содержание главного рудного компонента составляет 33.7 мас. % MnO, концентрации кремнезема варьируют в широком диапазоне (11.5–77.8 мас. % SiO₂). Характерной особенностью руд является постоянная высокая примесь железа (до 15.65 мас. % Fe₂O), так что в большинстве проб отношение FeO/MnO близко к 0.55. Содержания кальция в среднем составляют 3–5 мас. % CaO.

На диаграмме в координатах MnO–FeO (рис. 5г) отчетливо выявляется положительная корреляция между главными рудными компонентами, свойственная в равной степени сидерородохрозитовым рудам всех участков. По абсолютным же содержаниям этих элементов выделяются бедные руды участка Карский-2, тогда как для руд участков Карский-1 и Нижнесиловский-2 характерен широкий разброс рудных концентраций. Марганцовистость руд (MnO/(MnO + FeO)) варьирует незначительно и практически не зависит от абсолютного содержания марганца: на диаграмме MnO–MnO/(MnO + FeO) (рис. 5д) большая часть точек составов сидерородохрозитов лежит в области значений этого параметра от 0.6 до 0.75. Широкие вариации содержания кремнезема и влияние этой примеси на концентрацию рудных компонентов отображены на диаграмме SiO₂–(MnO + FeO) (рис. 5е), демонстрирующей отрицательные корреляционные взаимосвязи между этими параметрами.

Родонит-родохрозитовые породы наиболее детально изучены по образцам Силовахиинско-

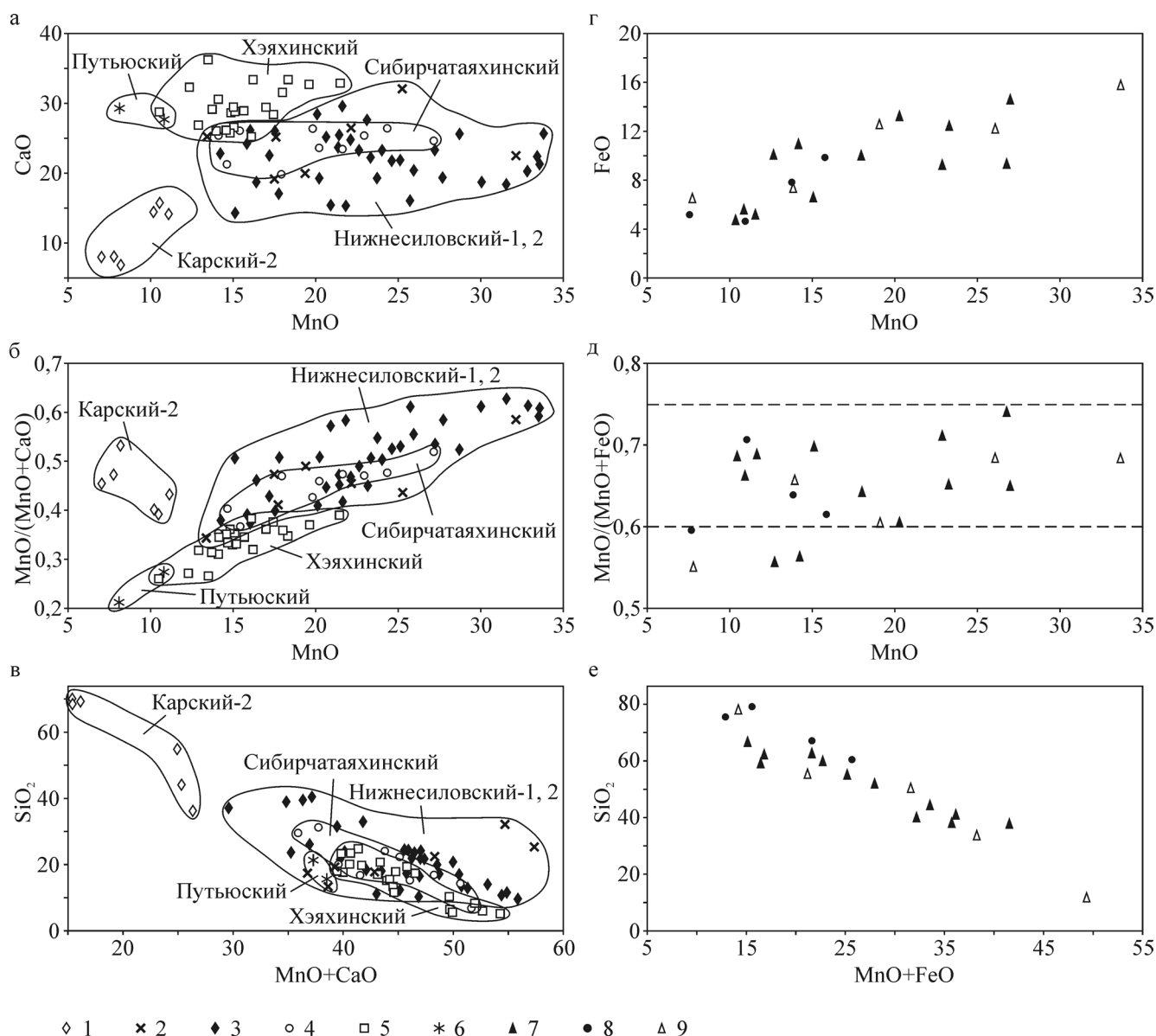


Рис. 5. Диаграммы составов кутнагоритовых (а–в) и сидерородохрозитовых (г–е) руд на различных участках.

1–6 – точки составов кутнагоритовых руд на участках: 1 – Карский-2, 2 – Нижнесиловский-2, 3 – Нижнесиловский-1, 4 – Сибирчатаяхинский, 5 – Хэяхинский, 6 – Путыоский; 7–9 – точки составов сидерородохрозитовых руд на участках: 7 – Карский-1, 8 – Карский-2, 9 – Нижнесиловский-2.

