

П-151 А
34

ISSN 0568-6156

КОМИ ФИЛИАЛ АН СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ



РУДООБРАЗОВАНИЕ
НА ТИМАНЕ
И СЕВЕРЕ УРАЛА

СЫКТЫВКАР · 1981

Академия наук СССР
Коми филиал
Институт геологии
(Труды, вып.34)

РУДООБРАЗОВАНИЕ НА ТИМАНЕ И СЕВЕРЕ УРАЛА

Сыктывкар 1981

В сборнике обсуждаются проблемы эндогенной и экзогенной металлогении, перспективы комплексной рудоносности Европейского Северо-Востока СССР. Приводится детальная характеристика вещественного состава и условий формирования бокситов, марганцевых руд, гидротермальных месторождений меди, свинца, цинка, молибдена, вольфрама, барита. Некоторые из объектов характеризуются впервые. Рассматриваются вопросы рудоносности осадочных палеозойских формаций, а также карбонатитовых, сиенитовых и гранитоидных комплексов. На основании изотопных исследований обсуждается природа рудоносных растворов, анализируются процессы разделения рудных элементов на фоне кислотно-основной дифференциации флюида.

Сборник представляет интерес для широкого круга геологов, геохимиков, минералогов.

Ответственные редакторы

М.В.Фишман, В.И.Силаев

© Коми филиал АН СССР, 1981



ЭНДОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

В.Н.Охотников

По существующим представлениям Полярный Урал относится к области с длительной и полициклической историей формирования (Софронов, 1947; Сергиевский, Петрова, 1962; Пронин, 1965; Подсосова и др., 1969; Охотников, 1975, 1976). Наиболее ранние процессы рудогенеза в ней связаны с заложением на раздробленном древнем субстрате байкальской геосинклинали, имеющей в течение позднего рифея-раннего кембрия фемический тип эволюции. К этому периоду относится формирование субмеридиональных Центрально-Уральской, или Западной, а также Восточной структурно-металлогенических зон, разделенных реликтами стабильного древнего субстрата на ряд поперечных мобильных сегментов. Вслед за инверсией байкальской геосинклинали на территории этих зон в созданных крупных поднятиях в каледонскую и герцинскую эпохи рудогенеза преобладало развитие гранитофильной минерализации. Однако к северу и востоку от них, в заложенных смежных Тагило-Магнитогорском и Байдарацком геосинклинальных прогибах по-прежнему господствовали условия, способствующие развитию базальтофильных рудных скоплений.

Не менее сложна история интрузивного магматизма, представленного как инициальными, так и орогенными комплексами (Охотников, 1979). Среди них на территории Полярного Урала установлены образования гипербазитовой, базитовой и гранитовой формаций, проявления которых и связанные с ними рудные скопления перманентно повторялись в истории формирования региона.

Все это обусловило на Полярном Урале чрезвычайное разнообразие эндогенной минерализации. За период 30-40-летних исследований здесь установлены скопления железа, хрома, меди, титана, вольфрама, молибдена, мышьяка, сурьмы, цинка, свинца, бария, редких и благородных металлов. Возможны проявления олова и ряда других элементов. Размещение их в пространстве подчинялось развитию указанной тектонической зональности и всеявившей при этом металлогенической специализации каждой из зон.

В настоящее время на территории Полярного Урала выделяется пять металлогенических зон (см. рисунок). Каждая из них в раннюю геосин-

клинальную стадию своего развития имела фемическую направленность эволюции магматизма, свойственную развитию уральских структур, что предопределило на Полярном Урале преимущественное распространение различных по возрасту и генезису скоплений меди и железа. Вместе с тем не менее примечательной особенностью металлогении Полярного Урала является нередкое совмещение в пространстве базальтофильной и гранитофильной минерализаций, последняя из которых представлена главным образом оруденением молибдена, свинца и вольфрама. Особенно характерно это для Западной и Восточной металлогенических зон наиболее раннего заложения. На территории их наблюдается сочетание колчеданной, железорудной и титановой минерализации ранней стадии развития байкальской геосинклинали с полиметаллическим и редкометальным телескопированным оруденением, сформированным в процессе активизации байкальских поднятий в каледонскую и герциновую эпохи рудогенеза.

В каждой из зон, независимо от времени их заложения, рудные скопления концентрируются предпочтительно в мобильных складчатых поперечных структурах или в узлах пересечения обрамляющих их разломов с дизъюнктивными нарушениями уральского структурного плана. В этих же структурах локализуются наиболее крупные рудные образования. Однако подавляющее большинство их не имеет промышленного значения. Обусловлено это не столько сравнительно малыми размерами месторож-

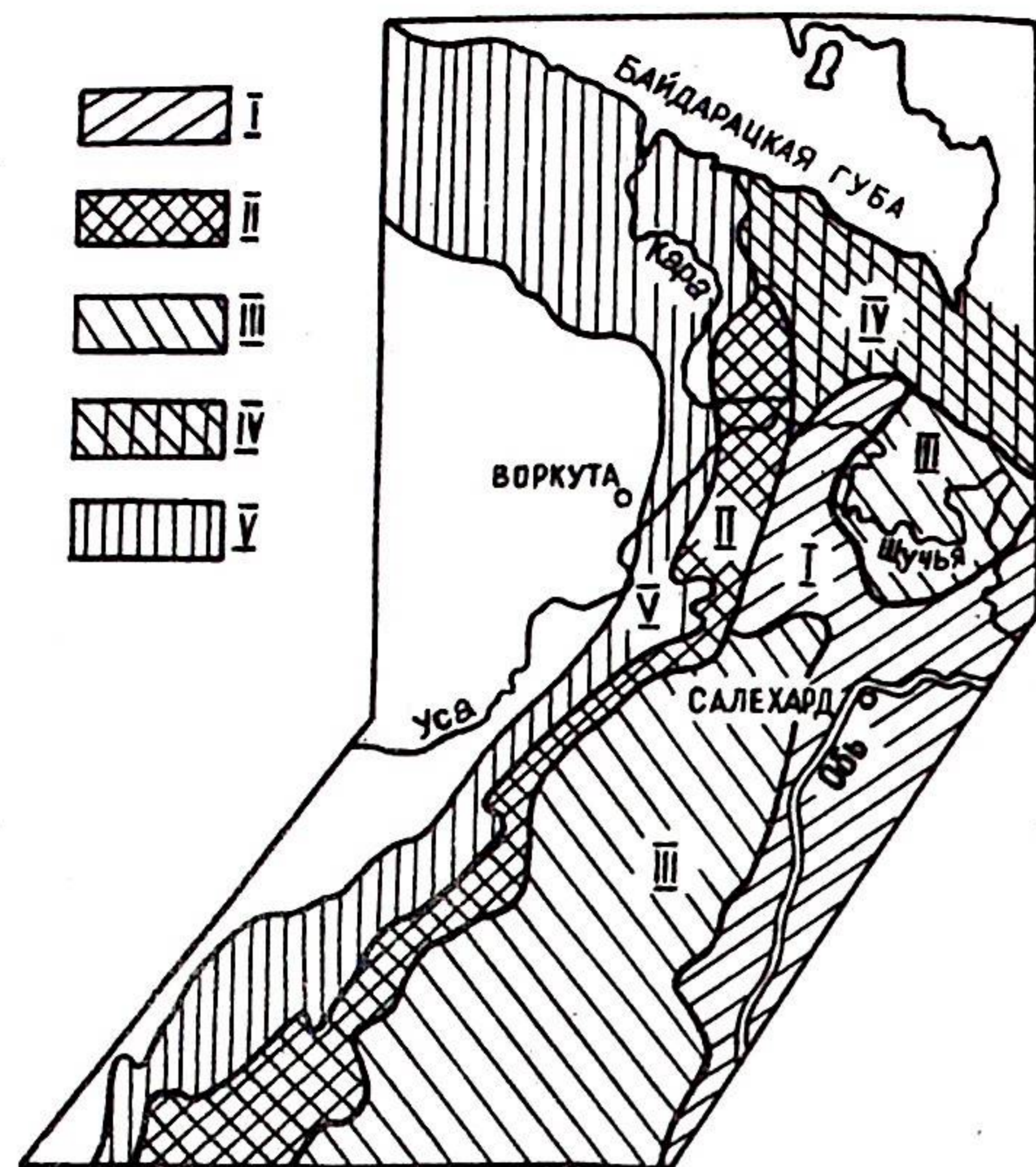


Рис. Схема металлогенического районирования Полярного Урала.

Металлогенические зоны: I - Восточная сурьмяно-свинцово-редкометально-молибденовая, II - Западная мышьяково-полиметаллическая, III - Малоуральская медно-железорудная, IV - Байдарцакская полиметаллически-колчеданная, V - Западно-Уральская баритово-полиметаллическая.

дений, сколько недостаточной изученностью как их, так и в целом всей территории Полярного Урала.

Железо представлено образованиями четырех генетических типов. Из них гидротермальные проявления сосредоточены преимущественно в Западной металлогенической зоне, метасоматические, контактово-метасоматические и осадочно-метаморфогенные - в Восточной и Малоуральской зонах, характеризующихся сосредоточением в них подавляющего количества различных по возрасту и составу интрузий.

Осадочно-метаморфогенные месторождения тесно связаны с областью распространения верхнерифейско-кембрийских осадочных и вулканогенных отложений, нередко обогащенных магнетитом, мартитом и особенно гематитом. В ядрах положительных складчатых структур и вдоль зон мощных разломов в них заметно возрастает концентрация магнетита и появляются рудные пластообразные залежи. Они представлены кварцито-железистыми сланцами, содержащими магнетит, гематит и пирит; чередуются с амфиболовыми и хлорито-кварцево-слюдистыми сланцами, замещаются ими по простиранию и характеризуются неравномерным распределением рудных компонентов.

Известные в бассейнах рек Ханмей, Харбей и Бадья-Юган рудные залежи невелики по своим размерам и обычно не превышают 200-250 м по простиранию, при мощности до 20-25 м. По содержанию железа (до 36%) и своим размерам они не представляют практической ценности. Однако широкое распространение гематита в древних вулканогенных толщах (в гематитовых сланцах, по Софронову, 1947) и известная концентрация его в горизонтах, имеющих мощность до 150-200 м, глубокие метаморфогенные преобразования этих отложений вдоль восточного склона Полярного Урала и развитие здесь кварцитов в пространственной ассоциации с многочисленными магнитными аномалиями, окружающими выступы нижнерифейского фундамента, позволяют предполагать возможные крупные скопления железа этого генетического типа.

Месторождения метасоматического и контактово-метасоматического генезиса образуют четыре возрастные группы. Наиболее древняя из них связана с гранитоидами раннего ордовика, развитыми на площади Восточной металлогенической зоны. Известковые гранитовые и гранат-магнетитовые скарны залегают в контакте с гранитами как в мраморизованных известняках (Немурьюганское месторождение), так и среди амфиболитизированных верхнерифейско-кембрийских вулканитов основного и среднего состава (Красноуральское месторождение). Особенностью месторождений этой группы является присутствие в их составе, наряду с магнетитом и гематитом, халькопирита и молибденита. Месторождения невелики по своим размерам и характеризуются низкими

содержаниями железа, что согласуется с редкометальной специализацией гранитов. Тем не менее приуроченность рудных залежей на восточном склоне Полярного Урала к мощным зонам глубинных разломов и формирование вдоль них удлиненных четковидных залежей и кулис позволяет рассчитывать на значительное увеличение масштабов месторождений.

Вкрапленные титано-магнетитовые и магнетитовые руды характеризуют следующую группу железорудных месторождений. Они пространственно и генетически связаны с ордовикскими метасоматическими габбро и габбро-пегматитами, развитыми по древним вулканитам вдоль многочисленных разрывов сложной системы Восточного (Главного Уральского) глубинного разлома. Рудные тела залегают в габбро и представлены плагиоклаз-магнетитовыми и пироксен-магнетитовыми рудными залежами мощностью от 10 до 60 м и протяженностью по падению от 50 до 100-120 м (Тальбейское месторождение). Рудные и безрудные габбро связаны постепенными переходами, выраженными в заметном увеличении вкрапленности магнетита в сторону первых. Кроме вкрапленности, магнетит присутствует в виде сегрегаций, формирующихся в позднюю стадию кристаллизации рудных габбро. Содержание железа в рудных телах колеблется от 30 до 45%, нередко массивные магнетитовые руды. Характерна приуроченность их к крупнозернистым габбро. Вкрапленные руды чаще ассоциируют с габбро-пегматитами, залегающими в ядрах брахиантиклиналей. В грядках Харам-Пэ и Хоим-Пэ они сопровождалась крупными магнитными аномалиями, возможно, свидетельствующими о широком распространении руд этого генетического типа.

Наиболее крупные и многочисленные скопления железорудных скарнов сосредоточены на площади развития силурийских и девонских отложений в Малоуральской металлогенической зоне (см. рисунок). Они образуют две последующие возрастные группы, ранняя из которых связана со средне-позднедевонской габбро-диорит-гранодиоритовой, а поздняя — с позднедевонско-раннекаменноугольной габбро-гранитной ассоциациями. Подавляющее количество месторождений (свыше 20) и множество неизученных магнитных аномалий концентрируется в Щучьянском, Собском и Сибилейском железорудных узлах, характеризующихся развитием поперечных складчатых структур и сочетанием мощных разломов северо-восточного и северо-западного простирания. В узлах пересечения их локализованы не только наиболее крупные рудные скопления, но и минеральные ассоциации с наиболее высокими содержаниями железа. Типичным представителем их является Юньягинское месторождение, протяженность рудной зоны которого превышает 1100 м. Рудные гранат-пироксен-магнетитовые скарны в ней составляют до 70% объема, а содержание железа колеблется от 20 до 65%. Характерно постоянное присутствие

вольфрама и меди в количестве до 1-2%. Рудные тела имеют форму пластов и линз мощностью до 15 м. Они чередуются с безрудными скарнами, скарноидами, роговиками, ороговикованными туфами и порфиритами. Показательно, что более крупные месторождения ассоциируют не столько с карбонатными толщами, сколько с вулканитами основного и среднего состава.

Важной особенностью месторождений этих групп является их тесная связь с широко распространенными метасоматическими диоритами и калийсодержащими гранитоидами. По этим признакам, а также по сходству составов, структурной позиции и возрасту они во многом близки к магнетитовым месторождениям Южного Урала, однако на современном уровне изученности отличаются от них меньшими размерами, что в общей прогнозной оценке может с успехом компенсироваться их многочисленностью.

Месторождения гидротермального генезиса наименее перспективны. Они представлены кварцево-гематитовыми жилами, залегающими как в верхнерифейско-кембрийских вулканитах и мраморах (Вангырское и Немурьюганское месторождения), так и среди песчаников ордовика (Малая Кара). Жилы и прожилки мощностью от 0,1 до 1,75 м залегают в трещинах, ветвятся и чаще всего быстро выклиниваются. В случаях залегания их среди лиловых гематитсодержащих сланцев и песчаников заметно осветление вмещающих горных пород, свидетельствующее об экстракции и переотложении железа, а также ряда других элементов термальными растворами. Источниками их, по-видимому, являлись раннепалеозойские интрузии гранитов и субинтрузии кварцевых порфиров.

Хром. Скопления хромитов пространственно и генетически связаны с крупными интрузиями гипербазитового пояса Урала. Хромиты в них ассоциируют с полосчатым гарцбургит-дунитовым комплексом и обычно распространены тем шире, чем интенсивнее развиты дуниты. По результатам изучения Райзского и Войкаро-Сыншинского гипербазитовых массивов устанавливается предпочтительная связь руд с крупно- и гигантозернистыми дунитами (Боровский и др., 1972). Рудные тела представлены маломощными линзами, уплощенными и пластообразными залежами, имеющими большую протяженность, и залегающими согласно с "полосами" дунитов и гарцбургитов. Часть тел имеет изометричную форму. Изредка встречаются тела, секущие полосчатость. Руды вкрапленные, массивные и полосчатые. Содержания Cr_2O_3 колеблются от 27,5 до 55,5%. Помимо хрома, присутствуют галлий, цинк, ванадий, титан, марганец и медь.

Формирование руд связано с процессом обособления дунитов в раннюю фазу кристаллизации комплекса. Вместе с тем наличие в ряде случаев

секущих контактов рудных тел указывает на формирование их в связи с метаморфическим преобразованием дунит-гардбургитовой серии, что сопровождалось развитием войкаритов, вмещающих в Войкаро-Сыныинском массиве подавляющую часть хромитов. В массивах гипербазитов более северной части Полярного Урала также известны проявления хромитов. Однако сокращенное развитие здесь дунитов является признаком несравненно меньшей перспективности этой площади.

Медь присутствует в подавляющем большинстве рудопроявлений Полярного Урала. Минералы ее являются постоянными спутниками и нередко индикаторами гидротермальных руд молибдена, цинка и свинца или образуют заметные скопления в составе железорудных и редкометальных месторождений. Тем не менее интерес и возможную практическую значимость она представляет в составе марганцово-колчеданной, полиметаллически-колчеданной и медно-порфировой рудных формаций, генетически связанных с позднерифейско-кембрийскими и ордовикскими вулкано-плутоническими образованиями.

Медь в позднерифейско-кембрийских толщах установлена в бассейнах рек Харматолоу, Хойдышор, Сядатаяха, Лалгаяха, Гердизшор и в районе горы Борзовой на площадях Западной и Восточной металлогенических зон. Изученность месторождений чрезвычайно высока. Наиболее крупные из них представлены серией параллельных согласных линзовидных залежей мощностью от 0,2 до 10 м и протяженностью до 100 м. Они группируются в рудные зоны, протяженность которых достигает 10 км при мощности в 1-2 км. Характерно обычное для колчеданных залежей двухстадийное формирование руд. Первым на довольно широкой площади выделяется пирит. В последующую стадию накапливались халькопирит, сфалерит, пирротин, борнит, благородные металлы. В ряде месторождений существенная роль принадлежит гематиту и пьомониту. Вмещающие андезитовые порфиры и туфы гидротермально изменены и обычно представлены серицито-хлорито-кварцевыми сланцами. Рудная минерализация в них тем интенсивнее, чем ближе они расположены к субинтрузиям кварцевых порфиров. Это обстоятельство, наряду с общностью структурной позиции и временем формирования, рассматривается как признак генетической связи руд и субинтрузий кислого состава.

Медная минерализация полиметаллически-колчеданной формации представляет особый интерес в связи с широким развитием и отчетливой концентрацией в Байдарацком прогибе в тесной связи с ордовикским и, возможно, силурийским вулканизмом. По своему составу вулканогенные толщи здесь весьма близки к эвгеосинклинальным формациям восточного склона Урала. Однако формировались они в условиях сохранения реликтов жестких структур, что, по всей вероятности, обусловило существенную роль полиметаллов в составе колчеданной формации (Горжевский, Иванкин, 1974).

Скопления полиметаллически-колчеданной формации ныне установлены в бассейнах рек Пензенгояхи, Немзияхи, Нундермы, Талоты, Оюяхи. К ним относятся Лекынтальбейское, Брусничное, Предгорное и, по всей вероятности, Саурейское месторождения. Общим для них являются отчетливое двухстадийное формирование, минеральный состав и заметное преобладание в поздней стадии минералов цинка и свинца. При этом намечается изменение состава руд по мере погружения к северу и северо-востоку складчатых структур уральского простирания от преимущественно цинковых и свинцово-цинковых (Лекынтальбейское, Саурейское, Предгорное месторождения) к свинцово-колчеданным (Немзияхинское, Надеждинское, Нижне-Талотинское месторождения).

Для более крупных скоплений характерно интенсивное развитие процесса пропилитизации вулканитов, сопровождаемого концентрацией пирита ранней стадии и вкрапленностью халькопирита, галенита и сфалерита. Рудные тела ассоциируют в пространстве с дайками, субинтрузиями и пластовыми залежами липаритовых порфиров и дацитовых порфиритов. Они представлены линзами, реже пластообразными телами мощностью от 2 до 7 м и протяженностью 30-40 м, кулисообразно сменяющимися друг друга как по падению, так и по простиранию. Характерна отчетливая приуроченность их к крупным северо-западным разломам, служащим путями циркуляции гидротермальных растворов. В минеральном составе обычно главенствуют пирит и халькопирит. Однако минеральные ассоциации поздней стадии нередко представлены сплошными галенистыми и сфалерит-галенистыми рудами или сочетанием широко развитого барита с халькопиритом, галенитом и сфалеритом. В тех или иных количествах обычно присутствуют мышьяк, иногда примеси благородных металлов. Изредка устанавливаются сурьма и ртуть, связанные с наиболее поздней минеральной ассоциацией.

Медно-порфировое оруденение обычно совмещено в пространстве с проявлениями полиметаллически-колчеданной формации, что объясняется генетической связью их с единой ордовикской вулкано-плутонической формацией. Оно представлено вкрапленностью пирита, халькопирита и иногда пирротина в сравнительно небольших телах диоритов и диоритовых порфиритов. Примечательно размещение их на стыке Западной и Байдарацкой металлогенических зон, преимущественно вдоль системы мощных северо-западных Хуутинских разломов. Выделяются два рудных узла, один из которых расположен в бассейне р. Ай-Емын-Кеушор рядом с Брусничным месторождением, второй, с более интенсивным оруденением, - в истоках рек Большой Хууты, Хой-Тальбей и Кызыгей.

Молибден. Оруденение молибдена известно в Восточной, Малоуральской и Байдарацкой металлогенических зонах. На территории Восточной

зоны установлены его промышленные скопления, представленные гидротермальными высокотемпературными кварцевыми жилами, которые генетически связаны с раннеордовикскими гранитами. Менее распространены и менее значительны на территории этой же зоны скопления молибдена и метасоматического генезиса, среди которых обнаружены не только раннеордовикские, но и позднепалеозойские образования. Близки к последним по возрасту гидротермальные проявления, расположенные в Малоуральской зоне, где достаточно определенно намечается связь их с аляскистыми гранитами позднего девона — раннего карбона. В Байдарской зоне скопления молибденита не имеют самостоятельного значения. Молибденит здесь встречается в составе полиметаллически-колчеданных руд и обычно присутствует тем в больших количествах, чем выше в них содержание сфалерита.

Наиболее крупные скопления молибденита охарактеризованы в литературе (Охотников, 1975; Юшкин и др., 1972). Они имеют жильную форму с характерным четковидным строением, наблюдающимся практически на всех месторождениях. В составе их, помимо молибденита, в тех или иных количествах присутствуют шеелит, пирротин, халькопирит, висмутин, сфалерит, галенит. Характерна стадийность в формировании месторождений и обусловленная ею зональность на площадях рудных полей. При этом высокие концентрации молибдена образованы в наиболее раннюю, практически мономинеральную "молибденитовую" стадию, в связи с чем месторождения, сформированные ее минеральной ассоциацией, представляют особенный интерес. К числу таковых в Восточной зоне относится Лонгот-Юганское чрезвычайно слабо изученное месторождение с намечающимся штокверковым строением. Близко к нему по строению и также слабо изучено Янаслорское месторождение в Малоуральской металлогенической зоне.