го проявления [37]. В составе пород диагностировано 22 минерала. Главными являются родохрозит, родонит, пирохмангит и кварц, второстепенными – тефроит, аллеганит, сонолит, аксинит-(Mn), фриделит, кариопилит, кумбсит, зусманит, стильпномелан, ганомиллит, неотокит, суссексит, кальцит, пирит и гипергенные оксиды марганца, акцессорными – спессартин, цельзиан, алабандин, барит и апатит. Они образуют разноокрашенные минеральные агрегаты, распределение которых создает пятнистый и линзовидно-полосчатый облик породы (рис. 7). Наиболее распространены родонит-пирохмангитовые и родохрозитовые агрегаты. Они

характеризуются мелкокристаллической структурой, пятнистой или линзовидной текстурой, образованной сочетанием скоплений малиново-розовой (пироксеноиды) и серой (родохрозит) окраски. Реже встречаются тефроит-аллеганитовые образования, важными особенностями которых являются округлая сгусткоподобная форма, пелитоморфная структура и коричневатая-серый цвет. В краевых частях залежи преобладает тонкозернистый кварцевый агрегат с переменным количеством второстепенных марганцевых фаз.

Химический состав пород (табл. 2) характеризуется высоким содержанием марганца (33.81–

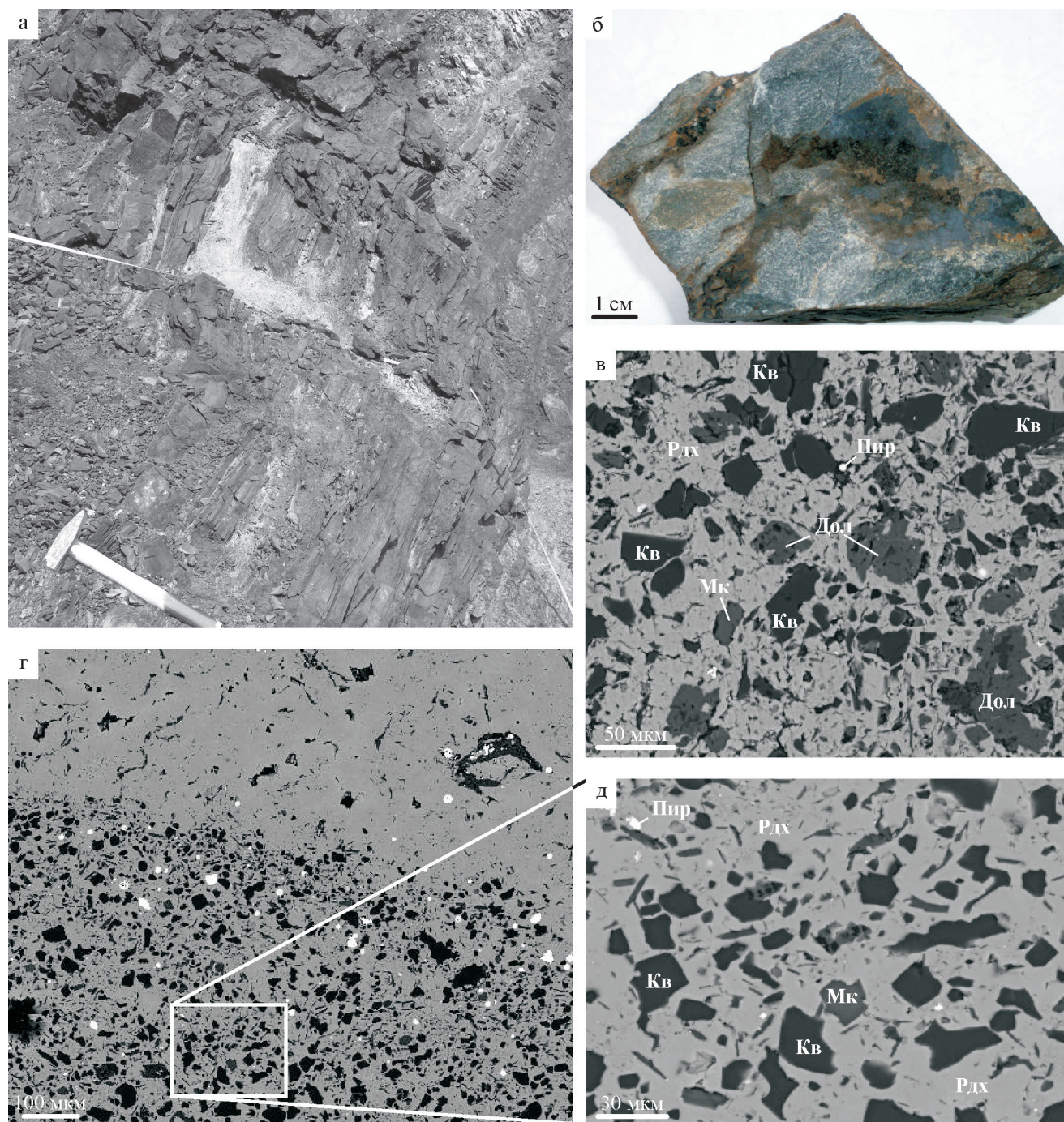


Рис. 6. Строение сидерородохрозитовых руд.

а – рудный пласт в коренном залегании; б – штуф; в–д – REM-фото, буквами обозначены: Рдх – родохрозит, Дол – доломит, Кв – кварц, Мк – микроклин, Пир – пирит.

69.72 MnO) и кремнезема (14.46–50.20 SiO₂), незначительными – железа (0.41–2.91 FeO) и кальция (0.83–8.37 CaO), предельно низкими – алюминия (до 0.74 Al₂O₃) и магния (до 0.80 MgO) (все в мас. %).

На диаграмме MnO–SiO₂–(FeO + MgO + CaO) (рис. 8) наглядно выявляется взаимосвязь химического и минерального состава пород.

Близким минеральным составом характеризуются родонит-пироксмангитовый, родохрозитовый и кварцевый агрегаты. Отличия обусловлены количественными соотношениями главных минералов (родохрозит–пироксмангит–родонит–кварц), при этом породы содержат практически одинаковый набор второстепенных фаз, появление которых

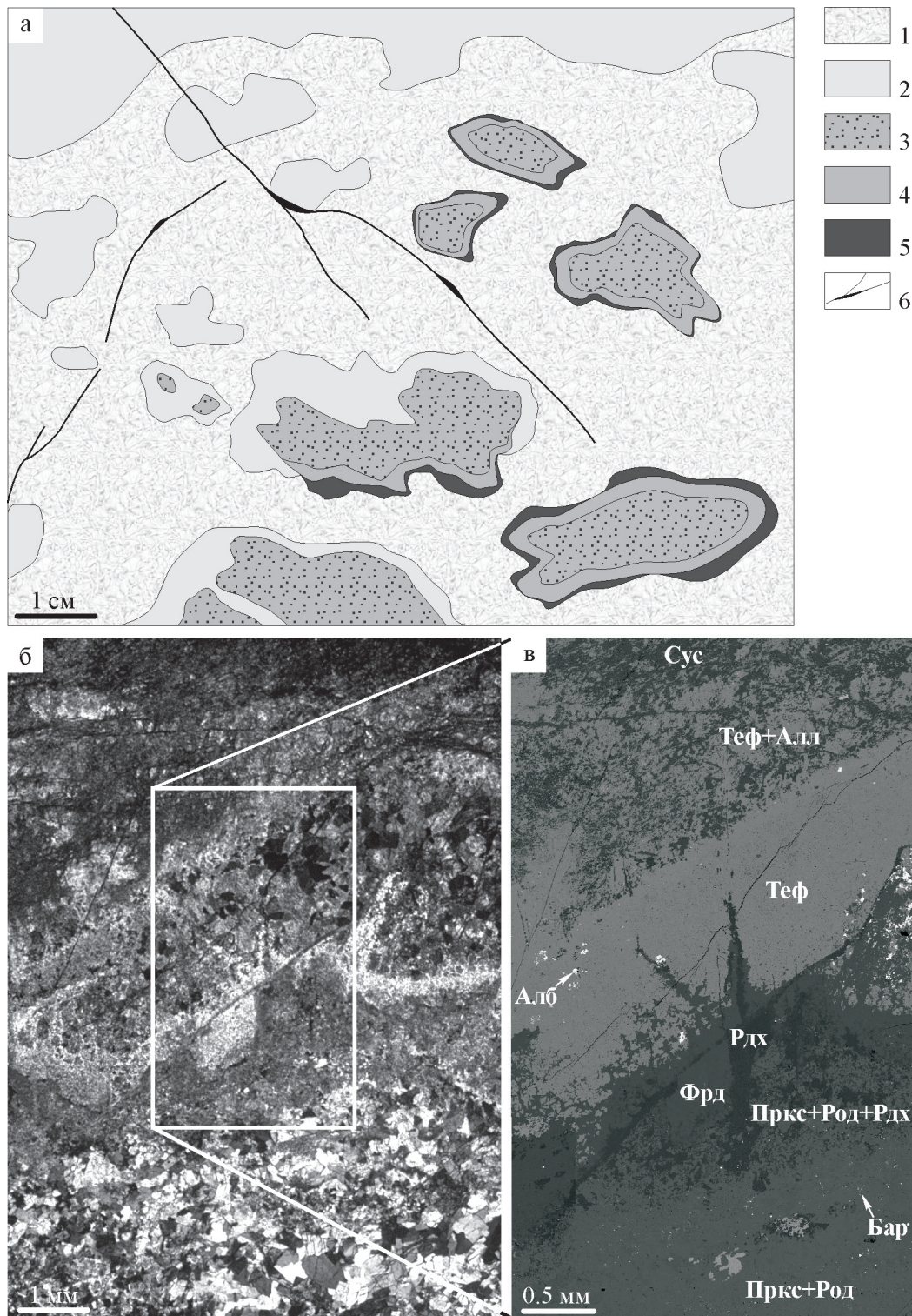


Рис. 7. Строение родонит-родохрозитовых пород.

а – взаимоотношения минеральных агрегатов (зарисовка образца): 1 – родонит-пироксмангитовый агрегат; 2 – родохрозитовый агрегат; 3–5 – зональные тефроит-аллеганитовые обособления: 3 – тефроит-аллеганитовый агрегат центральной части, 4 – тефроитовый агрегат внешней зоны, 5 – фриделитовая оторочка; 6 – трещинки с поздними генерациями кварца, родохрозита, родонита, неотокита, аксинита-(Mn) и гипергенной оксидной минерализацией.

б, в – микроструктуры родонит-пироксмангитового и тефроит-аллеганитового агрегатов: б – шлиф в проходящем свете, николи скрещены, в – REM-фото; буквами обозначены: Род – родонит, Пркс – пироксмангит, Рдх – родохрозит, Фрд – фриделит, Теф – тефроит, Алл – аллеганит, Сус – суссексит, Алб – алабандин, Бар – барит.

Таблица 2. Средний химический состав (мас. %) родонит-родохрозитовых пород Силоваяхинского проявления

Компонент	Минеральные агрегаты			
	родонит-пироксмангитовый	родохрозитовый	тефроит-аллеганитовый	кварцевый
	1	2	3	4
SiO ₂	40.51 ± 5.80	21.48 ± 5.42	21.34 ± 3.96	62.06 ± 18.21
TiO ₂	<0.01	0.02 ± 0.01	< 0.01	0.03 ± 0.02
Al ₂ O ₃	0.22 ± 0.14	0.35 ± 0.28	0.16 ± 0.09	1.36 ± 1.01
FeO _{общ}	1.24 ± 0.57	1.93 ± 0.70	0.51 ± 0.14	6.38 ± 6.42
MnO	43.00 ± 5.63	46.64 ± 5.89	66.22 ± 2.79	13.98 ± 2.98
MgO	0.25 ± 0.26	0.30 ± 0.30	0.36 ± 0.17	1.04 ± 0.83
CaO	3.45 ± 1.77	6.07 ± 1.78	1.52 ± 0.56	3.09 ± 2.30
Na ₂ O	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
K ₂ O	0.04 ± 0.03	0.07 ± 0.04	0.01 ± 0.01	0.52 ± 0.42
P ₂ O ₅	0.07 ± 0.05	0.13 ± 0.08	0.08 ± 0.03	0.15 ± 0.21
ппп	11.03 ± 4.85	22.83 ± 2.59	9.16 ± 4.75	10.50 ± 4.49
Сумма	99.81	99.83	99.35	99.13
n	11	8	4	3

Примечание. См. Табл. 1.

связано с наличием элементов-примесей (Al, Ca, Fe, Mg, B, P, S). Как видно из диаграммы, составы этих ассоциаций дифференцированы по отношению Mn/Si: наиболее марганцевые агрегаты сложены преимущественно родохрозитом (родохрозитовый агрегат), при близких соотношениях этих компонентов преобладают родонит и/или пироксмангит (родонит-пироксмангитовый агрегат; кристаллизация того или иного пироксеноида обусловлена наличием кальция), а высококремнистые участки формируются существенно кварцевой породой (кварцевый агрегат).