Вольфрам. До настоящего времени вольфрамовое оруденение на Полярном Урале не выделялось в качестве самостоятельного типа. Обычно шеелит присутствует в рудах большинства молибденовых месторождений Восточной, а также в железорудных месторождениях Малоуральской металлогенической зон. Тем не менее исследования метасоматических ордовикских гранитов нодеягинского комплекса указывают на тесную связь с ними самостоятельных выделений шеелита и возможную концентрацию его как в самих гранитах, так и в окружающих их главным образом карбонатных толщах. Особенный интерес в этом отношении представляют стабильные поперечные структуры Полярного Урала. В обрамляющих их мощных расколах не только локализованы залежи микроклиновых метасоматических гранитов, но и наиболее активно протекали процессы кремниевое метасоматоза, сопровождающиеся, как известно, концентрацией вольфрама (Рехарский, 1972; Охотников, Фомиченко, 1976). Наиболее

благоприятна для скопления его площадь в истоках рек Малой Усы, Малой Щучьей и левого истока р. Большой Хадаты. Сосредоточение здесь мощных разломов на границе Западной и Восточной металлогенических зон, близость этого узла к Нодеягинской залежи гранитов, обилие на площади его карбонатных прослоев в составе верхнекембрийских отложений орангской свиты и, наконец, постоянное присутствие шеелита в аллювии рек свидетельствуют о возможном сосредоточении в этом районе значительных скоплений шеелита.

Кроме этого, в последние годы (Воронов, 1976) на площади Щучинского синклинория в Малоуральской металлогенической зоне среди верхнедевонских вулканогенно-осадочных отложений обнаружено вкрапленное вольфрамово-ртутное оруденение. Предполагается генетическая связь его с гидротермально измененными дайками диабазовых порфиров и диабазов, локализованных в зонах разломов. Шеелит и киноварь сопровождаются пиритом, пирротинном, молибденитом, сфалеритом и галенитом. Оруденение имеет широкое распространение и представляет несомненный интерес.

Олово. Оловянное оруденение на Полярном Урале относится к наименее изученным образованиям. Самостоятельное и пока единственное проявление его установлено в бассейне р.Пайпудыны на площади Западной металлогенической зоны в тесной пространственной и, по-видимому, генетической связи со средне-позднеордовикскими субинтрузиями кварцевых порфиров пайпудынского комплекса. Согласно химической характеристике кварцевые порфиры, по З.Г.Караевой (1968), принадлежат к специализированным олово-силикатным образованиям. Рудные тела мощностью 4,5-2 м представлены вкрапленностью в них касситерита, развитой преимущественно в эндоконтактах субинтрузий вдоль северо-восточных разломов. Кроме касситерита, в составе руд обнаружены шеелит, корунд, пирротин, пирит, халькопирит, висмутин, галенит, сфалерит, барит, антимонит и целестин. Присутствие двух последних минералов свидетельствует о неглубоком вскрытии рудных тел, а связь их со специализированными на олово субинтрузиями и сопровождение интенсивной турмалинизацией указывают на возможное увеличение концентрации олова с глубиной.

Свинец — один из самых распространенных металлов на Полярном Урале. Наиболее ранние проявления его связаны с формированием колчеданных руд в позднерифейско-кембрийских толщах на площади Восточной металлогенической зоны. Здесь же сосредоточены довольно крупные скопления его гидротермального (Верхне-Ханмейское, Нягарнеошорское месторождения) и контактно-метасоматического (Харбейское месторождение) генезиса, ассоциирующие с раннеордовикскими интрузиями гранитов, или наблюдается вкрапленность галенита в редкометальных апогра-

нитных образованиях позднего палеозоя. На площади Западной металло-генической зоны он известен в доордовикских и ордовикских толщах, по всей вероятности в связи с субинтрузиями кварцевых порфиров, сопровождаемых жильными гидротермальными скоплениями галенита, а в Байдарацкой зоне образует позднюю минеральную ассоциацию в составе полиметаллически-колчеданных руд ордовикского возраста (Надеждинское, Немзияхинское, Талотинское месторождения, а также Саурейское на площади Восточной зоны). Наконец, вкрапленность галенита установлена в железорудных скарнах среднего-позднего девона Юнъягинского месторождения на площади Малоуральской зоны.

Наиболее крупны гидротермальные скопления, независимо от того, связаны ли они с гранитами или принадлежат к образованиям полиметаллически-колчеданной рудной формации. Для них характерно согласное залегание и пластообразная форма рудных залежей, благодаря чему они нередко относятся к группе стратиформных образований. Способствуют этому, во-первых, преимущественная связь их с известковистыми горизонтами в доордовикских и ордовикских толщах, испытавших метасоматическое замещение рудами, во-вторых, отчетливая приуроченность к сводам мелких поперечных складчатых структур, где рудные тела формировались в согласных трещинах отслаивания и по своей форме соответствуют седлообразным жилам. Однако нередкое наблюдение секущих контактов и многочисленных ответвлений от них во вмещающие толщи не оставляет сомнения в постседиментационном формировании рудных залежей.

Рудные тела имеют четковидное строение при мощности отдельных чехок от 1 до 4 м и длине 200-350 м. В составе их главенствует галенит и постоянно присутствуют халькопирит и пирит. Наряду с ними в рудах Западной и Байдарацкой зон установлены сфалерит, благородные металлы и арсенопирит, что сближает рудные образования этих зон. В рудах Восточной зоны отсутствуют арсенопирит и серебро, а сфалерит присутствует преимущественно в составе крупных полиметаллических скоплений.

Исследованиями последних лет выявляется заметная тенденция сосредоточения скоплений свинца в северной части Западной и Восточной зон, а также в Байдарацком прогибе, указывающая, по всей вероятности, на благоприятные условия формирования руд в этих районах. Здесь связь проявлений свинца с рудами полиметаллически-колчеданной формации при широком распространении ордовикских вулканогенных толщ и субинтрузий в них кварцевых порфиров, сопровождаемых интенсивной пиритизацией вмещающих толщ, позволяет предполагать высокие перспективы этой территории.

Цинк. В подавляющем количестве месторождений цинк ассоциирует со свинцом или на площади Восточной зоны присутствует в составе молибденового оруденения. В том и другом случае он не имеет самостоятельного значения и не образует значительных скоплений. Отдельные, вполне полные сфалеритом жилы известны среди рудных скоплений полиметаллически-колчеданной формации на площади Лекынтальбейского месторождения в области сочленения Западной и Байдарацкой металлогенических зон. Мощность их весьма незначительна. К северу в Байдарацком прогибе сфалерит по количеству в рудах полиметаллически-колчеданной формации уже значительно уступает галениту.

Мышьяк. Скопления мышьяка невелики по размерам и ограничено распространены, встречаясь исключительно на площадях Западной и Байдарацкой металлогенических зон. Интерес они представляют вследствие связи с ними благородных металлов. Наиболее крупные из них представлены сериями параллельных мелких кварцево-арсенопиритовых, кварц-эпидот-арсенопиритовых и мономинеральных арсенопиритовых жил, обычно залегающих в зонах разломов и оперяющих их трещинах среди верхнерифейско-кембрийских и ниже-среднеордовикских отложений. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до 0,2-0,3 м, протяженность 5-14 м. В составе большинства их, помимо арсенопирита, присутствуют пирит, халькопирит, сфалерит и халькозин, анализами установлены сурьма и висмут. Рудные минералы в виде мелких линз, чехок и прожилков группируются вдоль зальбандов, жил, а во вмещающих отложениях наблюдается их вкрапленность. Характерны брекчиевые текстуры и формирование жил в несколько стадий минерализации. В позднюю стадию обычно выделялись сфалерит и халькопирит, нередко цементирующие раздробленные зерна ранее кристаллизовавшихся арсенопирита и пирита.

Сурьма. В настоящее время на территории Полярного Урала известны два месторождения сурьмы, принадлежащие по времени проявления к разным металлогеническим эпохам. Ранее из них, Верхне-Ханмейское генетически связано с интрузиями гранитов раннего ордовика и расположено на площади Восточной металлогенической зоны в тесной ассоциации с проявлениями молибдена, свинца и цинка. Представлено оно скоплением антимонита в древних глубоко метаморфизованных вулканогенных толщах няровейской серии. Позднее, Саурейское месторождение образовано в среднем-позднем ордовике скоплением преимущественно гудмундита, находящегося также в ассоциации со свинцово-цинковыми рудами на площади Западной металлогенической зоны. Оба месторождения относятся к гидротермальным образованиям, имеющим типичную жильную форму и отчетливую связь с дизъюнктивными нарушениями. Для их руд характерны брекчиевые текстуры и мономинеральное сложение или резкое преобладание гудмундита над минералами свинца, цинка, благородных

металлов и мышьяка. Рудные сурьмяные тела невелики по своим размерам, обычно имеют форму линз мощностью от 0,5–2 м и протяженностью 10–15 м, быстро выклинивающихся как у поверхности, так и на глубине.

Барит. Баритопоявления в своем подавляющем большинстве представлены согласными жильными или пластообразными гидротермальными образованиями, главная масса которых сосредоточена на площади Западно-Уральской металлогенической зоны в области распространения кремнисто-глинистых отложений среднего-верхнего девона или карбонатных толщ нижнего карбона. Обычно характерны тесная связь их со свинцовым оруденением и широкая распространенность. Количество проявлений барита нарастает к северу с приближением к Пай-Хою. В области сочленения его со структурами Западной металлогенической зоны барит распространен в толщах ордовика и силура и является постоянным спутником свинцово-цинкового оруденения полиметаллически-колчеданной формации. Широкая распространенность его на севере Полярного Урала свидетельствует о специфической металлогенической специализации этих районов и возможности нахождения здесь значительных скоплений барита.

Среди кратко рассмотренных эндогенных рудных скоплений на территории Полярного Урала наиболее представительны месторождения меди и железа. Они не только многочисленны и разнообразны по генезису, но и принадлежат к образованиям различных металлогенических эпох. Это свидетельствует о тенденции унаследованного развития на Полярном Урале базальтоидной минерализации и длительном сохранении условий, благоприятствующих накоплению руд черных металлов и меди. Здесь представляют несомненный интерес как средне- и позднепалеозойские традиционные для Урала руды железа и меди, так и более ранние их скопления, что в общем является указанием на высокую перспективность района.

Несомненно важное значение имеют месторождения молибдена. Подавляющее большинство их изучено лишь у дневной поверхности. Однако при намечающемся штокерковом строении и нарастании интенсивности оруденения с глубиной, установленной бурением на Харбейской площади, наиболее перспективными могут оказаться нижние горизонты месторождений. Важное практическое значение в последнее время приобретают также скопления свинца и цинка в связи с обнаружением их в составе широко распространенных проявлений полиметаллически-колчеданной формации. Скопления остальных перечисленных выше металлов менее изучены, и возможно поэтому в рудном балансе региона имеют меньшую роль.

ЛИТЕРАТУРА

Боровский В.В., Пономарев В.А., Каплин О.А. Хромитовосность массива Рай-Из на Полярном Урале. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тюмень, 1972, с. 225–227.

Воронов В.Н. О возможных масштабах вольфрамо-ртутного оруденения в Щучинском синклинии. — В кн.: Минерально-сырьевые ресурсы Тюменской области. Тюмень, 1976, с. 116–120.

Горжевский Д.И., Иванкин П.Ф. Типы свинцово-цинковых проявлений. — Сов.геология, 1974, № 2, с.28–36.

Караева З.Г. Петрохимические особенности рудоносных гранитов. — ДАН СССР, т.179, № 6, 1968, с.1436–1440.

Охотников В.Н. Геология рудных образований Полярного Урала. — Л.: Наука, 1975. — 175 с.

Охотников В.Н. Рудные формации Полярного Урала и принципы их выделения. — В кн.: Магматизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976, с.3–19.

Охотников В.Н. Латеральные ряды интрузивных комплексов севера Урала. — В кн.: Магматические формации Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1979, с.3–12. (Тр./Ин-т геологии Коми фил. АН СССР, вып. 29).

Охотников В.Н., Фомиченко Т.А. Рудообразующая способность гранитных интрузий (Полярный Урал). — Сов.геология, 1976, № 4, с.70–85.

Подсосова Л.Л., Митюшева В.С., Охотников В.Н. и др. Магматизм и металлогения Полярного, Приполярного Урала и Северного Зауралья. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр.Второго Уральск.петрогр. совещ. Свердловск, 1969, с.282–292.

Пронин А.А. Основные черты истории тектонического развития Урала. — М.-Л.: Наука, 1965. — 160 с.

Рехарский В.И. К геохимии молибдена и ассоциирующих с ним рудных элементов в эндогенных процессах. — В кн.: Магматические процессы. Первый междунар.геохим.конгресс. Т.1. М.: Наука, 1972, с. 606–612.

Сергиевский В.М., Петрова И.А. Основные особенности развития тектонических структур, магматизм Урала и закономерности минерализации. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Л., 1962, с.3–33. (Тр./ВСЕГЕИ; т.86).

Софронов Г.П. Новые данные по металлогении Полярного Урала. — В кн.: Матер. III геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1977, с.234–254.

Юшкин Н.П., Фишман М.В., Голдин Б.А., Калинин Е.П., Охотников В.Н., Буканов В.В. Металлогенический очерк вольфрамовой минерализации севера Урала. — Л.: Наука, 1972. — 193 с.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СИЕНИТОВ И ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОГО ТИМАНА В СВЯЗИ С ОЦЕНКОЙ ИХ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ

М.Н.Костюхин

Среди досилурийских образований Северного Тимана выделяются два комплекса магматических пород: габбро-диабазовый, включающий породы основного состава, метаморфизованные регионально в условиях зеленосланцевой фации (метабазиты), и габбро-сиенитовый, включающий последние метаморфические габбро, сиениты и гранитоиды.

В связи с метабазитами известны проявления эпигенетических сульфидных медно-никелевых руд (Данилов и др., 1977). Более поздние габбро несут сингенетическое апатит-титаномагнетит-ванадиевое оруденение (Данилов, Скрипниченко, 1980). С сиенитами и гранитоидами связаны давно известные редкометальное и молибденитовое проявления. Однако перспективы рудоносности сиенитов и гранитоидов практически не изучены главным образом из-за отсутствия сколько-нибудь значительных рудных тел. Данные по геологии и вещественному составу сиенитов и гранитоидов имеются в работах Ю.П.Ивенсена (1964), М.Ю.Смирнова (1980), М.Н.Костюхина (1979, 1980).

Задачей настоящей работы являются выявление минералого-геохимической специализации и оценка потенциальной рудоносности сиенитов и гранитоидов Северного Тимана путем изучения характера поведения минералов и элементов в выявленной последовательности эндогенных процессов с учетом масштабов их проявления.

Сиениты и гранитоиды прорывают метаморфические сланцы и метабазиты и образуют цепь тел, вытянутую с северо-запада на юго-восток вдоль зоны глубинного Северо-Румяничного разлома. Сиениты, тесно ассоциирующие и секущие габбро, залегают в северо-западной части зоны развития досилурийских магматитов; гранитоиды доминируют в центральной и юго-восточной частях этой зоны. Сиениты лишь в одном случае образуют небольшой массив (Крайний Камешек) площадью около 5x2,5 км. В остальных случаях это дайкообразные тела мощностью до 100 м (Малый Камешек) и зоны мигматизации преимущественно основных пород (мысы Большой Румяничный и Малый Румяничный). Среди сиенитов преобладают щелочные бескварцевые разновидности, реже встре-

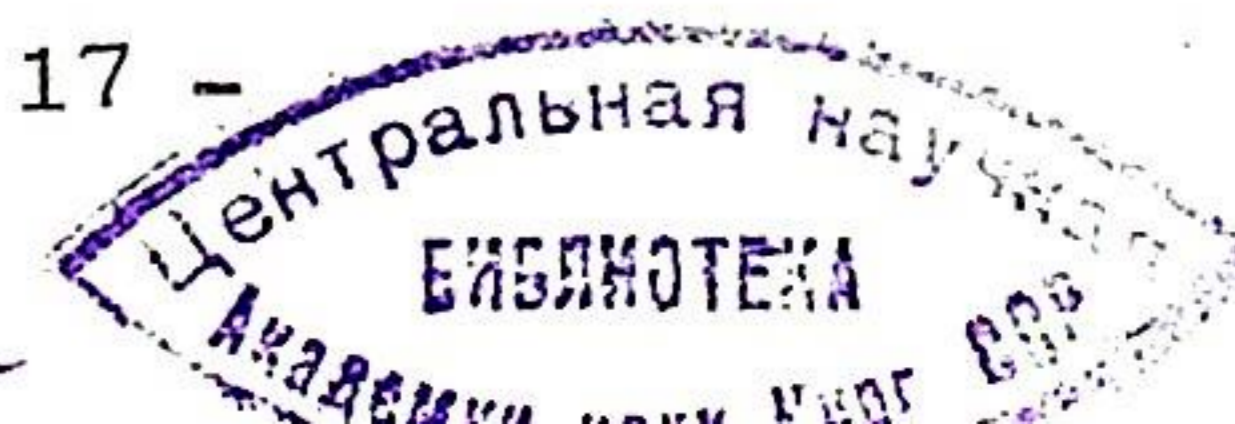
чаются кварцсодержащие и кварцевые сиениты. Нефелиновые сиениты имеют подчиненное значение и локализуются в зонах контактов щелочных сиенитов с метабазитами. Гранитоидные массивы (Большой Камешек, Сопка Болванская и Сопки Каменные) сложены преимущественно лейкократовыми биотитовыми гранитами; фации повышенной щелочности (граносиениты и кварцевые сиениты) приурочены к зонам контактов с метабазитами. Видимые площади гранитных массивов — около 5x2,5 — 5x4 км. По геофизическим данным их истинные площади примерно в два раза превышают обнаженные. Метабазиты в зонах контактов с сиенитами и гранитоидами мощностью не более первых десятков метров превращены соответственно в апобазитовые щелочные, реже — в нефелиновые или апобазитовые кварцевые сиениты. Мощность эндоконтактных зон сиенитов и гранитоидов повышенной щелочности составляет десятки, иногда первые сотни метров.

Сиениты на удалении от контактов с основными породами проявлены немногочисленными дайками граносиенит-аплитов, граниты — дайками гранит-порфиров и гранит-аплитов. В зонах контактов с метабазитами сиениты пересекаются единичными дайками щелочных гранитов и жилами нефелиновых сиенит-пегматитов, гранитоиды — дайками мелкозернистых кварцевых сиенитов и граносиенитов. Мощность дайковых производных как сиенитов, так и гранитоидов обычно не превышает 1-2 м, в единичных случаях достигает 15-20 м. Пегматитовые жилы, связанные с сиенитами, имеют мощность не более 0,5 м и развиты весьма локально — в зоне сиенитовой мигматизации метабазитов (мыс Большой Румяничный) видимой протяженностью 1,6 км.

В структурно-возрастной шкале региона сиениты и гранитоиды находятся на одном уровне, т.е. являются образованиями примерно одного возраста. Радиологические определения (калий-аргоновый метод) дают интервал 540-480 млн. лет (Мальков, 1972).

В узких зонах северо-западного и субширотного простирания сиениты и гранитоиды, а также вмещающие их породы подвергались дислокационному метаморфизму. В этих зонах вслед за процессами кливажа и милонитизации следовали в некоторых случаях процессы преобразования минерального состава пород. Конечные продукты этих изменений неодинаковы для пород различного исходного состава: сиениты в конечном счете превращены в альбититы, граниты — в грейзены флюорит-кварц-мусковитового состава.

Альбититы представляют собой существенно альбитовые метасоматиты по бластомилонитам сиенитов зоны контакта с метабазитами. Эти образования встречены лишь на сопке Малый Камешек. Неправильные в плане тела альбититов приурочены к узлам пересечения зон милонити-



зации северо-западного и субширотного простирания. Размеры тел в плане не более 50x30 м. Всего встречено около 20 альбититовых тел. Грейзенизированные (альбитизированные, мусковитизированные, флюоритизированные) граниты отмечаются в зонах кливажа достаточно часто, но продукты интенсивных изменений такого рода встречены лишь в одном случае. В юго-западной части массива Сопки Каменные интенсивно разгнейсованные грейзенизированные граниты постепенно переходят в массивные флюорит-кварц-мусковитовые грейзены, слагающие участок площадью всего 2x4 м.

В табл.1 приведены минеральные парагенезисы, отражающие эволюцию минерального состава сиенитов и гранитоидов в магматическом и наложенном процессах. Сопоставление парагенезисов породообразующих минералов сиенитов и гранитоидов показывает, что в зонах контактов с основными породами на магматической стадии формировались фации более высокой щелочности по сравнению с сиенитами и гранитоидами вне этих зон. Формирование поздних дайковых производных сиенитов и гранитоидов, напротив, происходило при повышении кислотности в одном случае сиенитового расплава, в другом - гранитного. Повышение щелочности пород в зонах контактов сиенитов и гранитоидов с базитами и повышение кислотности их поздних дайковых производных подтверждается наблюдаемыми изменениями химизма этих образований (табл.2). Следует отметить, что как количественно-минералогический, так и химический составы значительно варьируют в рамках геолого-петрографически выделенных разновидностей пород. Это обусловлено широким взаимодействием сиенитового и гранитного расплавов с более древними основными породами, в том числе с их ксенолитами, недоступными прямому наблюдению. С другой стороны, повсеместно проявлены процессы дислокационного метаморфизма, хотя и не приводящие к образованию конечных продуктов - альбититов и грейзенов, но все же вызывающие некоторые изменения состава пород (поздняя альбитизация, окварцевание, мусковитизация, карбонатизация и пр.).

Процесс образования альбититов, как следует из сопоставления их минерального и химического составов с составом исходных пород, представляет собой существенно натровый метасоматоз, сопровождавшийся также выносом калия. При формировании грейзенов по гранитам, напротив, отмечается вынос из гранитов натрия и некоторый привнос кальция (флюоритизация).