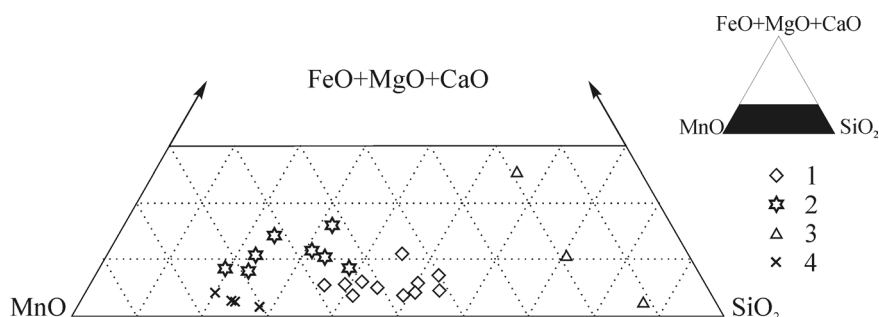
Принципиально иная минералогия свойственна тефроит-аллеганитовым агрегатам. Главными силикатами марганца здесь выступают тефроит, марганцевые гумиты и фриделит, широко развиты также несиликатные высокомарганцевые фазы – родохрозит, суссексит, алабандин. Крайне незначительная примесь других петрогенных элементов

обуславливает появление акцессорной минерализации (спессартин, барит). В таких агрегатах отсутствует кварц. Химический состав этих пород предельно обогащен марганцем, при этом, по сравнению с близкими по соотношению марганца и кремния родохрозитовыми разновидностями, характеризуется практически полным отсутствием примесей (Fe, Ca).

ОБСУЖДЕНИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Представленные данные о распространении, химическом и минеральном составе стратифицированных марганцевых руд позволяют сделать выводы о палеофациальных условиях и механизмах их накопления.

При обсуждении условий формирования марганцеворудных скоплений анализируются два глав-

**Рис. 8.** Состав родонит-родохрозитовых пород Силоваяхинского проявления на диаграмме MnO–SiO₂–(FeO + MgO + CaO).

Минеральные агрегаты марганцевых пород: 1 – родонит-пироксмангитовый, 2 – родохрозитовый, 3 – кварцевый, 4 – тефроит-аллеганитовый.

ных аспекта этого процесса: 1 – источник марганца и 2 – механизм его концентрирования и седиментации. Поскольку на исследуемой площади в едином стратиграфическом интервале установлены различные по составу марганцевые отложения, мы предполагаем, что источник вещества для описанных разновидностей был единым, тогда как механизмы рудообразования различались и определялись палеофациальной обстановкой седиментации.

Источник рудного вещества

Вслед за первыми исследователями пайхойских стратифицированных марганцевых руд [26–28, 51–53], мы предполагаем гидротермальный источник вещества пород марганценосной формации. Аргументация этой точки зрения основывается на фациально-генетической интерпретации рудовмещающего разреза, петрохимическом и минеральном составе пород рудоносной формации, наличии одновозрастных магматических образований и палеогеодинамических реконструкциях.

Описанные разновидности марганцевых пород устанавливаются в пределах узкого интервала разреза, объединяющего комплекс гидротермально-осадочных пород. Главным членом этой ассоциации является мощный горизонт красноцветных яшмовидных силицитов, слагающих основание рудоносной формации. По мнению широкого круга специалистов, наличие мощных протяженных пачек кремнистых пород в осадочных разрезах является индикатором поступления гидротермального вещества в бассейн осадконакопления [19, 24, 46, 55]. Для вмещающих отложений громашорской и силоваяхинской свит реконструируются глубоководные условия накопления, о чем свидетельствует их существенно кремнистый состав, микро- и тонкослоистые текстуры, ритмичность породных ассоциаций, преобладание планктонного танатоценоза (радиолярии, конодонты), низкие скорости седиментации, отсутствие стратиграфических перерывов [2, 3, 13, 28, 58]. Наиболее высокая скорость накопления, очевидно связанная с усиленной поставкой материала, предполагается для комплекса пород марганценосной формации, на что указывают и петрохимические критерии (соотношения **Si, Al, Ti и рудных элементов**) [34], и факты быстрого осаждения и захоронения раковин пелеципод и остракод [2, 3]. Признаком участия эндогенного (гидротермального, вулканогенного) вещества в составе пород формации является их обогащение характерным комплексом рудных элементов: Fe, Mn, Cu, Ni, Zn, Pb, Co, As [56] и примесь пирокластического материала, фиксируемая по присутствию полевых шпатов, амфиболов, пироксеноидов, граната, эпидота, стильпномелана, фенгита, аксинита [28, 54, 56].

Свидетельством позднедевонской магматической активизации пайхойского региона является

широкое распространение пластовых интрузивных образований хенгурского комплекса ($v\beta D_3h$), обнажающихся в осевой части антиклинальной структуры, сложенной лемвинскими образованиями. Исходя из мощности осадочного разреза, накопившегося к позднему девону в надинтрузивной части, глубина их внедрения может быть оценена интервалом 2200–900 м. Вулканические породы, синхронные данной фазе магматизма, на изученной площади отсутствуют, но они известны на прилегающих территориях: на архипелаге Новая Земля (трахибазальты, базальты, габбродолериты нехватовского комплекса D_{2-3} и базальты, туфы, трахибазальты, долериты костиншарского комплекса D_3), а также в Карско-Лемвинском районе Полярного Урала (трахиандезиты, трахибазальты, базальты, туфы косьвожско-пагинского комплекса D_{2-3}) [13, 20]. По современным представлениям, проявления девонского базальтового магматизма в регионе связаны с образованием в это время автономного рифта-авлакогена, рассматриваемого как южное продолжение зоны спрединга Восточно-Баренцевского бассейна [42, 44, 58]. Согласно дистанционным датировкам возраста океанской коры, устанавливаемой в этой структуре, фаза активности спрединга захватывает диапазон 390–360 млн. лет (средний-поздний девон) [1].

С учетом перечисленных свидетельств и существующих представлений о схемах функционирования гидротермальных систем, связанных с зонами тектоно-магматической активизации в субмаринных обстановках, механизм поставки рудного вещества исследуемой части разреза представляет нам в следующем виде.

В позднедевонское время изученная территория являлась частью подножья континентального склона Восточно-Европейской платформы в северо-западной (в современных координатах) части Уральского палеоокеана. Магматическая активизация, связанная с наложенными локальными обстановками растяжения, вызвала деятельность субмаринных гидротермальных систем, функционирование которых описывается “моделью рециклинга”. Согласно этой схеме, основным агентом формирующихся металлоносных гидротерм является морская вода, нагреваемая под действием магматогенного тепла и активно взаимодействующая с породами океанского дна. Глубина проникновения (термической конвекции) морской воды в породы может достигать 500–1500 м, а ее взаимодействие с породной массой происходит при температурах 150–350°C. В результате этого, раствор обогащается петрогенными (Si, Fe, Mn) и рудными (Cu, Zn, Pb, Co, Ni и др.) элементами и поставляет их в водную массу, где их осаждение контролируется физико-химическими и гидродинамическими параметрами придонной области. Данная схема была предложена около полувека назад [60], к настоящей

му времени она апробирована на многих природных объектах [см., например, сводки: 11, 12, 23 и др.] и подтверждена результатами численного [14–16, 35] и экспериментального [64, 65 и др.] моделирования. Проецируя данную модель на исследуемую территорию, мы предполагаем, что источником марганца (а также кремнезема, железа и малых элементов (Cu, Zn, Pb, и др.)) **фаменской рудоносной формации** Пай-Хоя явились породы осадочного разреза E_3-D_3 , прорабатываемые разогретыми морскими водами в надынtruзивной зоне хенгурского габбродолеритового комплекса. Невысокая температура взаимодействия, связанная со значительной глубиной залегания магматитов – источников тепла, ответственна за низкую интенсивность процесса выщелачивания этих элементов, соответственно, низкую степень минерализации и малый дебет гидротермальных растворов. Этим объясняется отсутствие в синхронном осадочном разрезе приустевых сульфидных и железо-кремнистых “гидротермальных холмов”, свойственных вулканогенно-осадочным областям с более интенсивно проявленными гидротермальными процессами. Основной объем выносимого гидротермального вещества рассеивался в водной массе и равномерно осаждался на значительной территории, что и привело к формированию обогащенных кремнеземом и рудными компонентами осадков, объединенных в фаменскую марганценосную формацию. Распределение компонентов в изученном интервале типично для гидротермально-осадочных разрезов и обусловлено физико-химическими свойствами элементов. В основании таких разрезов осаждается железо-кремнистое вещество, где при смешении с продуктами фоновой седиментации, образуются существенно кремнистые отложения (протояшмы), обогащенные оксидами железа и, в меньшей степени, марганца с сорбированными на них катионами цветных металлов. Локальные марганцевые скопления концентрируются в верхних частях разреза, что связано с большей подвижностью марганца, по сравнению с железом и кремнеземом.

Механизм концентрирования и седиментации марганца

Согласно признанной схеме формирования марганцевых месторождений, основным фактором, ответственным за локализацию рудного вещества в пространственно-временных рамках, является гидрогеохимический режим бассейна [6, 32, 41, 47, 61, 62 и др.]. Накопление значительных количеств растворенных соединений марганца в водной массе обусловлено восстановительными условиями придонных вод, что подкрепляется данными по концентрациям марганца в зоне сероводородного заражения современного Черного моря и других бассейнов. В восстановительных условиях марганец

существует в растворенной форме, таким образом, подавляется его рассеивание в накапливающейся осадочной массе и создаются повышенные концентрации в водной толще. Чем дольше время существования аноксидного режима и чем интенсивнее поставка (эндо- или экзогенная) марганца в бассейн, тем ближе водная масса к понятию “марганецсодержащий раствор”. Разгрузка таких растворов возможна по различным механизмам, приводящим к смене физико-химических условий на окислительные, способствующие кристаллизации и осаждению марганца. Механизм наиболее масштабного рудообразования предполагает вытеснение глубинных восстановленных марганецсодержащих вод в кислородсодержащие мелководные зоны, где происходит формирование крупных марганцеворудных скоплений. Данная схема была разработана при оценке условий образования олигоценых месторождений причерноморской группы [32], а впоследствии применена к большому количеству других марганцевых месторождений, в том числе к новоземельским марганцеворудным объектам, локализованным в раннепермских (ассельских) отложениях [30]. Другой механизм рудообразования в связи с аноксидными обстановками рассматривается на примере глубоководных стагнированных впадин Балтийского моря, содержащих марганцевые скопления непосредственно в пределах впадины: осаждение рудоносных илов *in situ* объясняется прерыванием режима стагнации из-за вторжения североморских окислительных вод [6, 18, 59].

В отношении реконструкции условий накопления изученных марганцевых руд прямое приложение данных схем вызывает некоторые затруднения. Прежде всего, анализируемые модели предложены для глубоководных замкнутых акваторий ограниченного объема, изученная же территория в фаменское время представляла собой окраинную часть Уральского палеоокеана. В условиях океанской акватории восстановительные обстановки могли создаваться лишь локально в глубоководных впадинах, тогда как в открытой части дна масштабное сероводородное заражение маловероятно. В соответствии с этим, обстановку накопления рассмотренных марганцеворудных отложений можно представить следующим образом.

Начало интенсивного поступления гидротермального вещества в бассейн седиментации фиксируется образованием мощного горизонта яшмовидных силицитов, обогащенных рудными компонентами. Вероятно, большие скорости кремненакопления препятствовали концентрированному захоронению органического вещества, поэтому соединения, создающие восстановительные условия (сероводород, углекислота, метан) не могли вырабатываться. В связи с этим, основная часть горизонта яшмоидов несет следы накопления в окислительном режиме (яркая окраска вызвана примесью оксидов и

гидроксидов железа). В таких условиях часть марганца также выводилась в осадок, создавая рассеянную минерализацию в кремнистом иле. Постепенное исчезновение окислительных условий, вероятно, связано с затуханием кремненакопления и наращиванием доли биогенного вещества в осадке. Об этом свидетельствует формирование темноцветных силицитов в верхней части горизонта яшмоидов и появление здесь прослоев марганцевых руд. В открытых областях океанского дна постепенно сформировался умеренно-восстановительный режим, благоприятный для концентрирования растворенного марганца, однако его неустойчивость приводила к колебаниям Eh среды и лишь периодическому рудообразованию. Вследствие этого, на обширных площадях бассейна седиментации на фоне темноцветных карбонатно-кремнистых породных ассоциаций формировались скопления протокутнагоритовых руд. Условия наиболее жесткой стагнации создавались во впадинах, где затруднен водообмен с основной водной толщей. В таких обстановках генерировались рудоносные водные массы, давшие начало накоплению протосидерородохрозитовых руд.