В зонах контактов сиенитов и гранитоидов с основными породами наблюдаются заметные изменения в составе аксессуарных минералов (табл.1). Так в эндоконтактовых сиенитах наряду со "сквозными" цирконом, пиритом, апатитом и флюоритом появляются аксессуарные ксе-

Таблица 1

Парагенезисы породообразующих и аксессуарных минералов в сиенитах и гранитоидах Северного Тимана, в их жильных проэкловидных и продуктах наложенных изменений

Породы	В зонах контактов с основными породами		Конечные продукты изменений в зонах дислокационного метаморфизма	
	Породообразующие	Аксессуарные	Породообразующие	Аксессуарные
Сиениты	Кварцевые сиениты (9): Ми(55-77)+Пл ₇₋₂₆ (0-11) + Кв(10-26) + Би(2-11)	Цир(1), Пир(1), Ап(1), Анат(1), Фл(0,5), Сф(0,5), Мо(0,5)	Щелочные и нефелиновые сиениты (30) Ми(65-91)+Пл ₁₀₋₁₀ (0-10) Цир(1), Ап(1), Пир(0,9), Мт(0,9), Фл(0,6), Сф(0,6), Гр(0,4), Илм(0,3), Тор (0,3), ПХл(0,1), Ксен(0,1), Мо(0,2), Сфал(0,1)	Альбититы (3) Цир(1), Пир(1), Мт(1), Илм(0,5), Орт(0,5), Анат(0,5), Рут(0,5), Гем(0,5), Пар, Пр, Ферг, Ксен, Баст, Цер
Жильные	Граносиенит-аллиты Ми+Пл ₇₋₁₂ +Кв+Би	Мелкозернистые щелочные граниты (3) Ми+Кв+Пл ₀₋₅ +Арт+Эг	Мелкозернистые щелочные граниты (3) Цир(1), Гр(0,8), Мо(0,8), Ап(0,8), Турм(0,4), Илм (0,4), Сф(0,2), Мо(0,2), Мт(0,1), Сфал(0,1)	
Гранитоиды	Лейкократовые граниты (42) Кв(30-46)+Ми(32-56) +Пл ₈₋₃₆ (7-21)+Би (1-4)	Пегматитовые жилы (12) Ми+Пл ₀₋₅ +Не+Сод+Кан+ Би+Гаст+Эг	Гранитосиениты и кварцевые сиениты (19) Цир(1), Фл(0,8), Пир(0,9), Мт(0,7), Ап(0,5), Сфал (0,5), Мо(0,4), Сф(0,4), Гал(0,4), Тор(0,4), Гр(0,3), Мо(0,1), Орт(0,1), ПХл, Ферс, Лоп	Грейзены(4): Цир(1), Пир(1), Гал(1), Сфал(1), ХПир(0,5), Мо(0,5)
Жильные про- изводные гранитоидов	Гранит-порфиры и гранит-аллиты Кв+Ми+Пл ₅₋₉ +Би	Мелкозернистые граносиениты и кварцевые сиениты(6) Ми(69-81)+Пл ₅₋₁₂ (3-0)+Би(0,5-3) +Гаст/Риб(0,1-4)		

Примечания. Аб - альбит, Анат-анатит, Арт-арфведсонит, Астр-астрофилит, Баст-бастнезит, Би-биотит, Гал-галенит, Гаст-гастинсит, Гем-гематит, Гр-гранат, Ди-диопсид, Илм-ильменит, Ка-карбонат, Кан-канкрит, Кв-кварц, Ксен-ксенотим, Лоп-лопарит, Ми-микромлин, Мо-молибденит, Мон-монацит, Мт-магнетит, Му-мусковит, Не-нефелин, Орт-ортит, Пар-иттрий-содержащий паризит, Пир-пирит, Пл-плагиоклаз (подстроеными индексом указан номер плагио-клаза), Пр-приорит, ПХл-пироксен, Риб-рибекит, Рут-рутил, Сод-содалит, Сф-сфен, Сфал-сфалерит, Тор-торит, Турм-турмалин, Ферг-фергоссоит, Ферс-ферс-мит, Фл-флюорит, ХПир-халькопирит, Цер-цетрощерит, Цир-циркон, Эг-эгирип. В скобках указаны содержания породообразующих минералов в объемных процен-тах и частота встречаемости аксессуарных минералов в относительных единицах.

Таблица 2

Средний химический состав сиенитов и гранитоидов Северного Тимана, их жильных производных и продуктов наложенных изменений

Компо- ненты	Породы / число анализов									
	1/12	2/23	3/33	4/3	5/3	6/61	7/28	8/17	9/8	10/1
SiO ₂	65,18 61,82-69,80	60,23 59,00-62,90	57,69 54,00-60,88	74,37 72,11-76,20	65,61 63,40-67,20	75,77 73,00-79,20	68,72 63,60-73,00	76,94 74,88-78,80	69,37 66,00-73,80	72,90
TiO ₂	0,39-1,08	0,21-1,20	0,24	0,07 0,02-0,18	0,70 0,64-0,80	0,21 0-0,53	0,53 0,26-1,46	0,15 0,07-0,34	0,35 0,26-0,43	He обн.
Al ₂ O ₃	15,59 13,87-16,81	17,33 16,25-19,70	19,71 18,13-23,75	13,85 13,50-14,10	18,94 18,20-19,63	11,92 10,10-13,58	14,24 12,40-15,70	11,96 11,00-13,00	14,10 12,30-15,00	12,17
Fe ₂ O ₃	1,71 0,75-2,68	1,84 0,80-2,73	2,56 0,74-4,30	0,45 0,27-0,60	1,72 0,34-4,24	0,92 0,19-3,63	1,64 0,22-3,34	0,81 0,22-1,69	2,37 0,79-2,73	1,72
FeO	3,48 2,16-4,79	4,26 2,03-5,86	2,91 1,01-4,09	0,41 0,38-0,42	0,80 0,31-1,55	1,48 0,72-2,93	2,70 0,74-4,31	0,94 0,18-2,09	2,34 1,55-4,31	0,93
MnO	0,11 0,06-0,14	0,14 0-0,25	0,16 0-0,32	0,03 0,02-0,05	0,08 0,05-0,11	0,03 0-0,15	0,07 0,02-0,16	0,04 0-0,09	0,09 0,04-0,16	0,09
MgO	0,63 0,08-1,11	0,76 0,26-1,85	0,62 0,14-1,95	0,31 0,17-0,51	0,26 0,20-0,38	0,28 0-0,97	0,58 0,08-1,15	0,22 0,04-0,58	0,27 0,09-0,53	1,08
CaO	1,62 0,71-2,85	2,71 1,30-3,20	1,78 0,25-2,91	0,50 0,36-0,71	0,49 0,41-0,65	0,55 0,24-1,08	1,35 0,61-2,97	0,46 0,12-1,02	0,91 0,48-1,29	2,29
Na ₂ O	4,62 3,64-5,40	5,75 4,94-7,10	6,03 4,04-8,12	4,91 4,22-5,40	10,03 9,10-11,30	3,10 2,17-4,03	4,06 2,62-5,88	3,20 2,41-4,11	4,63 3,88-4,98	0,08
K ₂ O	5,09 4,30-5,78	4,46 3,10-5,76	6,02 3,66-7,92	4,65 2,98-6,06	0,24 0,20-0,26	4,73 3,54-6,03	4,99 3,74-6,69	4,33 2,99-6,15	4,70 4,12-5,40	4,44
P ₂ O ₅	0,08 0,02-0,20	0,19 0,03-0,30	0,09 0-0,21	0,25 0,18-0,36	0,06 0,02-0,14	0,03 0-0,09	0,08 0-0,20	0,03 0-0,05	0,04 0-0,07	He обн.
П.п.п.	1,17 0,51-2,17	0,79 0,56-1,41	2,01 0,39-3,72	0,44 0,36-0,51	0,72 0,40-1,08	0,74 0,15-1,98	0,85 0,29-2,03	0,53 0,10-1,22	0,67 0,34-1,19	3,87
Сумма	99,95	99,16	99,82	100,17	99,74	99,74	99,81	99,61	99,84	99,57

Примечания. 1 - кварцевые сиениты на удалении от контактов с основными породами; 2 - щелочные сиениты зон контактов с габбро; 3 - нефелиновые сиениты зон эндоконтактов с метабазами; 4 - щелочные граниты, дайки; 5 - альбититы; 6 - граниты на удалении от контактов с основными породами; 7 - грано-сиениты и кварцевые сиениты зон эндоконтактов с метабазами; 8 - гранит-порфиры и гранит-алиты; 9 - мелкозернистые грано- и кварцевые сиениты (дайки); 10 - флюорит-кварц-мусковитовый грейзен по граниту. В числителе - средние содержания, в знаменателе - пределы колебаний.

нотим, пироклор, торит, ильменит, магнетит, а в пегматитовых жилах, залегающих в этих зонах, встречаются, кроме того, ортит, ферсмит, лопарит. В гранитоидах зон эндоконтакта с метабазами совместно с "проходящими" аксессуориями отмечаются магнетит, ильменит, иногда астрофиллит.

Частота встречаемости аксессуарных молибденита и апатита возрастает в гранитах и сиенитах в зонах эндоконтактов с метаморфическими сланцами, которые могли служить экраном для высокотемпературных постмагматических растворов, а также в дайках гранит-порфиров, гранит-алитов и щелочных гранитов - поздних производных гранитной и сиенитовой магм.

В альбититах отмечается появление ряда аксессуарных минералов редких и редкоземельных элементов, не известных в сиенитах: иттрийпаризит, торит, приорит, фергюсонит, бастнезит, иттроцерит (данные А.Б.Наливкина). К возникновению этих минералов привели, вероятно, мобилизация и переотложение вещества из растворов, вызванных к жизни процессами локального дислокационного метаморфизма сиенитов.

В интенсивно грейзенизированных гранитах и грейзенах спектр аксессуарной минерализации не расширяется, а даже сужается. Однако и здесь встречены аксессуарные галенит и халькопирит, не обнаруженные в неизменных и слабоизмененных гранитоидах.

Характер поведения ряда микроэлементов в процессах формирования и преобразования сиенитов и гранитоидов показан в табл.3.

Целый спектр элементов (Li, Rb, Pb, Zn, Mo, Zr, Nb, Ba, Sr, V, Cr, Ni, Cu) обнаруживает в различной степени проявленную тенденцию к накоплению в сиенитах зоны эндоконтакта с основными породами, особенно с метабазами. Концентрации редкоземельных элементов (Y, La, Ce) в эндоконтактовых сиенитах, наоборот, ниже, чем в сиенитах вне этих зон, а содержания Be и Sn находятся примерно на одном уровне.

В пегматитовых жилах щелочного состава снижаются (относительно сиенитов) концентрации Y, Ba, Sr, V, Cu и заметно возрастает концентрация лантана. Содержания прочих рассматриваемых элементов не обнаруживают существенных вариаций.

Щелочные граниты по сравнению с сиенитами незначительно обогащены Li, Be, Zn, Ni, Cr и обеднены Zr, La, Nb, V, Cu.

В альбититах отмечается снижение концентраций ряда элементов (Li, Be, Pb, Zn, Mo, Zr, Nb, V, Cu) по сравнению с нефелиновыми сиенитами. Заметного накопления каких-либо из рассматриваемых элементов не наблюдается, хотя редкие (Nb) и редкоземельные элементы обнаруживают тенденцию к образованию самостоятельных минеральных фаз.

Таблица 3

Средние содержания ($\cdot 10^{-4}\%$) и кларки концентрации некоторых элементов в сиенитах и гранитоидах Северного Тимана, в их жильных провалах и продуктах наложенных изменений

Породы	Число анализов	Li	Rb	Be	Pb	Zn	Sn	Mo	Zr	Y	La	Ce	Nb	Ba	Sr	Y	Cr	Ni	Cu
Щелочные породы																			
Сиениты на удалении от контактов с основными породами	8	6,2(8) 0,2		6,0 6,0	6,3 0,5	1,2 0,01	7,5 1,0	сл.	370 0,7	75 3,8	100 1,4	9 0,04	11,5 3,3	50 0,03	-	2 0,07	сл.	сл.	6 1,2
Щелочные сиениты зон эндо- контактов (мигматизации) с габбро	23	14,0(17) 0,5	77(5) 0,7	1,7 1,7	4,2 0,4	7 0,05	сл.	сл.	330 0,6	42 2,1	10 0,1	сл.	33 0,9	1900 1,2	87 0,4	13 0,4	3 1,5	2 0,5	13 2,6
Нефелиновые сиениты зон эндо- контактов (мигматизации) с метабазами	31	34,2(11) 1,2	231(3) 2,1	6,8 6,8	23 1,9	7,1 0,5	6,7 1,0	6,5 10,8	564 1,1	46 2,3	49 0,7	-	20,1 5,7	854 0,5	154 0,8	66 2,2	11 5,5	6 1,5	12 2,4
Щелочные граниты (дайки)	8	41,7(3) 1,5		7,8 7,8	14 1,2	400 3,1	3,8 1,0	5,0 8,3	280 0,5	36 1,8	16 0,2	-	100 2,9	568 0,3	сл.	11 0,4	20 10,0	15 3,8	4 0,8
Пегматитовые жилы зоны сиенитовой мигматизации метаба- зитов	38			4,5 4,5	24 2,0	58 0,5	10,8 1,0	7,4 12,3	603 1,2	21 1,0	150 2,1	-	17,1 4,9	344 0,2	50 0,3	14 0,5	сл.	5 1,3	9 1,8
Альбититы	3	2,3(3) 0,08		3,3 3,3	10 0,8	3 0,02	8,7 1,0	сл.	380 0,7	34 1,7	58 0,8	-	87 2,5	670 0,4	210 1,1	9 0,3	13 6,5	4 сл.	4 0,8
Гранитоиды																			
Граниты на удалении от кон- тактов с метабазами	139	20,9(24) 0,5	248(20) 1,5	5,8 1,9	19 1,0	39 0,8	15,6 5,2	1,2 0,9	324 1,9	82 2,1	79 1,4	72 0,8	102 4,9	455 0,5	139 1,4	15 0,3	10 2,4	3 0,7	8 0,8
Граносиениты и кварцевые сиениты зон эндо- контактов с метабазами	32	10,3(12) 0,3	194(5) 1,1	4,1 1,4	18 1,0	17 0,4	9,3 2,8	1,3 1,0	309 1,8	54 1,4	49 0,9	-	93 4,4	1000 1,2	164 1,6	21 0,5	8 2,0	2 0,4	12 1,2
Гранит-порфиры и гранит-ап- литы	11	87,5(2) 0,2	115(2) 0,7	9,0 2,0	13 0,7	31 0,8	12,0 4,0	5,5 4,2	264 1,5	73 1,8	60 1,1	64 0,7	98 4,6	513 0,6	174 1,7	10 0,2	10 2,4	4 0,9	7 0,7
Мелкозернистые граносиениты и кварцевые сиениты (дайки) в зонах контактов гранитоидов с метабазами	5	12,6(4) 0,3		5,6 1,9	8 0,4	36 0,9	6,4 2,1	2,0 1,5	820 4,7	180 4,5	134 2,4	200 2,2	220 10,5	114 0,1	80 0,8	1 0,02	50 12,2	10 2,2	9 0,9
Интенсивно грейзенизированные граниты и грейзены	6	16,4(4) 0,4		9,2 2,1	103 5,4	207 5,3	12 4,3	16,7 12,8	250 1,4	115 2,9	33 0,6	16 0,2	52 2,5	328 0,4	100 1,0	7 0,1	8 2,0	-	6 0,6

Примечания. n - число анализов, кроме Li и Rb (число анализов для Li и Rb указано в круглых скобках). В числителе - средние содержания в г/т, в знаменателе - кларки концентрации. Пропуск в графе - нет данных, прочерк - содержание ниже предела чувствительности. Определения выполнены спектроскопически в лаборатории физических методов Института геологии Коми филиала АН СССР; анализы К.И. Чупрова, Г.Е. Юшкова. Чувствительность: Li, Be, Cu - $1 \cdot 10^{-4}$; Rb, Pb, Mo, Sn, Cr, Ni, Ba - $1 \cdot 10^{-3}$; Zn, Y, Nb - $5 \cdot 10^{-3}$; Zr - $3 \cdot 10^{-3}$; La, Ce, Sr - $1 \cdot 10^{-2}$; Y - $6 \cdot 10^{-4}\%$. Кларки концентрации рассчитаны с использованием средних содержания элементов в сиенитах (для щелочных пород) и гранитоидов, бедных Ca (для гранитоидов) по Турекяну и Велелю (Turkian, Wedepohl, 1961).

В крупнозернистых гранитоидах зон эндо- контактов с метабазами не происходит, как этого можно было ожидать в связи с повышением щелочности, накопления редких и редкоземельных элементов относительно гранитов центральных частей массивов. Напротив, содержания редких щелочей (Li, Rb), редких земель (Y, La, Ce), а также Be, Zn, Sn здесь понижаются. Лишь мелкозернистые дайковые граносиениты и кварцевые сиениты эндо- контактовых зон существенно обогащаются Zr, Y, La, Ce, Nb, Zr по сравнению как с крупнозернистыми аналогами, так и с гранитами.

В гранит-порфирах и гранит-аплитах по сравнению с материнскими гранитами отмечается накопление молибдена, концентрации других элементов находятся на одном уровне с гранитами или снижаются.

Интенсивно грейзенизированные граниты и грейзены по гранитам более чем в пять раз богаче гранитов Pb, Zn и Mo, что подтверждается минералогически (акцессорные галенит, сфалерит, молибденит). Абсолютные значения содержания этих элементов в грейзенах, однако, весьма низки.

Сиениты и гранитоиды и связанные с ними образования обладают достаточно ярко выраженной минералого-геохимической специализацией на редкие элементы (в частности Nb, Y, Mo), содержания которых в несколько раз превышают кларковые и в ряде случаев образуют собственные минералы.

Можно говорить также о потенциальной рудоносности сиенитов и гранитоидов на указанные элементы. Как показывают приведенные данные, образования минералов редких элементов и их скоплений следует ожидать в зонах и пересечениях северо-западных и субширотных зон интенсивного дислокационного метаморфизма, в особенности захватывающих области контактов сиенитов с метабазами, т.е. там, где возможны мобилизация и переотложение редких элементов из обогащенных ими пород.

Для образования концентраций молибдена (а также Pb и Zn) благоприятны, по-видимому, те же зоны дислокационного метаморфизма, северо-западные граниты. Вместе с тем совершенно очевидно, что известные проявления редкометалло-редкоземельной и молибденовой минерализации, связанной с сиенитами и гранитоидами, могут представлять лишь минералогический интерес. Причинами этого являются акцессорный характер минерализации и низкие концентрации элементов, с одной стороны, малые размеры интрузий и весьма слабая распространенность дайковых производных (слабая степень дифференциации) и конечных продуктов гидротермально-метасоматических преобразований сиенитов и гранитоидов с другой.

Необходимо отметить, что ситуации, в которых можно ожидать встре-

тить редкометальное оруденение, судя по наблюдениям с поверхности, для Северного Тимана достаточно уникальны, а масштабы рудообразующих процессов могут быть ограничены слабой распространенностью специализированных на редкие элементы пород. Поэтому основным видом полезных ископаемых, связанных с породами габбро-сиенитового комплекса, следует пока считать апатит-титаномагнетитовое оруденение в габбро.

ЛИТЕРАТУРА

- Данилов М.А., Ермоленко Ю.П., Скрипниченко В.А. Первые проявления сульфидных медно-никелевых руд на Северном Тимане: - ДАН СССР, 1977, т. 232, № 2, с. 413-416.
- Данилов М.А., Скрипниченко В.А. Апатит-титаномагнетит-ванадиевое оруденение в щелочных габбро на Северном Тимане. - Геология рудных месторождений, 1980, № 1, с. 102-106.
- Ивенсен Ю.П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. - М.-Л.: Наука, 1964. - 126 с.
- Костюхин М.Н. Геология байкальских магматических образований Северного Тимана. - В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Тезисы докл. 3-го регион. петрогр. совещ., Киев, 1979, с. 103-104.
- Костюхин М.Н. Минеральные парагенезисы на контактах гранитов и щелочных сиенитов Северного Тимана с основными породами. - В кн.: Типоморфизм и генетическая информативность минералов. Сыктывкар, 1980, с. 95-108. (Тр./Ин-т геологии Коми фил. АН СССР, вып. 30).
- Мальков Б.А. Петрология дайковой серии щелочных габброидов Северного Тимана. - Л.: Наука, 1972. - 128 с.
- Смирнов М.Ю., Домнина М.И. и др. О генетической связи metabазитов, гранитоидов и щелочных пород Северного Тимана. - Зап. ВМО, 1980, ч. 109, вып. 4, с. 412-423.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. - Bull. Geol. Soc. of Amer., 1961, vol. 72, N 2, p. 115-190.

ГЕОХИМИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СРЕДНЕГО ТИМАНА

В.И. Степаненко

В юго-восточной части Четласского Камня (Средний Тиман) широко распространены гидротермально-метасоматические образования, несущие редкометально-редкоземельную акцессорную минерализацию. По мнению О.С. Кочеткова (1967), вещество для их формирования мобилизовано из осадочно-метаморфической толщи и прорывающих ее даек ультрамафитов. Эта точка зрения основывается в основном на данных геологических и петрографических исследований без учета данных по химизму и микроэлементному составу метасоматитов.

Задачей настоящей статьи является освещение геохимических особенностей гидротермально-метасоматических пород с целью определения источника вещества и поведения элементов в процессах метасоматоза. На основании результатов геохимического изучения выделяются "привнесенные" и "перемещенные" элементы. К "привнесенным" относятся элементы, которые поступали в зоны метасоматоза совместно с флюидом. Под "перемещенными" элементами подразумеваются такие, которые экстрагировались из вмещающих пород.

Геолого-петрографическая характеристика метасоматитов

В структурном отношении гидротермально-метасоматические образования Среднего Тимана приурочены к внешней части Тиманской (байкальской) миогеосинклинали, развивавшейся как окраинный прогиб в условиях субплатформенного тектонического режима (Гецен, 1972). Они размещены вдоль зон глубинных разломов северо-восточного простирания. В тесной структурной, временной и пространственной связи с ними находятся дайки ультрамафитов. Все это послужило основанием для отнесения данной ассоциации пород к карбонатитовому комплексу (Черный и др., 1972; Степаненко, 1979).

Субстратом, за счет которого развивались гидротермально-метасоматические образования, являлись кварцито-песчаники и кварц-серицит-хлоритовые сланцы верхнерифейско-вендского возраста, а также дайки ультрамафитов. Состав и последовательность формирования метасоматитов и гидротермалитов Среднего Тимана приведены в табл. 1.

Таблица 1

Последовательность формирования и состав гидротермально-метасоматических образований

Способ формирования	Процесс	Породы	Условный потенциал ионизации U, ккал/моль	Минералы	
				породообразующие	акцессорные
Преимущественное замещение вмещающих пород	Амфиболизация и эгиринизация	Фениты за счет осадочно-метаморфических пород	193-200	Щелочной амфибол+эгирин+микроклин+альбит	Пирит
	Флогопитизация	Слюдиты за счет ультрамафитов	190-196	Флогопит	Дернит
	Карбонатизация	Карбонаты за счет фенитов и слюдитов	151-185	Доломит+анкерит+флогопит+хлорит+минералы фенитов и слюдитов	Пирит, пирохлор, апатит, монацит, карбонаты редких земель
	Полевошпатизация	Полевошпатовые метасоматиты	182-207	Микроклин-пертит+альбит+щелочной амфибол+эгирин+сидерит+гегит	Пирит, колумбит, ильменорутил, апатит, монацит, ксенотим, нотит
Преимущественное выделение открытых трещин	Окварцевание, гегитизация, гематитизация	Жильные образования		Кварц+гегит+гематит+ортоклаз+мусковит+хлорит	Монацит, торит, ксенотим, ильменорутил, колумбит

На ранних этапах метасоматической деятельности образовались фениты и флогопитовые слюдиты. По ним развивались жилкоподобные тела карбонатитов, не имеющие четких границ. В строении тел карбонатитов намечается зональность. Карбонатиты внешних зон содержат в своем составе минералы фенитов и слюдитов, а также новообразованные карбонаты, флогопит и хлорит. Карбонатиты тыловых зон сложены преимущественно карбонатами с небольшим количеством флогопита и (или) хлорита. Полевошпатовые метасоматиты так же образуют жилкоподобные тела, не имеющие четких границ и развивающиеся как за счет ранее образованных метасоматитов, так и за счет осадочно-метасоматических пород. Жильные образования пересекают тела всех вышеперечисленных метасоматитов согласно их простираю.