Специфические макро- и микроструктуры кутнагоритовых руд свидетельствуют о важной роли биогенных процессов в их формировании. Мы определяем эти скопления как органогенно-седиментационные постройки, сформированные по механизму строматолитообразования [39]. Основными биогенными формами, ответственными за биохимические превращения марганца, являются бактерии-хемолитотрофы, существующие за счет энергии окисления растворенного $Mn(II)$ при переводе его в твердую форму $Mn(IV)$ [29, 63]. Образующиеся оксиды $Mn(IV)$ при этом накапливаются чехлами бактерий, а отмирание и захоронение микроорганизмов приводит к образованию марганцеворудных скоплений на дне бассейна. При этом, биогенные процессы тесно сопряжены с хемогенной садкой кальцита по механизму, установленному для строматолитов [10, 21, 22, 33]. Следствием этого является формирование тонкослоистых рудоносных отложений, сложенных контрастными по составу и структуре слоями: оксидными марганцевыми бактериальными и карбонатными кальцевыми хемогенными. Кристаллизация кутнагорита происходила в восстановительных условиях диагенеза из поровых растворов с высокой концентрацией ионов Ca^{2+} , Mn^{2+} и CO_2 . Вариации химического состава кутнагоритовых руд обусловлены различной интенсивностью фоновой седиментации, связанной с палеофациальными условиями: в участках меньших глубин (склоновые фации в западной части территории), усиленная фоновая карбонатная седиментация приводила к накоплению “разбавленных” рудоносных илов с преобладанием кальцита над рудным веществом. Тренд снижения от-

ношения MnO/CaO в рудах в западном направлении от Нижнесиловского к Хейяхинскому участку совпадает с направлением перехода от глубоководных обстановок подножья континентального склона к мелководным фациям.

Сидерородохрозитовые руды установлены в наиболее кремнистых и высокоуглеродистых разрезах, вероятно отвечающих фациям глубоководных желобов или локальных впадин с затрудненным водообменом, благодаря чему в них возникали аноксидные условия. Следствием этого явилось подавление карбонатной седиментации и повышенная биогенная продуктивность обложений. В таких ловушках в растворенном виде накапливались не только марганец, но и менее подвижное железо. Рудообразование в них, вероятно, осуществлялось по механизму рудоносных осадков впадин Балтийского моря. При разбавлении застойных масс свежими океанскими водами растворенное рудное вещество осаждалось непосредственно в пределах впадины, давая начало железо-марганцевым илам, трансформировавшимся при диагенезе в сидерородохрозитовые руды.

Наиболее сложным является вопрос о способе образования родонит-родохрозитовых пород, закономерности распределения которых на площади к настоящему времени не установлены. Интерпретация минералого-геохимических данных приводит нас к заключению, что такие отложения могли образоваться в приустьевых зонах гидротермальных излияний [36], однако эти воззрения пока не нашли геологического подтверждения. Детальное изучение Силоваяхинского проявления родонита показало, что горизонт яшмоидов здесь имеет минимальную мощность, однако каких-либо признаков рудоподводящих структур не выявлено. Спецификой родонитсодержащих пород является низкое содержание кальция на фоне высоких концентраций кремнезема и марганца. Этот факт однозначно свидетельствует, что формирование данных пород связано не со специфическими условиями постседиментационных преобразований, а с их первичным составом. На основе анализа минеральных ассоциаций карбонатно-силикатных марганцевых пород Силоваяхинского проявления, мы предполагаем, что в составе исходных рудоносных отложений присутствовали силикатные формы марганца. На возможность образования Mn -силикатов за счет раскристаллизации $Si-Mn$ геля указывалось и ранее [8, 9 и др.]. Именно такой протолит предполагается и для тефроит-аллеганитовых ассоциаций указанных пород. Подтверждением этой гипотезы являются важные морфологические и текстурно-структурные особенности данных агрегатов: их округлая ступкоподобная форма, пелитовая размерность индивидов, наличие тонких трещинок синерезиса, которые возникают при диагенезе водонасыщенной тонкодисперсной (коллоидальной) фракции

осадка. Показателен и химический состав таких обособлений – примесь других (кроме **Mn** и **Si**) гидротермальных компонентов (**Ba**, **Cl**, **S**, **B**), **при резко повышенном содержании элементов-индикаторов осадочного процесса (Al, Ca, Mg) [36, 37].**

На основании перечисленных свидетельств мы предполагаем, что образование силикатов марганца обусловлено примесью гидротермального кремнезема (SiO_2aq), седиментогенной формой которого в рудоносном иле являлись **Si-Mn-гели**. В то же время, в составе других разновидностей марганцевых пород, вероятно, присутствовал биогенный кремнезем, диагенетические трансформации которого привели к образованию кварца. Экстраполяция этих представлений на различные геологические обстановки марганцевого рудообразования, подтверждает реалистичность данной модели. В составе большинства фанерозойских осадочных (слабометаморфизованных) месторождений преобладают карбонатные формы марганца (родохрозит, кутнагорит), а кремнезем присутствует в виде кварца. Марганцевые руды вулканогенно-осадочных разрезов, часто реконструируемые как приустьевые гидротермально-осадочные отложения (например, марганцевые месторождения Южного Урала), содержат разнообразные силикатные формы этого элемента [8, 9]. Эти примеры демонстрируют связь между минеральным составом залежи и ее близостью к гидротермальному источнику, что можно интерпретировать и как участие гидротермального кремнезема (**Mn-Si-геля**) **в формировании силикатных марганцевых минералов.**

Резюмируя вышесказанное, мы считаем, что в образовании описанных типов стратифицированных марганцевых руд Пай-Хоя участвовали гидротермальные растворы термоконвекционной природы, поставлявшие рудное вещество в водную массу. Накопление протокутнагоритовых руд происходило по биогенному (органогенно-седиментационному) механизму из умеренно-восстановленных марганецсодержащих вод на открытой части океанского дна, протосидерородохрозитовые скопления образовывались в локальных глубоководных зонах хемогенным путем при смене аноксидных условий на окислительные, а силикатные ассоциации возникали в приустьевых зонах рудоносных гидротермальных излияний. Диагенетические преобразования сформировали наблюдаемый минеральный состав марганцевых руд.