Петрогенные компоненты

В результате пересчетов химических анализов пород по методике Ю.В.Казицына и В.А.Рудника (1968) получены обобщенные схемы миграции петрогенных компонентов при различных процессах метасоматического замещения (табл.2).

Таблица 2

Миграция петрогенных компонентов в процессах метасоматического замещения

Процессы	Привнос	Привнос или вынос в зависимости от конкретных условий	Вынос
Фенитизация (амфиболизация и эгиринизация) осадочно-метаморфических пород	$\Sigma Fe, Fe^{3+}, Mn, Mg, Na, K, P$	Al, Fe^{2+}	Si
Флогопитизация ультрамафитов	Mn, K, P	Ti, Al, Fe^{3+}, Na	$Si, \Sigma Fe, Fe^{2+}, Mg, Ca$
Карбонатизация фенитов	$Fe^{2+}, Mn, Mg, Ca, C, P$	$Ti, Al, \Sigma Fe, K$	Si, Fe^{3+}, Na
Слюдитов	$Fe^{2+}, Mn, Mg, Ca, C, P$	$\Sigma Fe, K, Na$	Si, Ti, Al, Fe^{3+}
Полевошпатизация слюдитов	Si, Mn, Na	$\Sigma Fe, Fe^{3+}, Ca$	Ti, Al, Fe^{2+}, Mg, K
Карбонатитов	$Si, Ti, Al, Fe^{3+}, Na, K$	$\Sigma Fe, Mn, P$	Fe^{2+}, Mn, Ca, C
Осадочно-метаморфических пород	$Ti, Al, \Sigma Fe, Na, K, P$	$Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mn, Mg, Ca$	Si

Кремний и титан в большинстве случаев выносились из зон метасоматоза. Их привнос происходил только при процессах полевошпатизации бедных этими элементами пород. Титан при этом образовывал самостоятельный минерал — ильменорутил. Алюминий и железо в процессах метасоматоза вели себя в основном как инертные компоненты. Однако на ранних этапах метасоматоза определенная часть железа привносилась флюидом. Остальные петрогенные компоненты (марганец, магний, кальций, щелочи, углекислота и фосфор) являются "привнесенными".

Марганец, магний и кальций привносились при образовании фенитов. Флогопитизация ультрамафитов сопровождалась некоторым выносом магния и кальция. При процессах карбонатизации марганец, магний и кальций привносились вне зависимости от содержаний этих элементов во вмещающих породах. На привнос углекислоты указывает не только возрастание ее содержаний при карбонатизации, но и изотопный состав углерода и кислорода ($\delta C^{13} = -4,0\%$, $\delta O^{18} = +11,1\%$). Он отвечает изотопному составу этих элементов для доломит-анкеритовых карбонатитов из различных карбонатитовых провинций (Степаненко, Суханов, 1980). Щелочи привносились при образовании фенитов, слюдитов и полевошпатовых метасоматитов вне зависимости от состава исходных пород. Так же вел себя и фосфор, который привносился при всех процессах метасоматического замещения. Особенно интенсивно привнос фосфора происходил при карбонатизации (содержание P_2O_5 в карбонатитах достигает 9%).

В поведении петрогенных компонентов в процессах метасоматического замещения намечается определенная закономерность. Она выражается в возрастании роли кислотных элементов (кремния, титана, алюминия) от ранних процессов к поздним. Это может быть объяснено изменением кислотно-основных свойств единого метасоматизирующего флюида. По методике В.А.Жарикова (1967) рассчитаны условные потенциалы ионизации (У) для различных метасоматитов (табл.1). От ранних метасоматитов (фенитов и слюдитов) к карбонатитам происходит снижение величины У, что свидетельствует об увеличении основности пород. При формировании полевошпатовых метасоматитов условный потенциал ионизации увеличивался, т.е. происходил рост кислотности. Кварцсодержащие жильные образования являются, очевидно, наиболее кислыми из всех гидротермально-метасоматических пород среднетиманского карбонатитового комплекса.

Малые элементы

Изучено распределение фтора, лития, бария, стронция, циркония (табл.3), редкоземельных элементов (РЗЭ) и ниобия (табл.4) в гидро-

Таблица 3

Содержания малых элементов в гидротермально-метасоматических и исходных для них породах

Породы	Литий (г/г)	Фтор (%)	Стронций (%)	Барий (%)	Цирконий (г/г)
Кварцито-песчаники	$\frac{6,4(8)}{1-14}$	< 0,01 (8)	< 0,03 (20)	< 0,01 (20)	$\frac{130(20)}{40-400}$
Сланцы	$\frac{4,1(7)}{35-60}$	$\frac{0,113(11)}{0,036-0,35}$	< 0,03 (20)	< 0,01 (20)	$\frac{100(20)}{20-200}$
Фениты	Не опр.	$\frac{0,222(2)}{0,029-0,415}$	0,04 (20)	0,01 (20)	$\frac{130(20)}{10-700}$
Ультрамафиты	$\frac{56(10)}{15-70}$	$\frac{0,12(8)}{0,078-0,14}$	$\frac{0,081(6)}{0,031-0,16}$	$\frac{0,186(6)}{0,12-0,36}$	$\frac{60(10)}{30-100}$
Флогопитовые слюдиты	$\frac{154(16)}{23-250}$	$\frac{1,887(4)}{0,048-3,1}$	$\frac{0,077(6)}{0,016-0,16}$	$\frac{0,27(6)}{0,17-0,36}$	$\frac{70(35)}{10-400}$
Карбонатиты в целом	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	$\frac{20(70)}{10-200}$
апфенитовые внешней зоны	$\frac{125(3)}{100-200}$	$\frac{1,486(6)}{0,018-2,8}$	$\frac{0,249(9)}{0,07-0,42}$	$\frac{0,043(9)}{0,005-0,14}$	Не опр.
апсолдитовые внешней зоны	$\frac{157(8)}{5-240}$	$\frac{1,118(4)}{0,28-2,2}$	$\frac{0,236(15)}{0,01-0,69}$	$\frac{0,108(15)}{0,01-0,3}$	Не опр.
тыловой зоны	< 1 (3)	$\frac{0,154(5)}{0,01-0,7}$	$\frac{0,407(58)}{0,026-0,9}$	$\frac{0,044(58)}{0,005-0,3}$	Не опр.
Полевошпатовые метасоматиты	$\frac{16(10)}{1-100}$	$\frac{0,168(11)}{0,01-0,75}$	< 0,03 (50)	< 0,01 (50)	$\frac{130(50)}{10-7000}$
Жильные (гегит-полевошпатовые и кварц-гегит-гематитовые) образования	$\frac{3(6)}{1-4}$	< 0,01 (7)	< 0,03 (30)	< 0,01 (30)	$\frac{20(30)}{10-1000}$

термально-метасоматических породах. Выбор элементов определялся тем, что их концентрации могут представлять практический интерес.

Таблица 4

№ и РЗЭ в гидротермально-метасоматических и исходных для них породах Среднего Тимана

Породы	Число анализов	Частота встречаемости (%) содержаний							
		церия		лантана		иттрия		ниобия	
		<0,1	>0,1	<0,1	>0,1	<0,1	>0,1	<0,01	>0,01
Кварцито-песчаники	20	100	0	100	0	100	0	82	18
Сланцы	20	100	0	100	0	100	0	88	12
Фениты	10	100	0	100	0	100	0	50	50
Ультрамафиты	10	100	0	100	0	100	0	82	18
Слюдиты	35	59	41	100	0	100	0	44	56
Карбонатиты	70	31	69	26	74	100	0	71	29
Полевошпатовые метасоматиты	50	68	32	90	10	66	34	41	59
Жильные образования	30	93	7	80	20	97	3	63	37

Содержания фтора, лития определялись количественным спектральным анализом с чувствительностью для лития $1 \cdot 10^{-4}\%$, для фтора — $0,007\%$. Их концентрации резко возрастают в ранних метасоматитах по отношению к исходным ультрамафитам и осадочно-метаморфическим породам. При формировании карбонатитов содержания лития и фтора снижаются. Низкие их содержания сохраняются и в полевошпатовых метасоматитах и жильных образованиях. Минералами-концентраторами лития являются, по-видимому, флогопит и щелочной амфибол (Каледонский комплекс . . ., 1965; Пожарицкая, Самойлов, 1972). В этих же минералах концентрируется фтор, содержания которого во флогопитах составляют для слюдитов $2,04\%$, для карбонатитов — $0,75-0,91\%$. Щелочной амфибол из фенитов содержит $0,43-1,36\%$ фтора.

Привнос лития и фтора на ранних этапах метасоматоза позволяет рассматривать их как "привнесенные" элементы.

Содержания стронция, бария определялись приближенно-количественным

спектральным анализом с чувствительностью для стронция $0,03\%$, для бария — $0,001\%$. В ультрамафитах, слюдитах и карбонатитах стронций и барий определялись количественным спектральным анализом с чувствительностью $0,001\%$.

Осадочно-метаморфические породы содержат стронция менее $0,03\%$ и бария менее $0,01\%$. В фенитах содержание стронция незначительно возрастает, а при флогопитизации ультрамафитов несколько снижается. Карбонатизация фенитов и слюдитов сопровождалась интенсивным привнесением стронция, причем его содержания растут и при переходе от карбонатитов внешних зон к карбонатитам тыловых зон. В полевошпатовых метасоматитах и жильных образованиях концентрации стронция снижаются.

Содержания бария в фенитах и апофенитовых карбонатитах выше, чем в исходных осадочно-метаморфических породах. Слюдиты содержат бария в полтора раза больше, чем ультрамафиты. При карбонатизации слюдитов содержания бария несколько снижаются, хотя остаются в общем относительно высокими. Карбонатиты тыловых зон содержат около $0,043\%$ бария. В полевошпатовых метасоматитах и жильных образованиях концентрации этого элемента резко снижаются.

В целом поведение стронция и бария в процессах метасоматоза различно. Барий благодаря своему геохимическому сродству с калием накапливался во флогопите. Содержания BaO во флогопитах составляет для слюдитов $0,58-1,02\%$, для карбонатитов — $0,16-0,68\%$. Этим объясняется резкое возрастание его концентрации в слюдитах и апослюдитовых карбонатитах. Стронций концентрировался главным образом в апатите. Высокое содержание его в карбонатитах объясняется тем, что при их образовании наиболее интенсивно кристаллизовался апатит.

Барий и стронций являются "привнесенными" элементами, так как их содержания в метасоматических породах увеличиваются вне зависимости от состава исходных образований.

Цирконий определялся приближенно-количественным спектральным анализом с чувствительностью $0,003\%$. По содержанию этого элемента метасоматиты мало отличаются от исходных пород, а карбонатиты и жильные образования характеризуются даже некоторым снижением его концентраций. В полевошпатовых метасоматитах он распределен весьма неравномерно, но в целом его содержания возрастают. В альбит-эгириновых разностях полевошпатовых метасоматитов зафиксированы новообразования циркона. Очевидно, цирконий является "перемещенным" элементом.

Ниобий и РЗЭ также определялись приближенно-количественным спектральным анализом с чувствительностью (%) для ниобия $0,005$, церия — $0,02$, лантана — $0,01$, иттрия — $0,005$. Оценка их содержаний ориенти-

ровочна. Для сравнения пород по концентрациям ниобия и РЗЭ более и менее 0,1%, а для ниобия более и менее 0,01%.

Содержание ниобия во всех гидротермально-метасоматических образованиях выше, чем в исходных породах. В слюдитах, фенитах и карбонатитах он образует самостоятельный минерал — пироклор. Полевошпатовые метасоматиты характеризуются наиболее высокими содержаниями ниобия. В них и в жильных образованиях этот элемент входит в состав ильменорутила и колумбита.

Согласно данным И.В.Александрова (1973), наиболее важными параметрами, определяющими поведение ниобия в гидротермально-метасоматических процессах, являются температура и кислотно-щелочной режим. Снижение температуры определяет смену минеральной формы существования ниобия от пироклора к колумбиту. Увеличение кислотности обуславливает разрушение карбонатно-фосфатных комплексов ниобия и снижение его миграционной способности. В соответствии с этим преимущественное осаждение этого элемента при формировании полевошпатовых метасоматитов и жильных образований вызывается ростом кислотности. Так как повышение концентраций ниобия не зависит от состава исходных пород, можно заключить, что он является "привнесенным" элементом.

Редкоземельные элементы. Содержания РЗЭ в исходных породах менее 0,1%. В фенитах и слюдитах они не увеличиваются. Только в слюдитах несколько возрастают содержания церия. При формировании карбонатитов резко возрастают содержания церия и лантана. Эти элементы концентрировались в карбонатитах в составе апатита, монацита и карбонатов редких земель. В полевошпатовых метасоматитах и жильных образованиях содержания церия и лантана ниже, чем в карбонатитах, но выше, чем в исходных породах, фенитах и слюдитах. Минералами-концентраторами этих элементов в них являются апатит, монацит. В то же время в полевошпатовых метасоматитах и жильных образованиях резко возрастают содержания иттрия, который входит в состав ксенотима. Особенно велики его содержания в альбит-эгириновых разностях полевошпатовых метасоматитов.

Согласно материалам большинства исследований геохимии РЗЭ в гидротермально-метасоматических процессах происходит их отдельное осаждение в зависимости от температуры, кислотно-щелочного режима и типа щелочнометальности (Балашев, 1976). Легкие РЗЭ осаждаются в фациях повышенной основности (карбонатиты), а тяжелые РЗЭ и иттрий концентрируются в более низкотемпературных и кислых условиях (полевошпатовые метасоматиты и жильные образования). Преобладание Na над K в составе альбит-эгириновых разностей полевошпатовых метасоматитов способствует концентрации иттрия именно в этих породах. Редкоземельные элементы привносились в зоны метасоматоза.

Выводы.

1. Гидротермально-метасоматические образования среднетиманского карбонатитового комплекса являются производными единого флюида, имеющего мантийный источник.

2. В его состав входили углекислота, фосфор, калий, натрий, кальций, магний, железо и марганец. В качестве малых элементов флюидом приносились литий, фтор, барий, стронций, ниобий и РЗЭ. Кроме того, в ходе гидротермально-метасоматических процессов из исходных пород экстрагировались цирконий и титан, которые в благоприятных условиях давали самостоятельные минеральные фазы.

3. Кислотно-щелочная дифференциация флюида обусловила отдельное осаждение элементов.

4. Выделяются две группы пород, имеющих практическое значение. Первая группа представлена карбонатитами, несущими повышенные содержания легких РЗЭ, фосфора и стронция. Попутно из них может выделяться ниобий. Во вторую группу входят полевошпатовые метасоматиты и жильные образования, характеризующиеся повышенными содержаниями ниобия, тяжелых РЗЭ и иттрия.

ЛИТЕРАТУРА

Александров И.В. Модели эндогенного тантало-ниобиевого оруденения.— М.: Наука, 1973.— 147 с.

Балашев Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов.— М.: Наука, 1976.— 268 с.

Гецен В.Г. Основные структуры тиманид северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы: (Ежегодник-1971)/АН СССР, Коми фил., Ин-т геологии.— Сыктывкар, 1972, с. 77-83.

Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов.— Геология рудных месторождений, 1967, № 5, с. 75-89.

Казицын Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород.— М.: Недра, 1968.— 363 с.

Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатов Кольского полуострова и Северной Карелии.— М.: Недра, 1965.— 550 с.

Кочетков О.С. О гидротермально-метасоматическом типе редкометальной минерализации на Тимане.— В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967, с. 105-125.

Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири.— М.: Наука, 1972.— 276 с.

Степаненко В.И. Особенности геологического строения и состава карбонатитового комплекса Среднего Тимана.— В кн.: Магматические формации Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1979, с. 52-61. (Тр./Ин-т геологии Коми фил. АН СССР; вып.29).

Степаненко В.И., Суханов Н.В. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатитов Среднего Тимана.— ДАН СССР, 1980, т.251, № 3, с. 699-702.

Черный В.Г., Смирнов В.Г., Черная И.П. Формационный анализ магматических пород Тимана.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1972, вып.7, с. 167-179.

ГЕНЕТИКОИНФОРМАЦИОННОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ СУЛЬФИДОВ И СУЛЬФАТОВ БАРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Т.И.Таранина

Сера является характернейшим элементом полигенной минерализации Вайгач-Полярноуральского региона. Она входит в состав широко распространенных здесь сульфидов и барита (Юшкин, 1978; Юдович и др., 1979). Барит в Лемвинской структурно-фациальной зоне можно встретить практически в любых кремнистых и карбонатных породах. В последнее время на Полярном Урале и Пай-Хое обнаружены крупные его скопления, которые, вероятно, будут иметь промышленное значение. Размещение баритового оруденения подчиняется строгому литологическому и стратиграфическому контролю. Пластовые кремнисто-баритовые и баритовые залежи локализуются в глинисто-кремнистых отложениях среднего-верхнего девона на реках Пальникью, Хойла и Кара (Северо-Пай-хойское оруденение). Пластообразные сульфидно-баритовые, а в основном существенно баритовые залежи залегают в карбонатных отложениях нижнего карбона и выявлены на реках Вонкуръеган, Собь, Кара и Силоваяха. Жильные баритовые тела в гидротермально-метасоматической зоне Северного месторождения приурочены к отложениям нижнего ордовика, а Южного и Саурейского — к отложениям среднего-верхнего ордовика. Барит обнаружен также на р.Грубею в кальцитовых прожилках карбонатных отложений карбона.

Такое широкое распространение и разнообразие типов месторождений барита изучаемого региона остро ставит проблему генезиса баритовой минерализации. Попытки ее решения привели нас к необходимости проведения анализа изотопов серы барита и других минералов баритового парагенезиса с целью установления надежных критериев определения генетической природы баритовых руд. Под руководством В.И.Виноградова нами в лаборатории геохимии стабильных изотопов и абсолютного возраста ГИН АН СССР был изучен изотопный состав серы барита, пирита и галенита 60 образцов, отобранных с различных рудопроявлений Полярного Урала и Пай-Хоя. Некоторые результаты изотопного анализа серы месторождения Хойла (17 анализов) были любезно предоставлены В.И.Виноградовым.

Изотопные исследования, проведенные на сульфидно-баритовых и баритовых месторождениях (Buschendorf , 1963; Gehlen , 1966;

Соколов и др., 1978), показывают, что фракционирование серы баритов и сульфидов приводит к разбросу $\delta^{34}\text{S}$ в стороны от двух реперных объектов: от сульфата морской воды ($\delta^{34}\text{S} \approx 20,0\%$) и от сульфидной серы метеорита ($\delta^{34}\text{S} = 0\%$) или осадочных пород ($\delta^{34}\text{S} < 0$). Это объясняется не только фракционированием ювенильной серы при эндогенных процессах, но и заимствованием ее из окружающих пород или пластовых вод. Поэтому однозначно судить о роли в рудообразовании мантийной или коровой серы не всегда представляется возможным.

Изученные нами бариты и сульфиды значительно обогащены ^{34}S по сравнению с метеоритной серой (Тод, Монстер, 1964) и показывают значительную дисперсию значений $\delta^{34}\text{S}$ (см. рисунок). Однако сравнительный анализ данных позволяет все же установить ряд закономерностей изменения изотопного состава серы.

Рассмотрим особенности изотопного состава серы в различных месторождениях. Месторождение Хойла представляет собой две различные залежи барита, слагающие горы Хойламыльк и Хойлапэ, разделенные долиной реки. Залежь горы Хойламыльк сложена массивным баритом мелко-среднекристаллическим, синевато-серого до черного цвета, который сменяется на глубину серицит-барит-сульфидными, полосчатыми рудами (тип I). От нижних горизонтов к верхним $\delta^{34}\text{S}$ пирита и барита увеличивается соответственно от +17,8 и +30,2% через +21,5% и 38,7 до +40,1%. Крупнокристаллический, прозрачный барит, слагающий кавернозные породы и образующийся в более позднюю стадию гидротермального изменения первичных руд, имеет значение $\delta^{34}\text{S}$, равное +38,9 и +44,4%.

Пластовые залежи барита месторождений на горе Хойлапэ и на реках Пальникью и Каре (тип II) характеризуются широким распространением разнообразных конкреционных текстур, образование которых объясняется высокой кристаллизационной способностью барита (Чухлов, 1937). При этом намечается определенная смена текстур от сгустковых в кремнисто-баритовом веществе через конкреционно-сгустковые микро- и гигантокристаллические - в барит-кремнистом, к конкреционным, яйцевидным, округлым - в глинисто-кремнистом веществе. Значение $\delta^{34}\text{S}$ черного барита залежи горы Хойлапэ изменяется в пределах +21,3+ +31,3%; 10 значений из 17 находятся в пределах +24,0 + 26,0%. В направлении от барита с микроконкреционно-сгустковой текстурой к бариту с конкреционной текстурой величина $\delta^{34}\text{S}$ возрастает от +25,5% через +27,0% до +28,4%. Барит Пальникского месторождения, характеризующийся темно-серой, буроватой окраской, большим количеством включений аксессуарных минералов и минералов вмещающих пород, имеет более высокие значения $\delta^{34}\text{S}$: от +28,1 до +49,2%; 10 значений из

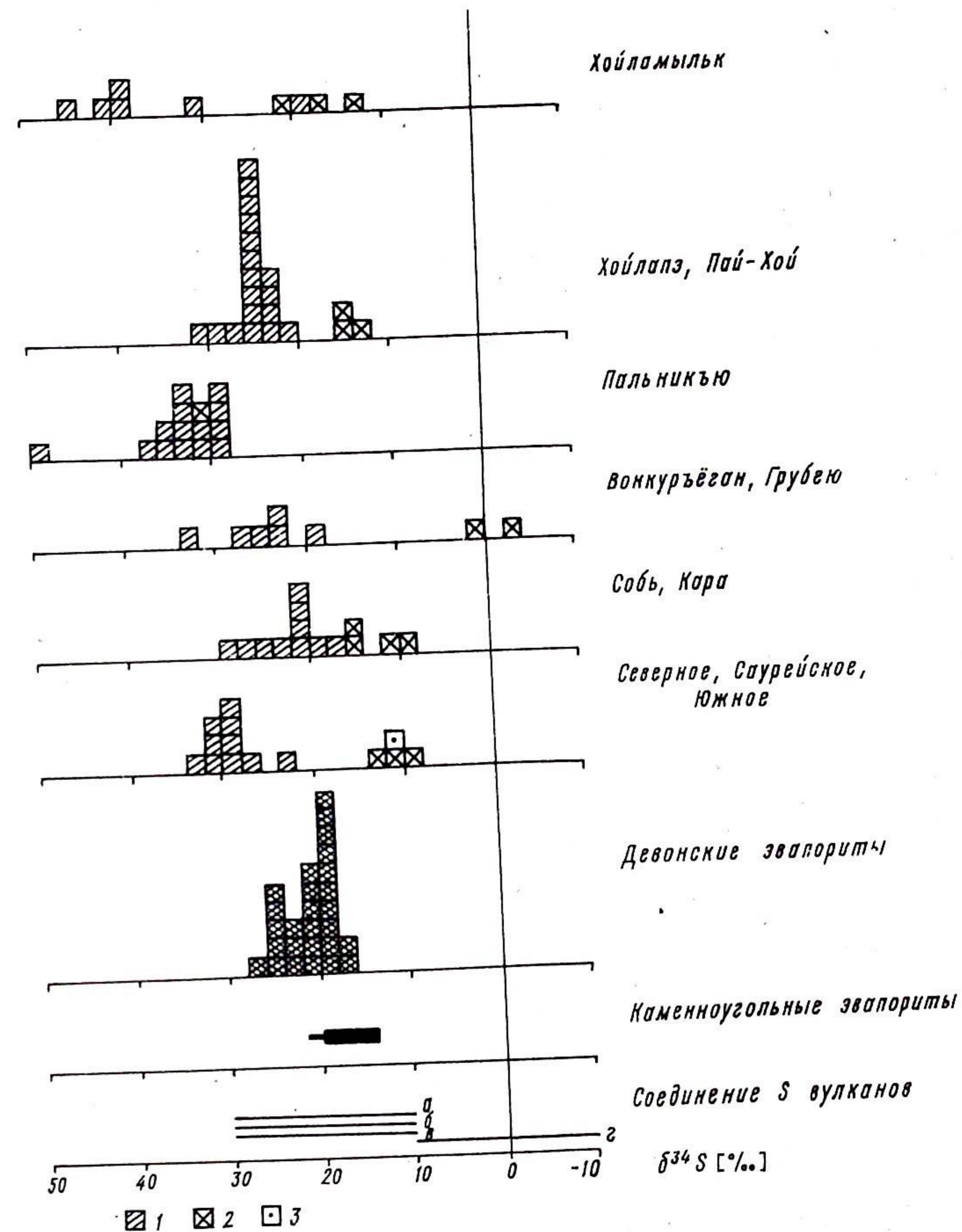


Рис. Значение $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов и барита месторождений Полярного Урала и Пау-Хоя в сравнении с величинами $\delta^{34}\text{S}$ различных соединений серы современных вулканов и каменноугольных эвапоритов (Гриненко и др., 1974, с.128-95) и девонских эвапоритов (Buschendorf, 1963). 1 - барит, 2 - пирит, 3 - галенит; а - газообразные окислы серы сольфатар, б - растворенные сульфаты горячих источников глубинного формирования, в - растворенные сульфаты гидросольфатар, г - сульфиды и сероводород сольфатар.

14 определяются рамками +28,1 + +33,3%. В ряду баритов крупно кристаллических → микроконкреционно-сгустковых → конкреционных величина $\delta^{34}\text{S}$ изменяется следующим образом: +28,1 → +28,6 → +29,3 → +35,6%. Значение $\delta^{34}\text{S}$ барита из карбонатно-баритовой, пиритизированной конкреции с р.Кары равно +23,4%, пирита - +17,0%. Измерение $\delta^{34}\text{S}$ пирита из других конкреций показали подобные значения: +17,1, +15,7%.

Барит гидротермально-метасоматических залежей (тип III) в карбонатных отложениях карбона характеризуется молочнок-белым цветом, мелко-среднекристаллической структурой, полосчато-гнездовой текстурой и имеет идиоморфные и ксеноморфные формы кристаллов, содержащих значительное количество реликтов кальцита, реже мелкие включения кварца. В этих залежах, особенно на Собском месторождении, пирит концентрируется в прослоях, обогащенных органикой. Значение $\delta^{34}\text{S}$ барита и пирита Вонкуръёганского месторождения (см. рисунок) изменяется соответственно +19,2 + +27,4% и +0,6%; Собского - +17,3 + +30,0% и +8,1 + +15,9% и Карского - +20,0, +21,6%. Изотопный состав серы барита, белого или прозрачного, приуроченного к залежам кальцитовых жил в каменноугольных отложениях, показывает еще большее обогащение серы тяжелым изотопом (+33,5%).

Барит Северного месторождения (IV тип) локализуется в существенно баритовых и кварц-баритовых жилах с незначительным количеством сульфидов, залегающих в гидротермально-метасоматической зоне. Последняя сложена кварц-серицитовыми, серицит-кварц-сульфидными породами полосчатой текстуры с прожилково-гнездовой вкрапленностью барита. Барит прозрачный или белый, практически чистый, без каких-либо заметных под микроскопом включений. Лишь иногда в нем можно обнаружить сульфиды, которые располагаются главным образом между зернами барита. Значение $\delta^{34}\text{S}$ барита из жил колеблется от +29,3 до +31,1%, из барит-кварц-серицитового метасоматита - +32,1%, из кварц-барит-сульфидного метасоматита - от +28,1 до +31%, увеличиваясь к нижним горизонтам. Из этих же штуфов измерены $\delta^{34}\text{S}$ пирита и галенита (рис.). Подобные месторождения Саурейское и Южное, располагающиеся в пределах Саурей-Лекынтальбейского рудного узла, имеют аналогичные значения $\delta^{34}\text{S}$ баритов.

Анализ значений $\delta^{34}\text{S}$ показывает, что лишь для барита горы Хойлапэ и конкреции с р.Кары можно предполагать участие сульфата воды девонского моря в процессе рудоотложения. При этом необходимо учитывать, что одним из важных факторов, определяющих состав сульфата морской воды, является вулканическая деятельность (Nielsen, 1966). Большая же часть барита типа II (конкреционно-сгусткового и

конкреционного) значительно обогащена $\delta^{34}\text{S}$ по сравнению с девонскими эвапоритами. Это явление можно объяснить утяжелением сульфата морской воды в иловом осадке (Hartmann, Nielsen, 1969) или перераспределением серы и ее изотопов на стадии литогенеза (Виноградов, 1973; Гриненко и др., 1974). Однако очень трудно тогда объяснить накопление такого огромного количества барита только за счет утяжеленного в иловом осадке сульфата морской воды и дисперсию $\delta^{34}\text{S}$ в 10%. Это заставляет предполагать привнос конкрецеобразующего вещества в иловый осадок.

Дисперсия значений $\delta^{34}\text{S}$ барита и пирита происходит вокруг сульфата морской воды (рис.). Значение $\delta^{34}\text{S}$ барита типа I (Хойламыльк) закономерно увеличивается от ранних генераций к поздним. Коэффициент разделения (K_p) также увеличивается и соответствует температурам кристаллизации барита 190 и 120°С, полученным по кривым В.А.Гриненко (1969) экспериментально установленной зависимости кинетического изотопного эффекта от температуры. Обращает на себя внимание соответствие $\delta^{34}\text{S}$ баритов типа III со значениями $\delta^{34}\text{S}$ эвапоритов девона. Вычисленный из усредненных значений коэффициент разделения изотопов серы для Собского месторождения равен 1,009, что соответствует температурам кристаллизации 260°С по кривым В.А.Гриненко и не противоречит нашим данным по температурам вакуумной декрепитации (240-360°С). Коэффициент разделения серы для Вонкуръёганского месторождения - 1,019, температура кристаллизации по кривым В.А.Гриненко (1969) - 100°С, а по кривым Сакаи (Гриненко, 1974) - 400°С. Второе значение температуры кристаллизации лучше согласуется с температурой декрепитации барита (380-400°С). При таких температурах возможно фракционирование серы в результате реакций диспропорционирования (Гриненко, 1979).

Подобным же механизмом фракционирования можно объяснить изотопный состав серы баритов и сульфидов Северного месторождения. Коэффициент разделения минералов из кварц-барит-сульфидного метасоматита имеет следующие значения:

$$\begin{aligned} \text{проба 410С } K_p &= \frac{32\text{S}}{34\text{S}} \text{ FeS}_2 : \frac{32\text{S}}{34\text{S}} \text{ BaSO}_4 = 1,018; \\ \text{проба 415 } K_p &= \frac{32\text{S}}{34\text{S}} \text{ FeS}_2 : \frac{32\text{S}}{34\text{S}} \text{ BaSO}_4 = 1,017; \\ \text{проба 415 } K_p &= \frac{32\text{S}}{34\text{S}} \text{ PbS} : \frac{32\text{S}}{34\text{S}} \text{ BaSO}_4 = 1,020; \\ \text{проба 413Б } K_p &= \frac{32\text{S}}{34\text{S}} \text{ FeS}_2 : \frac{32\text{S}}{34\text{S}} \text{ BaSO}_4 = 1,021. \end{aligned}$$

Наиболее верным следует считать K_p между галенитом и баритом, так как в этом случае есть надежные свидетельства их синхронной кристаллизации. Что же касается пирита, то по изучению в аншлифах можно

выделить две генерации, которые при отборе из протолок (а именно на протолокном материале проводился изотопный анализ) трудно разделить. Вычисленные K_p позволяют сделать вывод о температуре рудообразования около 400°C по кривым Сакаи (Гриненко и др., 1974). При этом, по справедливому замечанию В.А.Гриненко, "следует, однако, иметь в виду, что подобные расчеты ничего не говорят о возможности установления равновесия, поскольку термодинамика изучает лишь химические равновесия как таковые, а не ход реакции, приводящей к ней. Изотопное равновесие устанавливается только тогда, когда имеет место обмен изотопов между соединениями" (Гриненко и др., 1974, с. 9). По геологическим данным и результатам определения температуры вакуумной декрепитации газовой-жидких включений в барите его кристаллизация происходила также при $380-400^\circ\text{C}$.

Анализ тенденций изменения $\delta^{34}\text{S}$ в направлении от ранних генераций минералов к поздним приводит к выводу об образовании сульфатной серы за счет окисления сульфидной серы металлоносных растворов. Изменение K_p при переходе от ранних генераций к поздним указывает на увеличение температуры равновесий реакций изотопного обмена, что для рудообразующего процесса мало вероятно. Поэтому мы пока не имеем серьезных оснований делать предположение об образовании сульфатной серы за счет сульфидной, а должны признать наиболее вероятным источником серы всех изучаемых баритовых месторождений первичные эвапориты и сульфаты пластовых вод, которые вместе с Ba^{2+} и другими металлами приносились гидротермами (Юшкин, 1978) и осаждались в различных геологических средах (донные осадки морских бассейнов, метасоматически замещаемые породы, трещиноватые полости и др.).

Пластовые залежи барита в девонских отложениях образовались, как свидетельствуют приведенные данные, при самом активном участии продуктов вулканической деятельности, в результате которой, вероятно, мобилизовался и концентрировался рассеянный во вмещающих породах барит (Юдович, Пучков, 1980). Залежь горы Хойламыльк имеет, по нашему мнению, гидротермально-осадочное происхождение с наложением более поздней гидротермальной переработки баритовых руд, выраженной в текстурах скольжения и течения, замещении барита карбонатом, переотложении барита с образованием друз на стенках пустот. Залежи барита типа II, по всей видимости, имеют эксгальационно-осадочную природу и являются краевыми фациями рудоносной формации, удаленными от флюид-подводящих каналов.

Гидротермально-метасоматические залежи формируются в инверсионную предорогенную стадию развития Лемвинской зоны. Месторождение Северное, в частности, сформировалось на рубеже карбона и перми, о

чем свидетельствуют определения абсолютного возраста серицита из метасоматитов, дающие значения в 283 млн. лет (по изохроне). Баритовые руденения локализуются в литологически и структурно благоприятных средах. Если температура рудообразования меньше $350-300^\circ\text{C}$, то главным механизмом фракционирования изотопов серы является кинетический изотопный эффект. При более высоких температурах имели, по-видимому, место равновесные реакции изотопного обмена между SO_4^{2-} и S^{2-} . Этот механизм фракционирования предполагается нами в отношении Вонкурьюганского, Северного, Саурейского и Южного месторождений. По данным В.И.Силаева (1979), два последних месторождения представляют собой периферийную зону рудного узла, наиболее удаленную от рудоформирующего центра.

Как показывают результаты наших исследований, барит из рудопроявлений и месторождений разных генетических типов не имеет резких различий в значениях $\delta^{34}\text{S}$, по которым можно непосредственно делать вывод об источнике серы. Следовательно, изотопный состав серы не является строго типоморфным. Тем не менее, более детальные исследования изменения $\delta^{34}\text{S}$ баритов и ассоциирующих с ними сульфидов позволяют получить следующую весьма важную генетическую информацию.

1. Значительное обогащение сульфидов и сульфатов тяжелым изотопом серы противоречит гипотезе их образования за счет сульфата морских вод в условиях постоянного обмена придонной и иловой вод. Следовательно, возможность образования баритовых залежей хемо-биогенным способом исключается. Однако для образования отдельной вкрапленной и конкреционной баритовой минерализации подобный механизм в ряде случаев может быть допущен (Гурвич и др., 1978; Чухров и др., 1971).

2. Главным источником серы баритовых руд является коровая сера, а именно сера эвапоритов или даже первичных рассеянных баритов и сульфата пластовых вод. Подток гидротермальных растворов и смешение их с пластовыми водами по тектонически ослабленным зонам приводили при уменьшении РТ-значений (Учамейшвили и др., 1973) к кристаллизации барита в благоприятных рудовмещающих структурах.

3. Слабая минералогическая изученность месторождений стратиформного типа, на которую обращал внимание В.И.Смирнов (1966), ограничивает возможности генетической интерпретации данных по изотопии серы баритов и других минералов баритового парагенезиса. Генетическая информативность может быть существенно повышена привлечением к их интерпретации результатов онтогенетического анализа кристаллизационной истории баритовых руд.

Автор выражает глубокую признательность В.И.Виноградову и со-
трудникам возглавляемой им лаборатории за помощь в исследовании, а
также В.И.Силаеву и Н.П.Юшкину за обсуждение полученных результа-
тов.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов В.И. Историзм в геохимии в свете данных по изотоп-
ному составу серы.— В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М.:
Наука, 1973, с. 244-275.

Гриненко В.А. Высокотемпературные процессы разделения изотопов
серы.— В кн.: Разделение элементов и изотопов в геохимических про-
цессах. М.: Наука, 1979, с. 112-129.

Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы.— М.: На-
ука, 1974.— 274 с.

Гриненко В.А., Гриненко Л.Н., Загряжская Г.Д. Кинетический
изотопный эффект при высокотемпературном восстановлении сульфата.—
Геохимия, 1969, № 4, с. 484-491.

Гурвич Е.Г., Богданов Ю.А., Лисицын А.П. Поведение бария в
современном осадконакоплении в Тихом океане.— Геохимия, 1978, № 3,
с. 359-374.

Силаев В.И., Никитенко И.П. Лекынтальбейское молибден-медное
месторождение: минералогия, эволюция минералообразования, позиция в
эндогенной зональности.— В кн.: Типоморфизм и генетическая информа-
тивность минералов. Сыктывкар, 1979, с. 117-135. (Тр./Ин-т геоло-
гии Коми филиала АН СССР, вып.30).

Смирнов В.И. На международном симпозиуме по генезису страти-
формных месторождений свинцово-барит-флюоритовых месторождений.—
Геология рудных месторождений, 1966, т.8, № 4, с. 4-9.

Соколов А.С., Виноградов В.И., Петрова С.Н. О генезисе ба-
ритового месторождения Чиганак (Казахстан) по результатам изучения
изотопного состава серы баритов.— ДАН СССР, 1978, т.241, № 3,
с. 684-686.

Тод Г., Монстер Д. Распространение изотопов серы в эвапоритах
и древних осадках.— В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т.1,
с. 589-599.

Учамейшвили Н.Е., Малинин С.Д. и др. Физико-химические ос-
новы формирования гидротермального барита и некоторых типичных ас-
социаций, включающих барит.— В кн.: Международный геохимический
конгресс. Т.2. Гидротермальные процессы. М.: Изд-во АН СССР, 1973,
с. 281-291.

Чухров Ф.В. К минералогии и геохимии бария в осадочных породах

в связи с изучением керченских баритов.— Изв.АН СССР. Сер.геол.,
1937, № 3, с. 531-564.

Чухров Ф.В., Ермилова Л.П. К вопросу об изотопном составе се-
ры конкреций.— Литология и полезные ископаемые, 1971, № 3, с. 36-
46.

Юдович Я.Э., Пучков В.Н. Геохимическая диагностика глубоковод-
ных осадочных пород.— Геохимия, 1980, № 3, с. 430-447.

Юдович Я.Э., Юдина А.Б., Тимонин Н.И., Павлов Л.П. Новые
данные о проявлениях барита и серного колчедана в среднедевонских от-
ложениях Пай-Хоя.— В кн.: Литология и геохимия палеозойских формаций
севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979, с. 43-57. (Тр./Ин-т гео-
логии Коми фил. АН СССР, вып.28).

Юшкин Н.П. Барит и целестин Пайхойско-Южноновоземельской про-
винции (месторождения, минералогия, перспективы).— Сыктывкар, 1978.
— 46 с. (Сер.препринтов "Науч.рекомендации - нар.хоз-ву"/АН СССР,
Коми фил., вып.13).

Buschendorf F., Nielsen H. u. a. Schwefel-Isotopen-Untersuchungen
am Pyrit-Sphalerit-Baryt-Lager Meggen/Lenne (Deutschland) und an verschiede-
nen Devon-Evaporiten. = Geochim. et Cosmochim. acta, London, 1963, 27, S. 501-
523.

Hartmann M., Nielsen H. $\delta^{34}\text{S}$ -Werte in rezenten Meeressedimenten
und ihre Deutung am Beispiel einiger Sedimentprofile aus der Westlichen Ost-
see. = Geol. Rundschau, Stuttgart, 1969, Bd 58, H. 3, S. 621-655.

Gehlen K. Schwefel-Isotope und die Genese von Erzlagerstätten. = Geol.
Rundschau, Stuttgart, 1966, Bd 55, H. 1, S. 178-197.

Nielsen H. Schwefelisotope in marinen Kreislauf und das $\delta^{34}\text{S}$ der frühe-
ren Meere. = Geol. Rundschau, Stuttgart, 1966, Bd 55, H. 1, S. 160-172.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФЛЮОРИТОПРОЯВЛЕНИЙ В БАССЕЙНЕ р.ПЕСЧАНОЙ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ПАЙ-ХОЙ)

Ю.Н.Ромашкин

Флюоритовая минерализация в бассейне р.Песчаной приурочена к каменноугольным отложениям. Они изучались в 1972 г. Н.В.Калашниковым и А.Ф.Кунцем, в 1977 г. — Н.П.Юшкиным, в 1979 г. здесь проводились топоминералогические исследования автором.

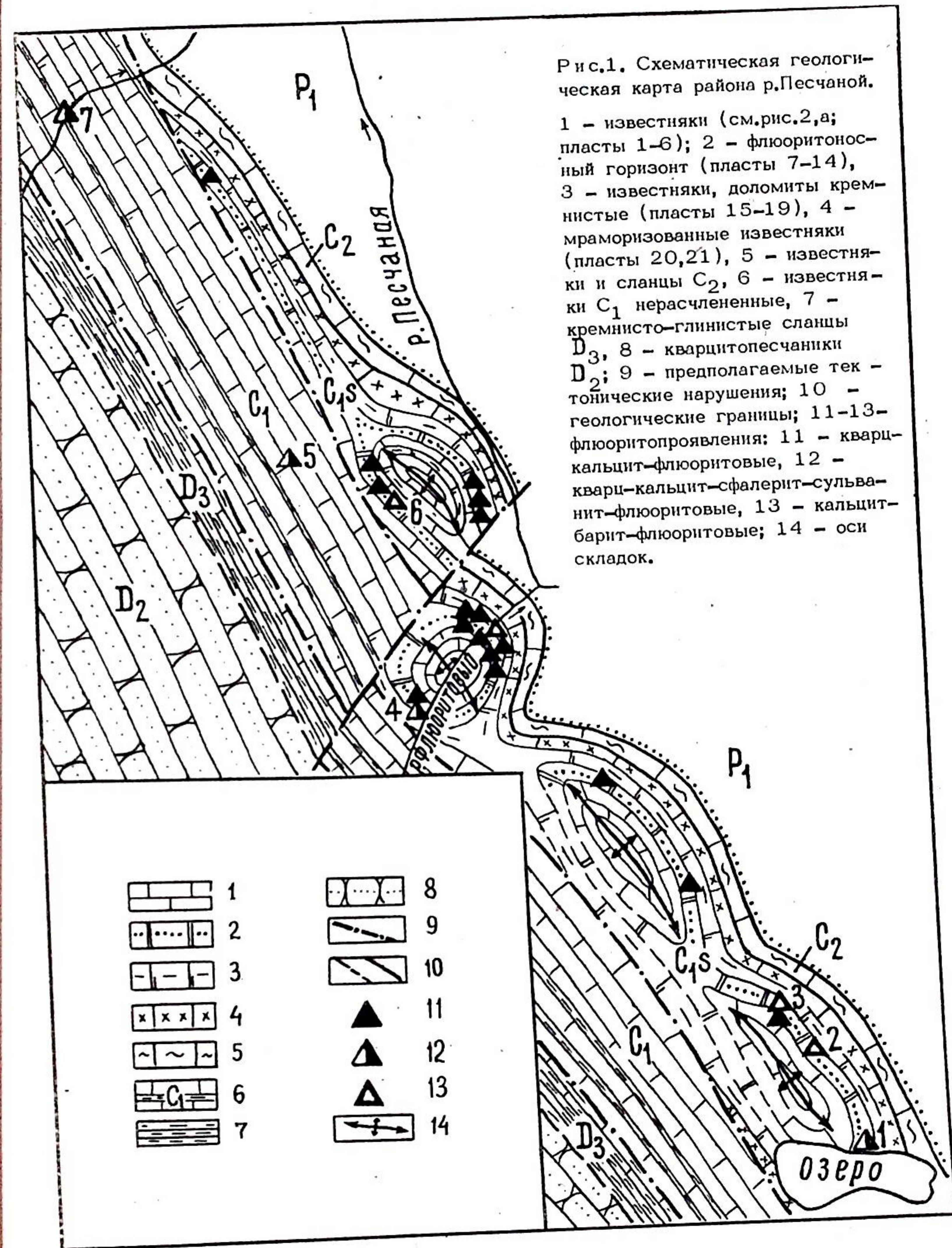
Каменноугольная толща смята в серию пологих брахиантиклинальных и линейных складок (рис.1) с падением крыльев под углами $10-25^\circ$, у контактов с отложениями перми и девона наблюдается увеличение углов до $35-40^\circ$; азимут простирания как складок, так и пород $130-145^\circ$. В северо-западной части района выходы каменноугольных отложений сокращаются, вероятно, в результате надвига, субсогласного с простиранием пород. Как правило, наиболее полно обнажены северо-восточные крылья складок.