Автор выражает благодарность коллегам, чье участие способствовало успешному проведению исследования: ген. директору ЗАО “Поляргео” Д.В. Зархидзе и администрации геологического факультета СПбГУ за содействие в проведении полевых работ, организационную и финансовую поддержку, геологам этих организаций и студентам, участвовавшим в работах с материалом, а также

доктору геол.-мин. наук А.И. Брусницыну за консультации и обсуждение результатов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 12-05-00308) и программы президиума РАН № 27.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аплонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К.* Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным) // Геотектоника. 1996. № 4. С. 58–76.
2. *Беляев А.А.* Фтанитовая верхнедевонско-каменноугольная формация Пай-Хоя // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. Тр. Ин-та геол. Коми филиал АН СССР. Вып. 56. Сыктывкар, 1986. С. 27–37.
3. *Беляев А.А.* Литогенетические особенности палеозойских формаций Карской зоны Пай-Хоя // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейского Северо-Востока России: тез. Всеросс. геол. конф. Т. 1. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ РАН, 1994. С. 55–58.
4. *Беляев А.А., Кулешов В.Н.* Изотопный состав и происхождение карбонатных марганцевых руд Карской зоны Пай-Хоя // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 84. Сыктывкар, 1994. С. 71–84.
5. *Беляев А.А., Семенов Г.Ф.* Генетические особенности верхнедевонских и каменноугольных формаций сланцевой зоны Пай-Хоя // Литология, угленосность и рудогенез осадочных толщ Северо-Востока европейской части СССР: тр. X Геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар: Институт геологии Коми филиал АН СССР, 1987. С. 25–30.
6. *Блажчишин А.И.* Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
7. *Брусницын А.И.* Минералогия и условия метаморфизма марганцевых руд Южно-Файзулинского месторождения (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48, № 3. С. 225–248.
8. *Брусницын А.И.* Минералогия метаморфизованных марганцевых отложений Южного Урала // Записки РМО. 2009. № 5. С. 1–18.
9. *Брусницын А.И.* Минералогия марганцевоносных метаосадков Южного Урала. СПб.: СПбГУ, 2013. 160 с.
10. *Герасименко Л.М., Заварзин Г.А.* Реликтовые цианобактериальные сообщества // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 222–254.
11. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб.: Недра, 1992. 278 с.
12. Гидротермальный рудогенез океанского дна / Ю.А. Богданов, А.П. Лисицын, А.М. Сагалевиц, Е.Г. Гурвич. М.: Наука, 2006. 527 с.
13. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 – Амдерма. / Отв. ред. М.А. Шишкин, С.И. Шкарубо. СПб.: Картогра-

- фическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 415 с.
14. Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000. 304 с.
 15. Гричук Д.В., Абрамова Е.Е., Тутубалин А.В. Термодинамическая модель субмаринного рудообразования в рециклинговой гидротермальной системе // Геология рудных месторождений. 1998. № 1. С. 3–19.
 16. Гричук Д.В., Борисов М.В. Термодинамическая модель гидротермальной системы в океанической коре // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 2. С. 424–427.
 17. Елисеев А.И., Юдович Я.Э., Беляев А.А. и др. Осадочные формации Пай-Хоя и перспективы их рудоносности // Научные рекомендации – народному хозяйству. Вып. 48. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1984. 50 с.
 18. Емельянов Е.М. Железо-марганцевый рудный процесс в Балтийском море // Литология и полез. ископаемые. 2011. № 3. С. 227–248.
 19. Зайкова Е.В. Кремнистые породы офиолитовых ассоциаций (на примере Мугоджар). М.: Наука, 1991. 134 с.
 20. Корреляция магматических комплексов Севера Урала и прилегающих территорий. Свердловск, 1988. 55 с.
 21. Крылов И.Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975. 243 с.
 22. Крылов И.Н., Орлеанский В.К. Лабораторная модель образования карбонатных корок в водорослево-бактериальных пленках (искусственные строматолиты и онколиты) // Известковые водоросли и строматолиты (систематика, биостратиграфия, фациальный анализ). Новосибирск: Наука, 1988. С. 4–12.
 23. Лисицын А.П. Гидротермальные системы Мирового океана – поставка эндогенного вещества // Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики / Под ред. А.П. Лисицына. М.: Наука, 1993. С. 147–246.
 24. Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов / Е.А. Басков, Г.А. Беленицкая, С.И. Романовский и др. Под ред. А.Д. Щеглова. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.
 25. Лысюк Г.Н. Минералогия эпигенетических марганцевых руд Пай-Хоя // Геология девона северо-востока Европейской части СССР: тез. докл. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ РАН, 1991. С. 43–44.
 26. Микляев А.С. Верхнедевонские отложения сланцевой зоны Пай-Хоя и перспективы их рудоносности // Геология девона северо-востока Европейской части СССР: тез. докл. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ РАН, 1991. С. 52–53.
 27. Микляев А.С. Стратиграфия и перспективы рудоносности палеозойских отложений Лемвинской зоны юго-восточного Пай-Хоя // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока России: тез. докл. Всерос. геол. конф. Т. 1. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ РАН, 1994. С. 170–173.
 28. Микляев А.С., Беляев А.А. Верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения сланцевой зоны юго-восточного Пай-Хоя // Обоснование границ стратиграфических подразделений. Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 82. Сыктывкар, 1994. С. 27–34.
 29. Пиневич А.В. Микробиология железа и марганца. СПб.: СПбГУ, 2005. 373 с.
 30. Платонов Е.Г., Повышева Л.Г., Устрицкий В.И. О генезисе карбонатных марганцевых руд Пай-Хойско-Новоземельского региона // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 4. С. 76–89.
 31. Пучков В.Н. Батильные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
 32. Сапожников Д.Г. Об условиях образования марганцевых месторождений юга Русской платформы и Крымско-Кавказской геосинклинали // Геология рудных месторождений. 1967. № 1. С. 74–89.
 33. Серебряков С.Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1979. 175 с.
 34. Старикова Е.В. Особенности строения и состава пород фаменской марганценосной формации лемвинской зоны Пай-Хоя // Металлогения древних и современных океанов-2008: Рудоносные комплексы и рудные фации. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 117–122.
 35. Старикова Е.В. Термодинамическая модель гидротермально-осадочного марганцевого рудообразования // Литосфера. 2010. № 3. С. 163–170.
 36. Старикова Е.В. Анализ метаморфогенных минеральных ассоциаций карбонатно-силикатных марганцевых пород Пай-Хоя // Минеральные индикаторы литогенеза: мат-лы совещ. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ РАН, 2011. С. 265–267.
 37. Старикова Е.В. Минералогия родонитовых пород Силоваяхинского проявления, Пай-Хой // Записки РМО. 2011. № 5. С. 76–93.
 38. Старикова Е.В. Новое проявление силикатных марганцевых пород на Пай-Хое // Металлогения древних и современных океанов-2012: Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 90–93.
 39. Старикова Е.В. Строматолитоподобные марганцевые отложения Пай-Хоя // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология, география. 2012. № 2. С. 10–21.
 40. Старикова Е.В., Завилейский Д.И. Геологическая позиция и вещественный состав фаменских марганцевых руд Лемвинской зоны Пай-Хоя (на примере рудопроявлений Нижнесиловской группы) // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 4. С. 383–400.
 41. Столяров А.С., Ивлева Е.И., Халезов А.Б., Печенкин И.Г. Марганец России. Состояние, перспективы освоения и развития минерально-сырьевой базы. Минеральное сырье, № 20. М.: ВИМС, 2009. 147 с.
 42. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.
 43. Тимонин Н.И., Юдин В.В. Пайхоиды – особый комплекс дислокаций земной коры // Литосфера. 2002. № 2. С. 24–37.
 44. Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 225 с.
 45. Устрицкий В.И. О фациальной зональности средне-палеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Полярного Урала // Тр. НИИГА. Т. 123, вып. 16. Л., 1961. С. 41–60.

46. Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 1. Осадкообразование. М.: Наука, 1968. С. 9–133.
47. Холодов В.Н. О роли сероводородных бассейнов в осадочном рудообразовании // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 5. С. 451–473.
48. Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ “Наука”, 1994. 285 с.
49. Юдович Я.Э. Геохимия осадочных палеозойских формаций сланцевой зоны Пай-Хоя // Литология, угленосность и рудогенез осадочных толщ северо-востока европейской части СССР: тр. X Геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1987. С. 18–24.
50. Юдович Я.Э., Беляев А.А. Новые генетические типы рудопоявлений марганца в осадочных формациях Пай-Хоя // Литология и рудогенез осадочных толщ европейского северо-востока СССР: тр. IX Геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар: Институт геологии Коми филиал АН СССР, 1982. С. 108–111.
51. Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. Геохимия, минералогия и рудогенез марганца в черносланцевых отложениях Пай-Хоя // Рудообразование на Тимане и Севере Урала. Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 34. Сыктывкар, 1981. С. 54–72.
52. Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. СПб.: Наука, 1998. 366 с.
53. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Марганцевые карбонатные руды на Пай-Хое // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257, № 4. С. 988–991.
54. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.
55. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 412 с.
56. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. и др. Петрохимическая диагностика вулканогенных продуктов в черносланцевых отложениях Пай-Хоя // Геохимия. 1984. № 6. С. 868–882.
57. Юшкин Н.П., Давыдов В.П., Остащенко Б.А. Магматические образования центрального Пай-Хоя и их металлогенические особенности // Вопросы петрографии севера Урала и Тимана. Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 17. Сыктывкар, 1972. С. 3–34.
58. Юшкин Н.П., Кунц А.Ф., Тимонин Н.И. Минерогения Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 291 с.
59. Burke I.T., Kemp A.E.S. Microfabric analysis of Mn-carbonate laminae deposition and Mn-sulfide formation in the Gotland Deep, Baltic Sea // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66, № 9. P. 1589–1600.
60. Corliss J.B. The origin of metal-bearing submarine hydrothermal solutions // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. P. 8128–8138.
61. Force E.R., Cannon W.F. Depositional model for shallow-marine manganese deposits around black shale basins // Econ. geol. 1988. V. 83. P. 93–117.
62. Frakes L., Bolton B. Effects of oceanic chemistry, sea level, and climate on the formation of primary sedimentary manganese ore deposits // Econ. geol. 1992. V. 87. P. 1207–1217.
63. Konhauser K.O. Introduction to Geomicrobiology. Oxford: Blackwell Publishing, 2007. 425 p.
64. Rosenbauer R.J., Bischoff J.L. Uptake and transport of heavy metals by heated seawater: A summary of the experimental results // Hydrothermal processes at seafloor spreading centers. New York: Plenum Press, 1983. P. 177–197.
65. Seyfried W.E., Mottl M.J. Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater-dominated conditions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46, № 6. P. 985–1002.

Рецензент Е.С. Контарь

Famenian manganese-bearing formation of the Pai-Khoi

E. V. Starikova

Saint-Petersburg State University

The stratified manganese ores are known within the Famenian Mn-bearing formation of the Lemva zone in Pai-Khoi having thickness to 50 m and extent over 100 km. Manganese ores form conformable stratified bodies, 0.2–3 m thick, repeating within a formation. Three mineralogical types of ores are established. The kutnohorite ores have a wide distribution. Their main components are manganese (up to 33.5 wt. % MnO) and calcium (up to 36.2 wt. % CaO). The siderorhodohrosite ore type meets less often. In them along with manganese (up to 33.7 wt. % MnO) the increased concentration of iron (up to 15.65 wt. % FeO) are established. In two sites the rhodonite-rhodohrosite rocks are found. They differ by the maximum contents of manganese (up to 69.7 wt. % MnO). The detailed description of a geological position of various ore types, their mineralogical-geochemical characteristics and genetic interpretation of the data is given.

Key words: *hydrothermal-sedimentary manganese deposits, manganese oreogenesis, Pai-Khoi.*