Подробный стратиграфический разрез описан нами совместно с Н.В.Калашниковым. Здесь же приводится упрощенный вариант разреза (рис.2,а) с некоторыми непринципиальными измерениями, обусловленными минералогической направленностью данной работы. Нижнекаменноугольные отложения, в которых сосредоточены флюоритопоявления, представлены в основном известняками и доломитами (рис.2,б).

Известняки слабодоломитистые и доломитистые (1-4, 6, 8, 10, 16, 19)*, микро-мелкозернистые. Доломит в виде единичных более крупных зерен среди кальцита; редко встречается кварц в виде зерен "лапчатой" формы. Часто известняки микрослоистые.

Доломиты (7,9,14), как правило, в различной степени окварцованные, микрослоистые — чередование микро- и мелкозернистых слоев, что подчеркивается наличием кварца, сосредоточивающегося преимущественно в мелкозернистых слоях. К ним же приурочены встречающиеся

* Номера пластов в разрезе, различных по литологии или эпигенетической минерализации, соответствуют номерам образцов на диаграмме (рис.2)



Отдел	Ярус	Горизонт	Мощность, м	Колонка	№ пластов и образцов	Краткая характеристика пород	Состав эпигенетической минерализации и содержание рудных минералов, г/т	
Средний			10	[Схематическое изображение пласта]	22	Черные углисто-глинисто-кремнистые сланцы с прослоями известняков и конкрециями фосфоритов	Кварц, кальцит	
						Перерыв		
ИЖИИ	Севский + Стешевский	Противинский	3-4	[Схематическое изображение пласта]	21	Мраморовидные известняки серые	Флюорит (0,77), сфалерит (0,77), барит (16,7)	
			Перерыв					
			1,5	[Схематическое изображение пласта]	20	Мраморовидные известняки	Флюорит (0,2-7,3), сфалерит (6,5-16), барит (16-38), пирит (8-16), вуртцит (16), сульфаним (8)	
			10-12	[Схематическое изображение пласта]	19	Известняки серые с прослоями детритовых и черными кремнями		
			2,0	[Схематическое изображение пласта]	18	Известняково-доломитовая конгломерация	Флюорит (41), сфалерит (0,1) барит (10), пирит (0,35)	
			4,5-5	[Схематическое изображение пласта]	17	Известняки слоистые, в верхах - окремненные		
			4	[Схематическое изображение пласта]	15б	Доломиты кремнисто-глинистые, с радиоляриями		
			3-4	[Схематическое изображение пласта]	14	Доломиты темно-серые, окварцованные	Флюорит (1821-6587), вуртцит (3,5), сфалерит (е.з.)	Рудный горизонт-2
			2	[Схематическое изображение пласта]	13	Доломиты известковые с миндалитами кальция („глазковые“)	Флюорит (165-659), барит (38,8), пирит (3), сфалерит (е.з.), сульфаним (е.з.)	
			7-8	[Схематическое изображение пласта]	12	Доломиты (?) измененные, кальцитизированные		
			2	[Схематическое изображение пласта]	11	Доломиты „глазковые“	Флюорит (705), барит (30), пирит (3), сфалерит, сульфаним (е.з.)	
			2	[Схематическое изображение пласта]	10	Известняки серые		
			4,5	[Схематическое изображение пласта]	9	Доломиты окварцованные	Флюорит (2465-4110)	Рудный горизонт-1
			7а	[Схематическое изображение пласта]	8	Известняки серые	Флюорит (488,5)	
			1,5	[Схематическое изображение пласта]	6	Доломиты силикокремнистые	Флюорит (4060-4500)	
Севский			23-25	[Схематическое изображение пласта]	3	Известняки доломитистые, серые, с прослоями детритовых и черными кремнями		
						2	Известняки темно-серые	

- 1 [Схематическое изображение пласта]
- 2 [Схематическое изображение пласта]
- 3 [Схематическое изображение пласта]
- 4 [Схематическое изображение пласта]
- 5 [Схематическое изображение пласта]
- 6 [Схематическое изображение пласта]
- 7 [Схематическое изображение пласта]
- 8 [Схематическое изображение пласта]
- 9 [Схематическое изображение пласта]
- 10 [Схематическое изображение пласта]

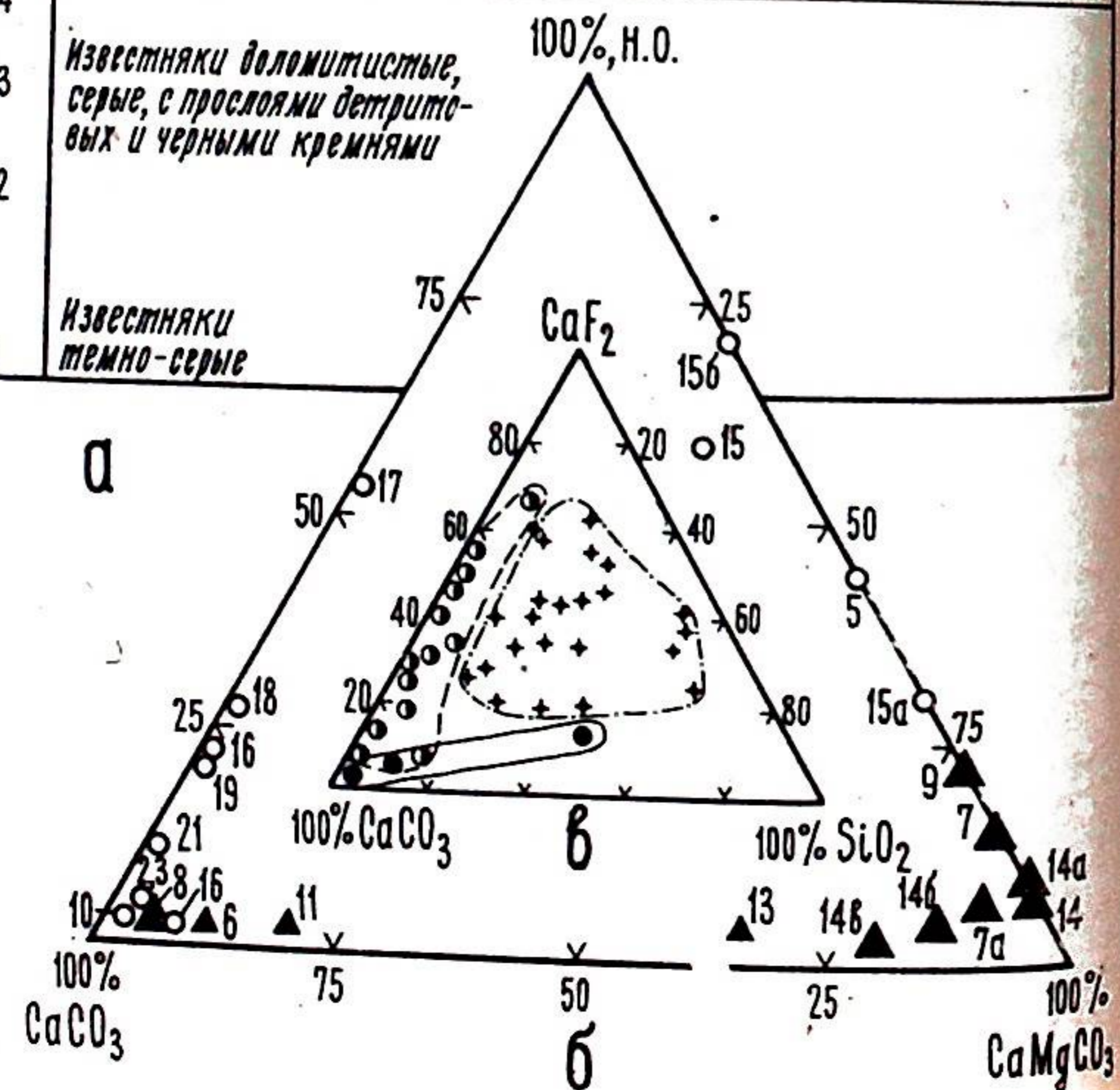


Рис.2. Разрез каменноугольных отложений на руч.Флюоритовом (а), состав пород (б) и соотношение кварц-кальцит-флюорит в месторождениях и проявлениях различных типов (в).
 1 - эпигенетическое окварцевание; 2 - желваки кремней; 3 - прожилки кварц-кальцит-флюоритовые; 4 - прожилки кварц-кальцитовые; 5 - породы из рудных горизонтов; 6 - породы с незначительным содержанием флюорита; 7 - прочие породы; 8-10 - флюоритопоявления: 8 - кварц-флюоритового типа (Амдерма), 9 - кальцит-флюоритового типа (Южно-Новоземельский и Южно-Пайхойский районы, часть проявлений Северо-Пайхойского района), 10 - кварц-кальцит-флюоритового типа (р.Песчаная).

иногда мелкие поры с укрупненными зернами доломита по зальбандам, заполненные флюоритом (аналогичная картина наблюдается и в некоторых известняках). Несколько отличаются от остальных доломиты пласта 9, в которых отмечается равномерная вкрапленность кварца, содержание которого доходит до 15-20%. Отметим, что наиболее интенсивная флюоритизация характерна именно для этого пласта. В доломитах микро-тонкозернистых, сильнокремнистых (5) зерна доломита сцементированы тонкозернистым кварцем.

Доломиты кремнисто-глинистые (15) представлены микрозернистыми, микрослоистыми породами, иногда с незначительной примесью кальцита. Кремнистая составляющая - остатки радиолярий, выполненные халцедоном (?), и в целом порода является тонким переслаиванием существенно доломитовых слоев и слоев, сложенных преимущественно радиоляриями. Промежутки между зернами доломита и радиоляриями заполнены углисто-глинистым веществом, которое располагается в виде волокнистых скоплений вдоль микрослоистости и на отдельных участках преобладает над кремнисто-доломитовой частью породы.

Рассмотрим еще три типа пород, подвергшихся значительным эпигенетическим изменениям и поэтому резко выделяющихся на общем фоне разреза.

Мраморовидная порода (пласт 12), в которой первичный серый доломит послойно замещается прослоями и линзами белого сахаровидного кальцита с извилистыми границами, в результате чего порода приобретает пятнистый облик (похожие породы описаны Г.Ф.Семеновым в 1979 г. как биогермные). И в первичной породе, и в кальците наблюдается редкая, но равномерная вкрапленность флюорита. Этот пласт перекрывается и подстилается внешне почти одинаковыми, серыми или светло-серыми пятнистыми породами (11,13), в которых пятна представлены округлыми выделениями белого кальцита от 1 мм до 1-1,5 см в диаметре, вероятно, это "очковые", или "глазковые" известняки (Юдович, 1978). Различия в пластах 11 и 13 лишь в степени их доломитизации. Пласт

11 представляет собой мелкозернистый доломитистый известняк, в котором ромбоэдрические зерна доломита четко прослеживаются среди основной более мелкозернистой кальцитовых массы, тогда как пласт 13 является доломитом известковистым. Выделения среднекристаллического белого кальцита, формирующего "глазки", довольно часто содержат в центре флюорит и реликты доломита. Количество и взаимоотношения "глазков" изменяются по мере приближения к пласту 12: вначале в породе довольно равномерно разбросаны редкие "глазки" разных размеров преимущественно округлой формы, далее их густота увеличивается и происходит определенная нивелировка размеров; форма становится более овальной, и уже в непосредственной близости от пласта 12 "глазки" начинают объединяться в четковидные прослойки. Под воздействием выветривания эти породы (11,13) иногда становятся пористыми, с поверхности кавернозными из-за частичного выщелачивания кальцита "глазков".

Известняково-доломитовая конглобрекчия окварцованная (18), макроскопически представляет пласт светло-серого, почти белого, иногда с желтоватым оттенком, цвета, с резкими контактами с перекрывающимися и подстилающими породами. В низах пласта встречаются полуокатанные обломки серых известняков, иногда доломитовых, размером до 0,2-0,3 м. Вверх по разрезу они уменьшаются в размерах и в конце концов становятся плохо видимыми в цементирующей массе невооруженным глазом, сохраняя в то же время вид овальных мелкозернистых ксенолитов с довольно четкими границами. Цемент конглобрекчии представляет неравнозернистую породу, на отдельных участках с явным преобладанием кварца (до 70%), отчего порода приобретает песчаниковидный облик в верхах пласта. Характерно, что ксенолиты известняка не подвержены окварцеванию.

Мраморовидные известняки (20,21) - белые, желтоватые, светло-серые разнозернистые породы, в различной степени окварцованные. Кварц представлен как равномерной вкрапленностью отдельных зерен, так и скоплениями мозаично погасающих более мелких индивидов. Более интенсивно окварцован пласт 21, в котором наблюдается увеличение степени окварцевания от подошвы к кровле вплоть до образования монокварцевых прослоев до 2 см мощностью, идущих в целом согласно первичной слоистости породы. Наблюдения в шлифах показывают, что как здесь, так и в конглобрекчии окварцевание происходило в результате замещения кальцита.

Эпигенетическая кварц-кальцитовая, кварц-кальцит-флюоритовая минерализация локализуется в системах трещин, имеющих азимут простирания 120-135°, падение или крутое на ЮЗ (углы 80-85°), или вертикальное, т.е. они являются субсогласными простиранию пород и попере-

ными по отношению к их слоистости или к контактам с вышележащими и нижележащими пластами. Незначительные количества минерализованных трещин наблюдаются по всему разрезу, однако пласты с интенсивной трещиноватостью очень резко выделяются на общем фоне. По разрезу пласты с густой сетью минерализованных трещин (от 25-30 до 90-100 штук на погонный метр) чередуются с пластами, которые их практически не содержат. Более того, пласты последнего типа являются как бы своеобразным барьером для прожилков, насыщающих пласты первого типа. Наиболее вероятно, что это первично диагенетические трещины (Михайлов, 1956), обновленные в результате последующих тектонических воздействий. Наряду с ними наблюдаются тектонические зоны дробления, состоящие из систем ветвящихся прожилков. Мощность прожилков различная - от 1-2 мм до 2-3 см, в линзовидных раздувах, которые периодически встречаются, - до 5-7 см. Как в них, так и в прожилках встречаются полости, инкрустированные кристаллами кварца, реже флюорита и кальцита. На отдельных участках происходит сгущение сети прожилков и формируются брекчиевидные зоны, характеризующиеся более интенсивной флюоритизацией. В них реликты вмещающих пород играют незначительную роль, оказываясь сцементированными кварц-кальцит-флюоритовым агрегатом, среди которого встречаются гнезда мономинерального флюорита размерами до 3x5x7 см. Наиболее интенсивная флюоритовая минерализация сосредоточена в пластах 7-9 (рудный горизонт - РГ-1) и 14 (РГ-2). Как видно из диаграммы (рис.2,б), построенной по результатам карбонатных анализов * чистых (без видимой эпигенетической минерализации) образцов вмещающих пород, практически все флюоритовые пласты являются доломитами с незначительной примесью кальцита и нерастворимого остатка. Последний сложен в основном кварцем. Можно отметить, что количество кальцита в доломитах увеличивается по мере приближения к участкам с флюоритовой минерализацией (рис.2,б, точки 14,14а, 14в). Возможно, это связано с выносом кальцита (при его замещении в пределах прожилка) во вмещающую породу.

Для рудных горизонтов характерен довольно однообразный состав минерализации (рис.2,а) - кварц, кальцит, флюорит. Пять проб из РГ-1 показали содержание флюорита от 1305,6 до 41110 г/т, три пробы из РГ-2 - 1821,5-6587 г/т и только в одной пробе из этого горизонта

* Анализы проводились в химической лаборатории Института геологии Коми филиала АН СССР; аналитик Л.А.Горбунова.

появились вюрцит — 5,48 г/т и сфалерит — ед.зн., т.е. можно отметить большую чистоту флюоритовой минерализации в рудных горизонтах (по крайней мере, в отношении минералов тяжелой фракции).

Пятнистые ("глазковые") доломиты и известняки содержат в составе тяжелой фракции шликров флюорит — 165–705 г/т, барит — 30–58,8 г/т, пирит, сфалерит, сульфанил — ед.зн. В связи с появлением барита следует отметить, что в юго-восточной части района (рис.1, точки 2 и 3) из развалов микрослоистых известняков, контактирующих с "глазковыми" доломитами и доломитами типа РГ-2, взяты пробы с содержанием флюорита 1570,8–1643,1 г/т и барита 58–470,4 г/т, с ед.зн. пирита и сфалерита.

Окварцованная конглобрекция и мраморизованные известняки имеют в целом близкий состав тяжелой фракции (рис.2,а). Можно лишь отметить, что в мраморовидных известняках больше барита, сфалерита и сульфанила, чем в брекчии. В неокварцованных мраморовидных известняках (пласт 20) встречается вюрцит и содержание рудных минералов в них выше, чем в окварцованных (пласт 21).

Приведем краткую характеристику рудных минералов. Флюорит — фиолетового, редко светло-фиолетового цвета, в тонких сколах прозрачный. Кристаллы флюорита, размером от 0,5 мм до 0,7–1 см в поперечнике, темно-фиолетовые, почти черные, зональные — чередование тонких, от десятых до сотых долей миллиметра зон темно- и светло-фиолетовой окраски. В свою очередь они формируют более крупные зоны с преобладанием того или иного цвета, но в целом из-за малой толщины зон кристаллы кажутся одноцветными, темно-фиолетовыми. В редких случаях отмечается более светлая внутренняя часть. Преобладающая форма — куб {100}, реже встречаются комбинации {100} {111}, {100} {110}, {100} {111} {110}. Ребра иногда сглажены, грани как гладкие, так и, реже, ступенчатые, причем на одних кристаллах ступени параллельны ребрам октаэдра, на других — куба. Барит — бесцветные и желтоватые, прозрачные кристаллы размером до 1–1,5 мм. В пробах из пласта 13 преобладают кристаллы призматического габитуса, а в пробах из точек 2,3,6 — таблитчатого, с преимущественным развитием граней пинакоида. Вюрцит — мелкие, до 0,5–0,7 мм кристаллы желто-зеленого, зеленовато-синего, бурого цвета, часто с пятнистым распределением окраски, непрозрачные. Форма кристаллов — гексагональные призмы с базопинакоидом и гексагонально-призматические таблички. Сульфанил — кубические и призматические кристаллы и их сростки, иногда со слабо развитыми гранями ромбододекаэдра. Сфалерит — зерна неправильной формы светло-желтого цвета.

В формировании кварц-кальцит-флюоритовых прожилков рудных горизонтов ведущую роль играли процессы выполения. Последовательность

выделения минералов легко устанавливается, пока мы имеем дело с полостями в рудных прожилках: сначала на стенки нарастает кварц в виде молочно-белых кристаллов, затем, если полость достаточно велика, формируются прозрачные бесцветные индивиды. В полостях незначительного размера на стенках сразу нарастает прозрачный кварц, далее образуются кристаллы флюорита, нарастающие на кварц. Однако рост кварца в период кристаллизации флюорита не прекращался, что подтверждается изредка наблюдаемыми микроструктурами обрастания флюорита кварцем. В завершающую стадию происходило отложение желтоватого кальцита-II как в виде кристаллов, нарастающих на кварц и флюорит, так и в виде агрегата, заполняющего оставшиеся полости и цементирующего кристаллы флюорита в отдельных тончайших прожилках. Отложению кальцита предшествовало незначительное дробление, о чем говорит наличие его прожилок, секущих монофлюоритовые участки, а также заполнение кальцитом трещин в кристаллах флюорита. Процессы замещения при флюоритизации играли незначительную роль и происходили, как правило, только в пределах прожилков, не затрагивая вмещающую породу — доломит, который являлся, в общем, неблагоприятной средой для замещения. Поэтому кремнефторидные растворы отдавали предпочтение более благоприятному объекту — кальциту-I из самих прожилков. В прожилках, в достаточной степени обработанных растворами, сохранились только реликты кальцита-I, в то время как подвергшийся менее интенсивной обработке кальцит-I сохранился в первоначальном виде (среднезернистые или поперечношестоватые агрегаты). По наблюдениям в шлифах замещение происходило в следующей последовательности: кварц замещал кальцит-I и в свою очередь частично замещался флюоритом. По мере замещения кальцита-I флюоритом и кварцем происходило, вероятно, постепенное увеличение щелочности среды, что приводило к некоторому растворению ранних кристаллов флюорита. Избыток CO₂ и Са в растворе частично выносился в боковые породы, о чем может свидетельствовать возрастание известковистости доломитов около контактов с рудными прожилками. Позже щелочной резерв отработанных гидротерм пошел на формирование кальцита-II, завершившего процесс минералообразования.

В общих чертах схему формирования минерализации в районе р.Песчаной можно представить следующим образом.

Первая стадия (мраморизация) — формирование зон мраморизации и связанной с ними минерализации, характерной для проявлений кварц-кальцит-целестин-барит-флюорит-сфалерит-сульфаниловой формации как в известняках, так и в известняково-доломитовой конглобрекции. К этой же стадии относятся, вероятно, и формирование некоторых прожилков кварц-кальцит-флюорит-сфалерит-сульфанилового состава, развитых преимущественно по периферии рассматриваемой территории (рис.1, точки 1,4,5,7),

а также проявления кальцит-флюорит-баритового состава (рис.1, точки 2,3,6).

Вторая стадия (окварцевание) протекала различными путями в разных по литологии и физико-механическим свойствам пластах. Первый — замещение раннего кальцита кварцем — наиболее развит в мраморах и конглобрекциях, т.е. в породах наиболее крупнозернистых. Второй — выполнение полостей — реализовался в рудных доломитах, где отложение кварца происходило в полых или частично минерализованных трещинах. Естественно, процессы замещения имели место и в этом случае, но явно подчиненное.

Третья стадия (флюоритизация) также характеризуется наличием процессов выполнения и замещения. Флюоритизации наиболее подверглись рудные горизонты, и причина избирательной приуроченности рудоносных растворов именно к этим горизонтам в общем непонятна, поскольку в разрезе присутствуют еще несколько интенсивно разбитых минерализованными трещинами пластов, где могло бы произойти отложение флюорита, но оно или крайне незначительно, или вообще не происходило. Стадии окварцевания и флюоритизации частично перекрываются.

Распространение флюоритовой минерализации как по разрезу, так и в плане характеризуется следующими особенностями, имеющими определенное практическое значение. В отложениях серпуховского яруса (тарусский + стешевский горизонты) выделены два рудных горизонта (рис.2,а) с интенсивной флюоритовой минерализацией жильного типа. Содержание флюорита составляет здесь в среднем от 4,7 до 13,3%, но не более 20%. Весьма интересным представляется установление в разрезе зоны с кальцит-барит-флюоритовой минерализацией, которая отмечена к юго-востоку (точки 2,3) и северо-западу (точка 6) от опорного разреза и предположительно должна находиться в зоне контакта пластов 11, 13 с рудными горизонтами. По простиранию рудные горизонты прослеживаются на 8-10 км (рис.1). При этом в северо-западной и центральной частях района они наблюдаются на обоих крыльях антиклиналей, а в юго-восточной — только на одном крыле (впрочем, наличие антиклинали в этой части района только предполагается). Участки концентрации оруденения отмечены на рис.1, но в действительности их, вероятно, значительно больше, поскольку только при прослеживании РГ-1 по простиранию на расстояние около 350 м отмечены 4 таких участка, а РГ-2 — 5 участков на протяжении 500 м при практически непрерывном, хотя и менее значительном присутствии флюорита на всем протяжении рудных горизонтов. По падению они прослежены в каньоне руч.Флюоритового на 50 м и на всем протяжении несут неравномерную флюоритовую минерализацию.

Флюоритопроявления в рудных горизонтах в районе р.Песчаной, являясь на данное время наиболее крупными в пределах Северо-Пайхойского

флюоритового района, заметно отличаются как от флюоритопроявлений данного района, так и проявлений большинства районов Пайхойско-Новоземельской флюоритовосной провинции. Для Северо-Пайхойского района характерны, как правило, пластовые проявления с метасоматическим, реже жильным характером минерализации, относящиеся к кальцит-сульфидно-барит-флюоритовому подтипу кальцит-флюоритового типа. Они представляют интерес скорее как проявления комплексного характера, хотя возможность образования мономинеральных концентраций предполагалась и ранее (Юшкин и др., 1977). Рассматриваемые проявления жильной минерализации кварц-кальцит-флюоритового типа являются по составу переходными от наиболее распространенных в провинции кальцит-флюоритовых к кварц-флюоритовым (рис.2,в), характерным только для Амдерминского района. Поэтому флюоритопроявления района р.Песчаной представляют практический интерес как потенциальный источник руд кварц-флюоритового типа.

ЛИТЕРАТУРА

Михайлов А.Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. М.: Госгеолтехиздат, 1956.— 153 с.

Семенов Г.Ф. Биогермные известняки в каменноугольных отложениях лемвинского типа на р.Силове (Пай-Хой).— В кн.: Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979, с.40-42. (Тр./Ин-т геологии Коми фил. АН СССР; вып.28).

Юдович Я.Э. Пай-хойский геохимический феномен. (Горизонт визейских известняков, обогащенных Sr и Ba).— В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с.21-26. (Тр./Ин-т геологии Коми фил. АН СССР; вып.27).

Юшкин Н.П., Волкова Н.В., Куниц А.Ф. Флюорит Уральско-Новоземельской провинции и проблемы его использования.— Сыктывкар, 1977. — 48 с. (Сер.препринтов "Науч.рекомендации — народному хозяйству." АН СССР, Коми фил.; вып.12).

ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И РУДОГЕНЕЗ МАРГАНЦА В
ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПАЙ-ХОЯ

Я.Э.Юдович, А.А.Беляев, М.П.Кетрис

Невысокий хребет Пай-Хой занимает центральную часть Югорского полуострова, омываемого Карским морем, и является как бы продолжением к северо-западу горного сооружения Полярного Урала. Здесь развиты два комплекса палеозойских отложений, весьма похожих на елецкий и лемвинский комплексы севера Урала (Войновский-Кригер, 1945), что впервые было отмечено В.И.Устрицким (1961). Отложения лемвинского типа отличаются массовым развитием кремнистых пород, в том числе углеродистых "черных сланцев"; для отложений елецкого типа наиболее характерны мощные карбонатные толщи. Согласно представлениям В.Н.Пучкова (1979), отложения лемвинского типа формировались на краю древнего континента, к востоку от которого располагался океан атлантического типа. Формационный анализ, проведенный А.И.Елисеевым (1978), привел его к выводу, что в палеозое граница между Елецкой и Лемвинской зонами была границей между Восточно-Европейской платформой и Уральской геосинклиналью.

Уже первые геохимические исследования типичных лемвинских толщ Урала показали, что они явно обогащены марганцем по сравнению с одновозрастными елецкими, что затем было надежно доказано многочисленными количественными анализами (Юдович, Пучков, 1976, 1980). В дальнейшем исследования на Пай-Хое показали, что обогащения Mn достигают уровня рудных концентраций. Стало очевидным, что как ранее известные на Пай-Хое окисные руды, так и обнаруженные Я.Э.Юдовичем (1977 г.) карбонатные руды марганца связаны сингенетичному накоплению Mn в определенных горизонтах разреза.

В настоящем сообщении вопросы геохимии, минералогии и рудогенеза Mn рассмотрены на обширном новом материале, насчитывающем более 500 химических определений MnO , дополненных ~ 1500 полуколичественными спектральными анализами. Для точной диагностики марганцевых фаз выполнено около 50 рентгеновских дифрактометрических и 20 ИК-спектроскопических анализов. Авторы изучили около 300 прозрачных шлифов, а также использовали ряд минералогических анализов протоколов.

В работе была применена методика среднемасштабного регионально-геохимического исследования осадочных толщ, ранее описанная достаточно подробно (Юдович и др., 1980). Ее характерные особенности составляют: а) массовое опробование осадочных толщ, обеспечивающее получение представительных коллекций, достаточных для последующей статистической обработки данных; б) массовый полуколичественный спектральный анализ всех проб, на основе которого формируются коллекции проб нормального и аномального геохимического полей, изучаемые затем отдельно; в) составление сборных проб с учетом регионального, локального, формационного, стратиграфического и литологического критериев; г) анализ сборных проб всеми доступными точными методами для получения средних характеристик отдельных литостратиграфических единиц разреза; д) анализ аномальных проб теми же методами и генетическая интерпретация аномалий.

Распределение марганца в палеозойском разрезе

На рис.1 показано частотное распределение Mn в литостратиграфических подразделениях пай-хойского палеозоя. Каждый "кирпичик" на графиках соответствует одной выборке, причем отражены и размеры выборок, и основные типы пород. Использовались данные четырех видов: единичные анализы отдельных проб, когда объем выборки равен 1; средние содержания, вычисленные как среднеарифметическое по выборке n частных проб; средние содержания, представляющие собою анализ одной сборной пробы, составленной из m частных проб; такие оценки называются средними с "неопределенным приближением"; средние содержания, вычисленные как среднеарифметические по выборке из n однотипных сборных проб, каждая из которых составлена из m частных проб — среднее с "неполно определенным приближением" (Ткачев, Юдович, 1975, с. 129). Как можно видеть на графиках, основу нашего материала составляют средние содержания того или иного типа.

Ордовикские отложения северо-восточного Пай-Хоя (5 выборок, 14 проб)*. Это нижнеордовикские песчаники с известковым цементом (мыс Соколий) и сланцы по глинистым известнякам и мергелям (Хабарово, руч.Подходный). Содержания Mn в этих породах низкие, в среднем 0,02–0,05% при колебаниях 0,015–0,075%. По сравнению с ними сланцы по глинистым известнякам хенгурской свиты O_2^1 (4 пробы, р.Тарипад) более богаты Mn — 0,11% (0,085–0,15%). Заметим, что последняя выборка характеризует лемвинские фации, а первые — елецкие.

* Коллекция Э.С.Шербакова, 1977–1978 гг.

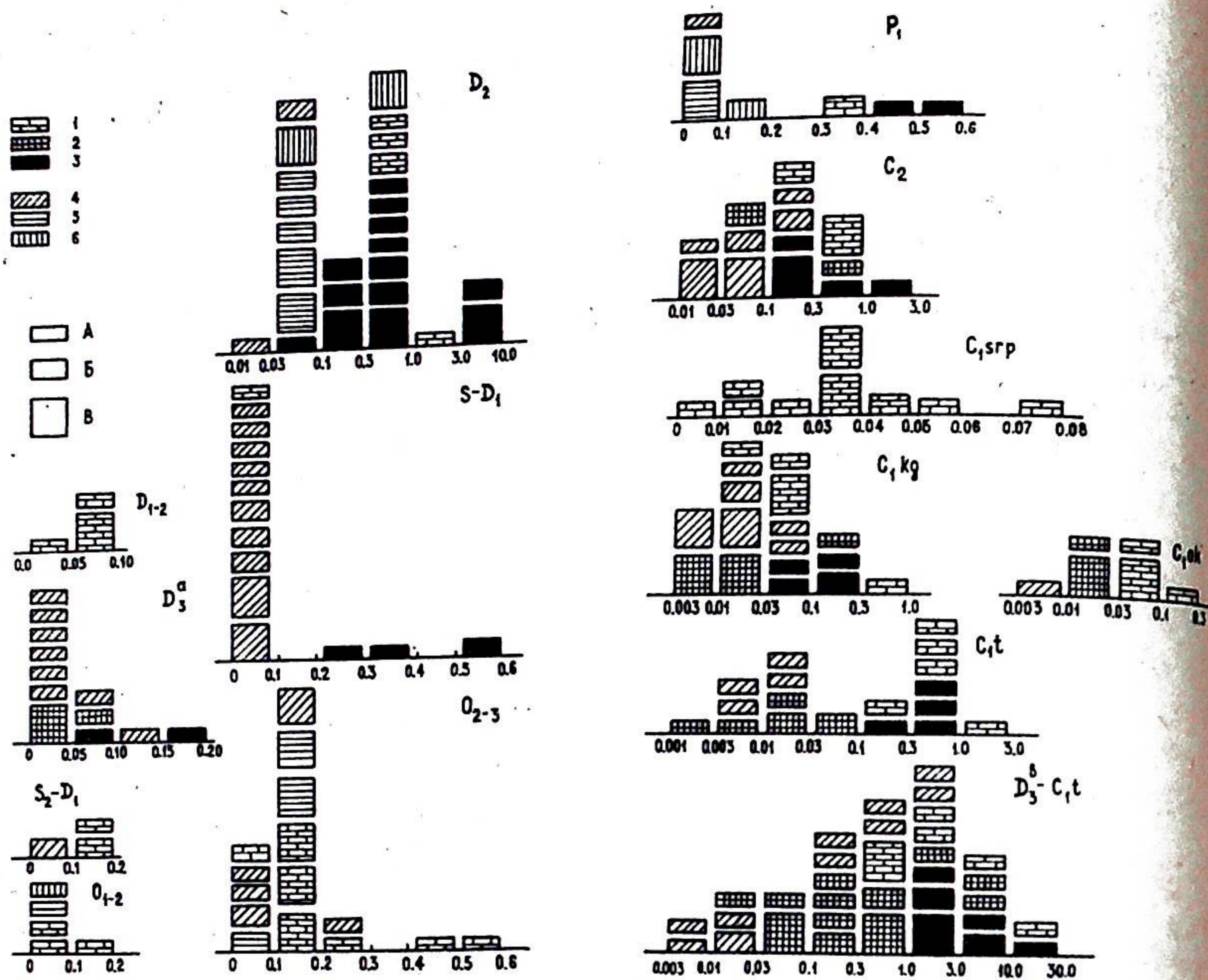


Рис. 1. Частотные графики распределения марганца.

1-6 - типы пород: 1 - карбонатные, 2 - силициты, 3 - конкреции и конкрециидные породы, 4 - кремнистые сланцы, 5 - глинистые сланцы, 6 - песчано-алевролитовые породы. Объемы выборки (число проб): А - 1-5, Б - 6-10, В - более 10

Ордовикские отложения центрального Пай-Хоя (15 выборок, 158 проб)^{***}. Датируются средним ордовиком (хенгурская и тальбейтовисская свиты O_2^1 и O_2^2) и верхним ордовиком (сопчинская свита O_3).

^{***} Коллекция В.И.Силаева (1973 г.), из которой нами составлено 17 сборных проб, и Э.С.Шербакова (1977 г.).

В кремнисто-терригенных слоях хенгурской свиты содержится в среднем 0,10-0,14% Mn с максимумом в тонких прослоях известковых кварцевых алевролитов, в которых явно проявился конкреционный эффект стягивания Mn . В более карбонатной тальбейтовисской свите с характерными прослоями мергелей с текстурами оползания осадка распределение Mn отличается контрастностью; "сланцы", т.е. сравнительно малокарбонатные породы, содержат не более 0,2%, а "известняки" (все они в действительности являются мергелями) - до 0,5-0,6%. И здесь широко проявились конкреционные эффекты перераспределения Mn из кремнисто-глинистых пород в карбонатные. В самой карбонатной сопчинской свите, где "известняков" уже заметно больше, чем "сланцев", содержание Mn снижается (в среднем 0,1-0,2%).

Силурийские отложения (14 выборок, 123 пробы)^{*}. Для оюской свиты $S-D_1$ характерно преобладание монотонных чистых глинисто-кремнистых сланцев, с прослоями сильноуглистых (C_{org} - 8%), которым подчинены прослой кремнистых известняков, пласты их обычно не превышают 0,5 м по мощности. Кремнистые сланцы, обычно углистые, нередко несут повышенные содержания фосфора, представляя собою очень бедные фосфориты (5-10% P_2O_5).

Почти все типичные оюские сланцы бедны Mn (обычно на уровне 0,01-0,05%), причем такие содержания наблюдаются даже при заметной примеси в породах карбонатного материала. Все содержания Mn , превышающие 0,1% и достигающие по отдельным пробам 1,7%, зафиксированы в тонких прослоях кремнистых известняков явно конкреционной природы.

Нижнедевонские отложения, ливановская свита (4 выборки, 19 проб). По существу это самые верхние, наиболее карбонатные слои оюской свиты, отличающиеся лишь наличием характерных "петельчатых" стилиолиновых известняков. Все карбонатные породы представляют собою мергели, с выходом н.о. 42-49% и содержат 9-13% нормативного доломита. Содержания Mn в них небольшие, но в среднем более высокие, чем в оюской свите (0,1-0,2%). В типичных петельчатых известняках отмечено до 0,27% MnO (или 0,20% Mn).

Среднедевонские отложения буреданского типа (3 выборки, 24 пробы) и падейская свита (26 выборок, 314 проб). В районе водопада

^{*} 17 анализов взяты из работы А.С.Микляева и др. (1973 г.) и 16 - из материалов Э.С.Шербакова (1978 г.). Оба автора относили опробованные отложения к среднему ордовикю.

Буредан на Каре выходит толща серых известняков, в одних разрезах обилием глинистых сланцев, а в других — чистых, почти не содержащих терригенной примеси. Эту толщу А.И.Елисеев относит к елецким фациям. Для первой разновидности, содержащей 18–32% н.о., характерно содержание Mn около 0,1%, что сближает ее с лемвинскими карбонатами. Для сравнения укажем, что такие типичные елецкие карбонатные породы, как живецкие глинистые известняки Северного Урала (р.Подчерем), содержат Mn на целый порядок меньше. Другую разновидность А.И.Елисеев склонен относить к рифогенной фации. Эти породы значительно чище (по сборной пробе содержание н.о. 3,36%), несколько более магнезиальны (около 2% нормативного доломита) и очень бедны Mn (в среднем 0,03–0,05%).

Падейская свита — это сложно построенная толща, для которой наиболее характерно массовое развитие терригенных пород — глинистых сланцев и кварцевых песчаников. В общем, в нижней части свиты (переход к оюской) преобладают глинистые сланцы, довольно много известняков; в средней части преобладают терригенные породы — глинистые в восточных разрезах и песчаные — в западных; в верхней части сланцы становятся отчетливо кремнистыми (переход к D_3), нередко углистыми, и в кровле появляются маркирующие пласты обломочных известняков (криноидно-детритовые конглобрекции). Частая перемежаемость в разрезе разных по составу и пористости осадков создала возможность для мощных постседиментационных миграций вещества. Поэтому падейская свита выделяется обилием конкреций — кремнистых, баритовых, карбонатных, сульфидных и комплексных: кремнисто-карбонатных, карбонат-пиритных и др. Некоторые из этих конкреций недавно были изучены, и минералогический состав их оказался очень сложным (Юдович, Юдина и др., 1979). Важно подчеркнуть, что признаки мощных конкреционных процессов проявляются и в пластообразных телах, совсем не похожих на конкреции. К таковым относятся большинство маломощных (менее 0,5 м) прослоев песчаников и известняков. Согласно классификации Я.Э.Юдовича (1980) их необходимо относить к конкрецидным (или к слабо конкрецидным) породам. Без учета этого обстоятельства нельзя правильно истолковать распределение Mn в разрезе. По содержаниям Mn падейские отложения распадаются на три группы. В первую попадают большинство глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, мощные пласты песчаников, из конкреций — пиритовые; во всех них содержания Mn убогие, не достигающие 0,1%. Во вторую группу (0,1–1%) попадают маломощные пласты известняков и песчаников, а также большинство конкреций: баритовых, пирит-карбонатных, карбонатных. Наконец, в группу, где содержания Mn превышают 1%, попадают только два типа пород — явно конкрецидные маломощные

песчаники и известняки (максимальное содержание Mn — 1,55%) и особые кремнисто-карбонатные конкреции с обильным пиритом, распространенные в верхних слоях падейской свиты. В них содержание Mn достигает 21,88%, со средним на уровне около 12%. Эти образования подробнее описаны ниже.

Верхнедевонские отложения, нижняя толща D_3^a (13 выборок, 53 пробы). Представлены ритмичным чередованием кремнисто-глинистых (темных) и глинисто-карбонатных (более светлых) сланцев, создающим в обнажениях характерную картину “збровидной” полосчатости. В верхних толщах (переход к D_3^b) появляются черные силициты (фтаниты). Для большинства ритмично-слоистых сланцев характерно невысокое содержание Mn — менее 0,1%. При этом содержание Mn строго следует за карбонатностью, что видно при опробовании соседних слоев одного ритма:

менее карбонатный слой: CO_2 3,17, Mn 0,055%;

более карбонатный слой: CO_2 15,48, Mn 0,20%;

сланцы ритмично-слоистые в целом (сборная проба из трех частных проб): CO_2 8,78, Mn 0,15%.

Минимальные содержания Mn отмечены в углистых разновидностях сланцев и во фтанитах (0,005–0,02%), а максимальные (до 0,3%) — в горизонте кремнистых конкреций с примесью карбоната из нижних слоев толщи.

Верхнедевонские отложения, верхняя толща D_3^b (39 выборок, 119 проб). Толща обладает очень сложным строением, но в целом в ней преобладают кремнистые породы: светлые и темные кремни, цветные (зеленые, сиреневые, сургучно-красные) яшмоиды с подчиненным количеством глинисто-кремнистых сланцев и кремнистых известняков. Толща характеризуется значительным материалом. По содержаниям Mn выделяются три группы. В первую, с низкими содержаниями (0,003–0,1%), попадают все бескарбонатные кремнистые породы — как массивные силициты, так и кремнистые сланцы. Во вторую, с содержаниями 0,1–1,0%, попадают те же породы, но с примесью карбоната, достигающей 10% по CO_2 , а также светлые кремнистые известняки. Наконец, третью группу, с содержаниями Mn более 1%, образуют карбонатно-кремнистые породы — яшмоиды, пласты конкрецидных кремнистых известняков и типичные конкреции. Наивысшие содержания Mn зафиксированы в пластах черных кремнистых известняков непосредственно над пачкой яшмоидов (слои, переходные к S_{1t}) — до 21,84%. Для яшмоидов типовым можно считать 2–4% Mn . Несмотря на отмеченную зависимость содержания Mn от карбонатности, все же главным фактором марганценосности разреза является не литологический, а стратиграфический. Действительно, все выделенные концентрации Mn (а также сопровождающего его Fe) четко лока-

ризваны в яшмоидах, в пачках пестрых кремней и черных карбонатов, подстилающих и перекрывающих яшмоиды. В этом стратиграфическом интервале, средней мощностью около 20 м, марганцем и железом обогащены все типы пород, включая и силициты, и глинисто-карбонатные кремнистые сланцы. Поэтому менее карбонатные породы, такие, как яшмоиды, могут нести более высокие содержания Mn по сравнению даже с кремнистыми известняками, но залегающими ниже по разрезу. К указанному горизонту, содержащему карбонатные руды Mn, относятся и все известные на Пай-Хое проявления гидротермальных окисных руд Mn и Fe.

Турнейские отложения C₁^t (19 выборок, 50 проб). Это черная монотонная толща, представленная ритмичным чередованием фтанитов и глинисто-кремнистых, часто углистых сланцев, с преобладанием первых. В низах толщи, над яшмоидами, много известняков, выше по разрезу они почти исчезают. Обогащение Mn, свойственное верхам D₃, продолжается и в низы C₁, представленные кремнистыми известняками и карбонатными силицитами. Породы нижней части разреза образуют на графике обособленную группу с содержаниями Mn, превышающими 0,1%. Максимальное содержание 2,17% зафиксировано в рассланцованных кремнисто-доломитовых породах на р.Каре. Залегающие выше по разрезу силициты и сланцы несут уже весьма убогие содержания Mn, с модой в интервале 0,01-0,03% и с минимальными содержаниями, составляющими всего 0,002-0,005%.

Нижневизейские отложения (24 выборки, 151 проба), или кожимский ярус, по В.А.Черных (1976). Толща имеет очень сложное строение и следующие характерные особенности: а) повышенную долю кремнисто-глинистых сланцев по сравнению с фтанитами, тогда как в турнейских слоях соотношение было обратным; б) своеобразный облик самих фтанитов - серые, тусклые, матовые "визейские" фтаниты в отличие от черных, блестящих в изломе, с полураковистым изломом "турнейских"; в) присутствие в сланцах фосфоритовых конкреций; г) присутствие обломочных известняков; д) обилие кремнистых и карбонатных конкреций. Сланцы и фтаниты мало отличаются от турнейских; модалные содержания Mn составляют в них 0,01-0,03%. Более высокие содержания (0,03-0,1%) отмечены в известняках и конкрециях, а также в сланцах, содержащих примесь фосфата и карбоната. Наконец, интервалу содержаний Mn 0,1-1,0% отвечают только карбонатные конкреции или тонкие пласты конкрециодных известняков. Максимальные содержания 1% отмечены в кремнисто-карбонатных конкрециях и кремнистых фосфоритах с заметной примесью карбоната (10,54% CO₂).

Нижне-средневизейские отложения, окский ярус (6 выборок, 85 проб). Это монотонная, существенно карбонатная толща, сложенная плас-

тами (0,1-0,5 м, редко больше) равноплитчатых серых известняков, ритмично разделенных прослоями черных кремней или углисто-кремнисто-глинистых сланцев. Кремни часто имеют конкреционный линзовидный облик. Типичные окские известняки содержат около 0,05% Mn, а переслоенные с ними карбонатные кремни (6-14% CO₂) - вдвое меньше - 0,025% Mn. И только одна проба доломитовых известняков с руч.Гудыршор показала 0,16% Mn.

Верхневизейские -серпуховские отложения (15 выборок, 103 пробы). Выделение серпуховского яруса пока совершенно условно и сделано для того, чтобы подчеркнуть исключительное литологическое своеобразие толщи, лежащей между окской и среднекаменноугольной (Юдович, 1979; Семенов, 1979). Самыми характерными породами здесь являются сахарно-белые мраморовидные, тонкополосчатые и глазковые известняки и доломиты. Толща содержит несколько пластов карбонатных брекчий, а сверху без постепенного перехода сменяется черными сланцами C₂. Характерно также постоянное присутствие флюорита и резкое накопление Sr и Ba, вплоть до формирования пластовых тел баритов (Юдович, 1979). Все серпуховские карбонаты содержат мало Mn, модой в интервале 0,02-0,04%. Лишь в некоторых доломитах содержание поднимается до 0,075%.

Средне-верхнекаменноугольные отложения (27 выборок, 225 проб). Очень сложно построенная толща, в которой А.С.Микляев выделяет три пачки. Нижняя часть разреза напоминает отложения кожимского яруса (сланцы, фосфоритовые конкреции, обилие обломочных известняков), средняя часть более светлая и кремнистая, верхняя - наиболее глинистая. Отложения C₂ по сравнению с другими слоями карбона отличаются повышенной марганцевистостью. Так, по 14 сборным пробам глинисто-кремнистых черных сланцев (60 частных проб) среднее содержание Mn составляет 0,09%, а в отдельных сборных пробах - до 0,29%. Содержания Mn довольно четко коррелируют с карбонатностью сланцев: от 0,01-0,03% в наименее карбонатных сланцах с содержанием CO₂ менее 1%, до 0,1-0,3% в сланцах, содержащих 2-3% CO₂. Значительно богаче Mn известняки; при внешнем сходстве с нижневизейскими они отличаются заметно повышенной доломитовостью (до 23% нормативного доломита). Наиболее характерная группа кремнистых, обычно обломочных известняков, по данным анализов пяти сборных проб, составленных из 25 частей, содержит 0,56% Mn, при колебаниях по сборным пробам от 0,06 до 1,08%. Эти содержания намного выше, чем в известняках и доломитах нижнего карбона. Представляется вполне закономерным, что и карбонатные конкреции в этих отложениях "наследуют" повышенную магнетизальность, свойственную окружающим их породам - вплоть до образова-

ния кремнистых доломитовых "бомб" (мегаконкреций), в которых зафиксировано максимальное содержание Mn (4,65%).

Нижнепермские отложения (7 выборок, 62 пробы). С известной условностью можно выделить два типа разрезов - черносланцевый и молассовый. Первый является непосредственным продолжением толщи C_2 - C_3 (?) и наблюдался лишь в некоторых пунктах по р.Каре. От подстилающих толщ он отличается пониженной кремнистостью, повышенными глинистостью и карбонатностью. Второй тип разреза вполне может быть отнесен с юнъягинской серией P_1 Печорского угольного бассейна и представляет собою типичную нижнюю молассу-флишоидное чередование полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями седиментационно-диагенетических мергелей. Кремнистых пород здесь, по-видимому, нет. Условность выделения этих типов разреза в том, что они, может быть, - разновозрастные, так что черносланцевый тип отвечает просто самым низам P_1 , а молассовый - ее более высоким горизонтам. Уточнение этого является важной задачей, так как именно в черносланцевом разрезе P_1 на Новой Земле геологами объединения Севморгео недавно обнаружены карбонатные руды Mn^* , которые, может быть, были пропущены при опробовании карских разрезов. Черные сланцы P_1 несут очень мало Mn - всего 0,01%. В молассовом же разрезе распределение Mn в общем такое же, как отмечено в аналогичных толщах Предуралья - ского краевого прогиба (Кетрис, 1976; Юдович, Майдль и др., 1979; Юдович, Пучков, 1980). Здесь максимальными содержаниями 0,3-0,5% Mn характеризуются мергели, обычно конкрециидные, а также явные конкреции; в 2-3 раза меньше Mn в песчаниках, в которых всегда отмечается заметная примесь карбоната (5-6% CO_2), еще меньше (0,08%) - в аргиллитах и минимум (0,04%) отмечен в алевролитах.

Если теперь свести обобщенные данные по типам пород (табл.1), то хорошо видно, что распределение Mn в палеозойском разрезе явно контролируется стратиграфическим фактором. Это означает, что определенные интервалы разреза по сравнению с другими заметно обогащены Mn : это верхи падейской свиты, пограничные слои D_3 - C_1t и отложения C_2 . Если же мощное влияние этого фактора зафиксировать, т.е. рассматривать распределение Mn внутри стратиграфических интервалов, то можно построить ряд возрастания средних содержаний Mn : сланцы, кремнистые сланцы → глинистые сланцы, алевролиты → песчаники (мощные

* Об этом нам стало известно благодаря главному геологу Новоземельской партии Л.Г.Павлову, сообщившему эти данные и любезно передавшему нам образцы на исследование.

Таблица 1

Средние содержания Mn (в %) в основных типах пород палеозоя Пай-Хоя

Возраст	Сланцы глинистые и кремнисто-глинистые	Песчаники, алевролиты	Карбонатные породы	Сланцы кремнистые, глинисто-кремнистые	Силициты (фтаны - ты, кремни, яшмоиды)	Конкреции существенно карбонатные и конкрециидные породы
O_1-2 ¹⁾	0,03	0,055	0,02-0,10	0,03-0,25		0,50-0,60
O_2-3	0,05-0,20		0,08-0,20	0,01-0,08		0,30-0,60
$S-D_1$			0,02-0,10	0,01		
S_2-D_1			0,10-0,20			
D_1-2 ¹⁾			0,03-0,10			
D_2pd	0,01-0,10	0,05-1,5	0,35-1,5	0,02-0,15 0,005-0,20	0,002-0,10 {0,01-0,35 0,2-8;0,3}	{0,05-1,0 6,0-12,0 ²⁾ 0,15-0,30
D_3a			0,30-11,0	0,005-2,0		1,0-14,0
D_3-G_1t			0,20-2,0	0,005-0,05		0,20-0,90
C_1t			0,03-0,75	0,005-0,045		0,20-0,30
C_1kg			0,02-0,15	0,003	0,025	
C_1ok			{0,001-0,04 0,025-0,075 ⁴⁾			
C_1seap			0,20 - 1,0	0,015-0,15		0,30-2,5
C_2-3	0,05-0,10	0,04-0,15	0,35	0,01	0,01-0,4	0,40-0,50
P_1						

Примечания. 1) - елецкие фаши; 2) - конкреции марганцевистые; 3) - яшмоиды; 4) - доломиты

пласты) → карбонатные породы → конкрециодные карбонатные породы и песчаники (тонкие пласты) → настоящие карбонатные конкреции. Этот ряд отражает зависимость содержаний Mn еще от двух факторов: от содержания в породах карбонатного вещества – носителя Mn и от интенсивности диагенетического процесса перераспределения Mn из терригенного и кремнистого вещества в карбонатное. Как видно из рис.2, построенного для всего разреза в целом, наиболее четко связь между карбонатностью пород и содержанием в них Mn проявлена для песчаников; в конкрециях и конкрециодных породах корреляционное поле сильно размыто, в карбонатных породах связи нет, а в кремнистых сланцах она ощущается лишь начиная с 3–4% карбонатного вещества. Интенсивность диагенетического обогащения Mn

при прочих равных условиях, т.е. при зафиксированных стратиграфическом и литологическом факторах, стоит в обратной зависимости от мощности пластов: чем тоньше пласт, тем больше в нем Mn. Эта зависимость, характерная для геохимии Mn, отмечалась нами и ранее (Кетрис, 1976; Юдович, Пучков, 1980). Что касается карбонатных пород, то существует определенная эмпирическая закономерность: наиболее высокие концентрации Mn отмечаются только там, где в разрезе появляются доломиты и доломитовые породы, хотя прямой связи $MnO-MgO$ и не заметно.

Руды марганца

К тем интервалам разреза, которые обогащены марганцем, приурочены и руды марганца, которые в этом смысле можно имено-

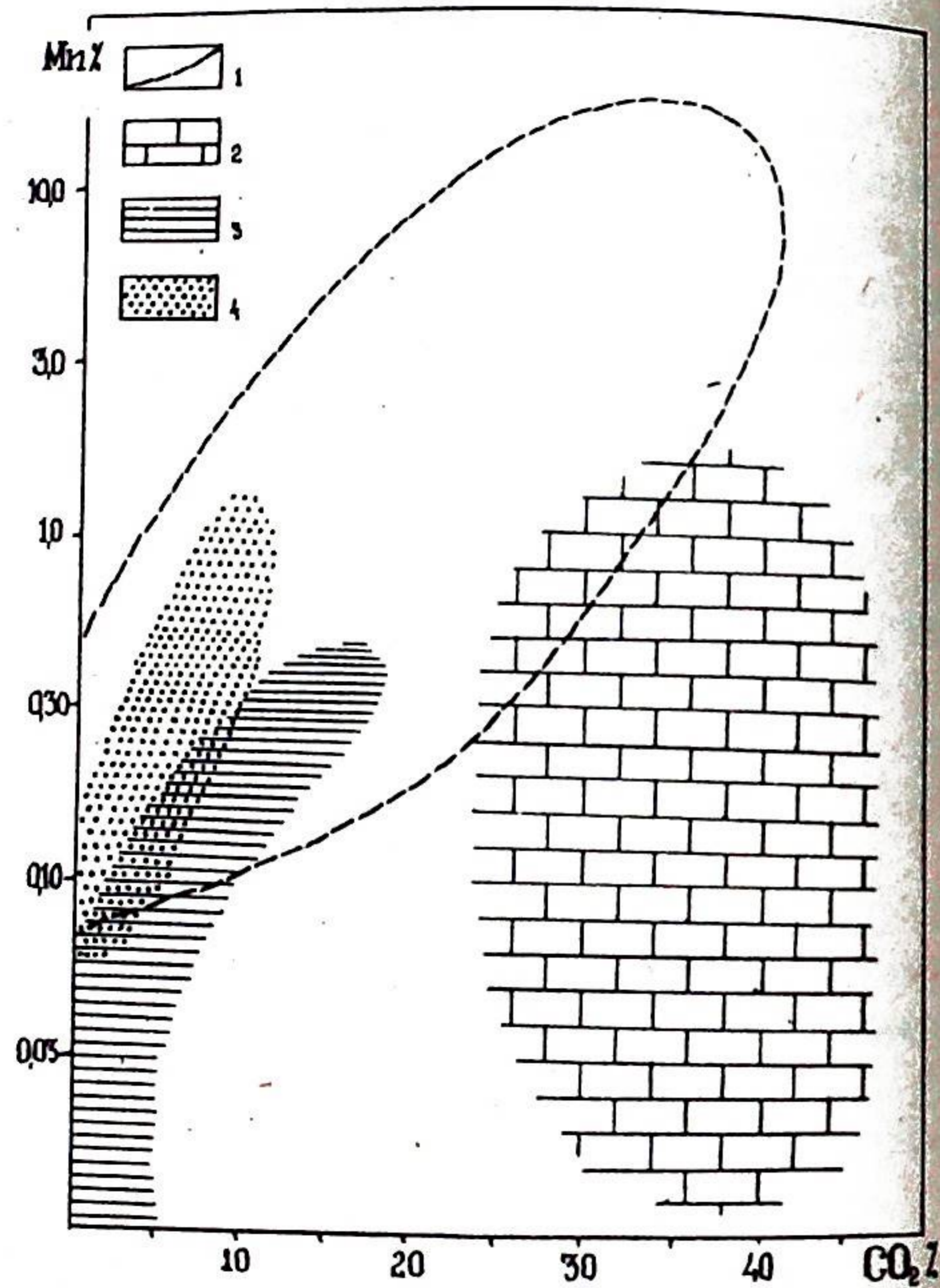


Рис.2. Соотношение между карбонатностью пород и содержанием в них марганца. Масштаб для Mn логарифмический. 1–4 – поля пород: 1 – конкрециодных и конкреционных, 2 – карбонатных, 3 – кремнистых сланцев, 4 – песчаников и алевролитов.

вать стратиформными. Можно выделить по составу и генезису три типа руд: гидротермальные окисные, гидротермальные карбонатные, осадочные карбонатные (седиментационно-диагенетические).

Гидротермальные окисные руды приурочены к верхнедевонским яшмоидам, несущим явственные следы гидротермального изменения. В некоторых обнажениях удается проследить всю гамму этих изменений от неизмененных яшмоидов, т.е. гематит-содержащих кремнистых пород со значительным содержанием карбоната, через переходные разновидности частично выщелоченных яшмоидов с пониженной карбонатностью, вплоть до совершенно бескарбонатных фарфоровидных пористых кремней белого, розового, желтого цветов. По мере начального изменения яшмоидов в трещинах и зонах дробления появляются натечные агрегаты выполнения, сложенные псиломеланом, может быть, и пиролюзитом (данные А.В.Лоскутова, Н.П.Юшкина), а также, по нашим данным, криптомеланом, браунитом и, по-видимому, гаусманитом. Чем сильнее степень изменения яшмоидов, тем, в общем, и более обильна эта вторичная минерализация, которая размещается уже не только в трещинах, но и в порах, на месте выщелоченного карбоната. Указанные переходы можно наблюдать, например, в обнажении на правом берегу р.Силоваяхи напротив устья руч.Варкашор. Здесь видна зона прожилково-вкрапленных окисных руд (рис.3) среди кремнистых и слюдисто-кремнистых сланцев, причем внутри рудных выделений устанавливаются реликты первичного субстрата, т.е. карбонатно-кремнистых яшмоидов. Многие выщелоченные породы превращены в охры, вероятно, уже в результате современных гипергенных процессов.

Важно подчеркнуть, что процессы гидротермального выщелачивания развиты гораздо шире, чем это представляли до сих пор. В ряде случаев они охватывают большие массивы яшмоидов и сопутствующих им карбонатно-кремнистых пород (фганитоидов), но далеко не всегда в обнажениях такой процесс может иметь явную связь с рудоотложением марганца и железа в окисной форме – они могли быть вынесены выщелачивающими растворами достаточно далеко от зоны выщелачивания. Это, по-видимому, и ввело в заблуждение некоторых геологов, признававших выщелачивание там, где имелись руды, и не заметивших его там, где явных руд не обнажалось. Мы имеем в виду серию длинных обнажений необычно светлой толши D_3-C_1t на правом берегу Кары, напротив устья р.Большой Серью. Эта толща фарфоровидных белых, розовых, кремневых небольших прослоями кирпично-красных яшмоидов) карбонатно-кремнистую толщу D_3-C_1t , что была выделена в особый "кремнистый тип разреза" (Микляев и др., 1973 г.). В действительности тип разреза D_3-C_1t на большой территории остается неизменным, а наблюдаемая разница



Рис.3. Схема геологического строения проявления окисных руд Mn в среднем течении р.Силова-яха. Составил А.А.Беляев, 1979 г.

1 - сланцы слюдисто-кремнистые, тонкослоистые; 2 - кремнисто-карбонатные породы; 3 - охры; 4-5 - марганцевые руды: 4 - сплошные и вкрапленные, 5 - прожилковые.

обязана мощным процессам выщелачивания, наложенным на первоначально темную толщу и сопровождаемым ее осветлением. Действительно, точно такие же кремневые фарфоровидные, бескарбонатные, обычно высокопористые кремни сопровождают обильные проявления марганцевых руд на Каре ниже устья р.Бруссяхи и в ряде мест на р.Силоваяхе.

Гидротермальные карбонатные руды - это обычно маломощные жилы и прожилки, тяготеющие к тектоническим зонам дробления. Видимо, в большинстве случаев дальность переноса рудного вещества здесь была большей, чем в случае окисных руд. С поверхности они почти всегда покрыты корками окислов Mn и Fe, так что их существенно карбонатная природа обнаруживается иногда только анализом. Таковы, например, жильные выполнения небольшой мощности в тектонической зоне между блоками C_1 и C_2 на р.Каре ("Карский участок" у А.С.Микляева, 1973 г.) похожие образования в зоне разлома среди визейских или турнейских

кремнисто-глинистых сланцев в 1,2 км выше устья р.Большой Серью по правому берегу Кары. В первом из них (обр. Ка 52/897) в солянокислую вытяжку переходит 15% MnO и 5,92% FeO, а рентгеновский анализ позволяет определить карбонатную фазу как железисто-цинкистый родохрозит (рефлексы 3,61, 2,81, 2,36, 1,981, 1,810, 1,746, 1,517 Å), что подтверждается и высоким содержанием цинка (0,61%). Во втором (обр. Ка 85/1537) в солянокислую вытяжку перешло 20,76% MnO, а рентгеновский анализ фиксирует родохрозит (рефлексы 3,64, 2,87 Å и др.), видимо, тоже с примесью цинка (0,17%). В других случаях карбонатные минералы марганца встречены в существенно кварцевых жилах, например, среди отложений D_3-C_1t на руч.Гермес (обр. Ка 23/459). Рентгеновский анализ показал, что наряду с преобладающим кварцем здесь присутствует сложная смесь марганцовистых и мангано-кальцитов (рефлексы 2,99, 2,26, 1,903, 1,853, 1,810 Å и др.), в солянокислую вытяжку перешло 23,63% CaO и 4% MnO.

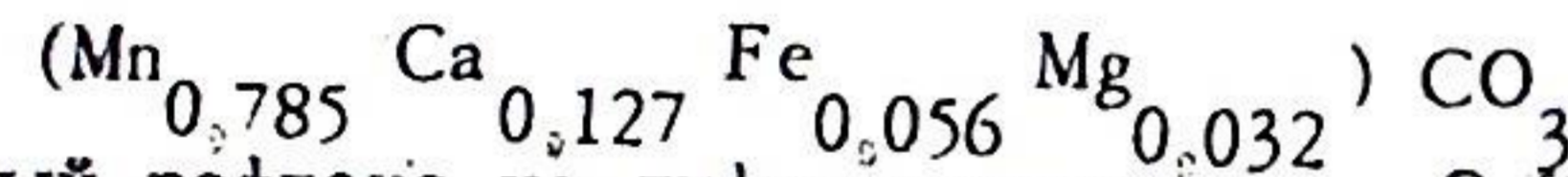
Вероятно, к объектам того же типа (?) следует отнести и пластовое тело кремнистого карбоната, обнаруженное А.А.Беляевым на левом берегу Кары в 0,3 км выше устья руч.Нявьёркаяки. Здесь хорошо заметна зона тектонической брекчии мощностью 6-8 м, представленная обломками рассланцованных известняков, сланцев и фтанитов. Над нею находятся измененные верхнедевонские породы: кремнистые известняки и фтанитовиды с небольшими линзовидными телами окисных Mn-Fe руд трещинного типа, а под нею - охристый, пятнистый пласт кремнистого карбоната. Микроскопическое изучение показывает, что в кремнистом каркасе размещены, по-видимому, вторичные выделения микрозернистого карбоната. Рентгеновский и химические анализы позволяют считать, что это смесь сидерита и родохрозита; в солянокислую вытяжку из пород (обр. 18/53 а, б) переходит 16,50-16,80% MnO и 24,31-24,93% FeO. Этот пласт имеет мощность около 1,5 м и прослежен на 10-12 м по простиранию. Пока что это - самый перспективный объект разведки марганцевых руд, хотя природа его может быть иной (осадочные руды?), не гидротермальной.

Осадочные карбонатные руды вполне можно именовать седиментационно-диагенетическими, ибо ясно, что первичные концентрации Mn формировались в седиментогенезе при условии усиленного поступления Mn в осадок, а дальнейшее концентрирование Mn, вплоть до рудных значений, происходило в ходе конкреционных диагенетических процессов. Эти руды строго приурочены к интервалам разреза с повышенным фоном Mn: верхам D_2 и пограничным слоям D_3-C_1t . Конкреционные образования в углисто-глинисто-кремнистых сланцах падейской свиты имеют облик либо настоящих конкреций поперечником до 0,3 м и длиной до 0,5 м, либо

что наблюдалось чаще, — характерных “поленообразных” тел длиной 1–2 м, поперечником обычно 0,2–0,3 м. Эти “поленья” скорее всего являются формой будирования карбонатно-кремнистых пластов, зажатых между более пластичными сланцами, и, таким образом, первоначальная мощность этих конкрециидных пластов составляла также 0,2–0,3 м. В отложениях D₃–C₁ имеются пласты и конкреционные линзы кремнисто-карбонатных пород в черных фтанитах и цветных яшмоидах. В первых они почти не выделяются в обнажениях, но все же отличаются повышенными плотностью и прочностью. Мощность этих тел различна, обычно не более 0,5 м, при длине до 10 м и более (?). Химические анализы показали широкие вариации содержаний MnO и FeO (табл.2), достигающих 28–29 и 27–29% соответственно. Содержание валового железа в действительности может быть значительно выше за счет части Fe в составе пирита (в табл.2 почти везде показано только карбонатное железо, переходящее в 1,89% HCl-вытяжку).

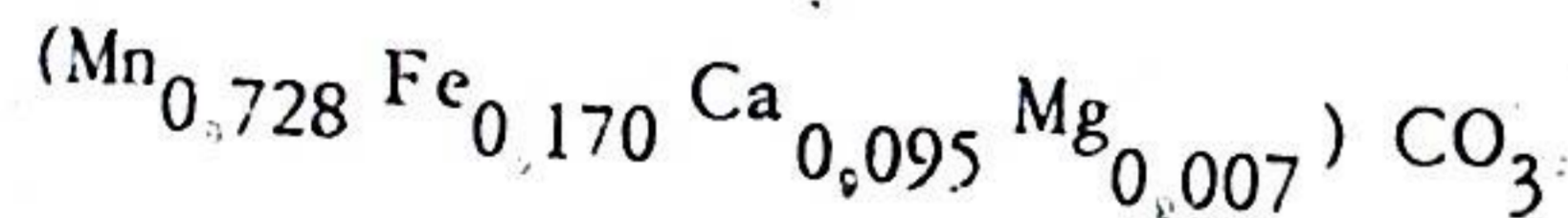
Минералогический состав марганцовистых карбонатов оказался сложным и чрезвычайно интересным. Комплексное (химическое, рентгеновское, ИК-спектроскопическое) изучение карбонатных фаз позволяет диагностировать следующие рудообразующие минералы.

Родохрозит, с теми или иными количествами Ca или Fe. Соответственно можно выделить железисто-кальциевую и железистую разновидность. Например, Fe-Ca-родохрозит: Ка 57/1027, зональная конкреция в турнейских сланцах по руч.Громашор, левому притоку Кары —



Характерный рефлекс на дифрактограмме — 2,82 Å, на ИК-спектрограмме полосы поглощения 873 и 733 см⁻¹.

Fe-родохрозит: Ка 57/1026, аналогичная конкреция, там же —



Характерный рефлекс на дифрактограмме тот же, на ИК-спектрограмме полосы 869 и 737 см⁻¹.

Олигониты, реже — мангано-сидериты, почти всегда с заметными содержаниями Mg, с примесями Ca. В них формульные числа Mn и Fe соизмеримы и составляют 0,3–0,4 для Mn и 0,39–0,56 для Fe. Например, олигонит: Ка 75/1466, конкреция в падейских сланцах в районе о-ва Марей-го на Каре —

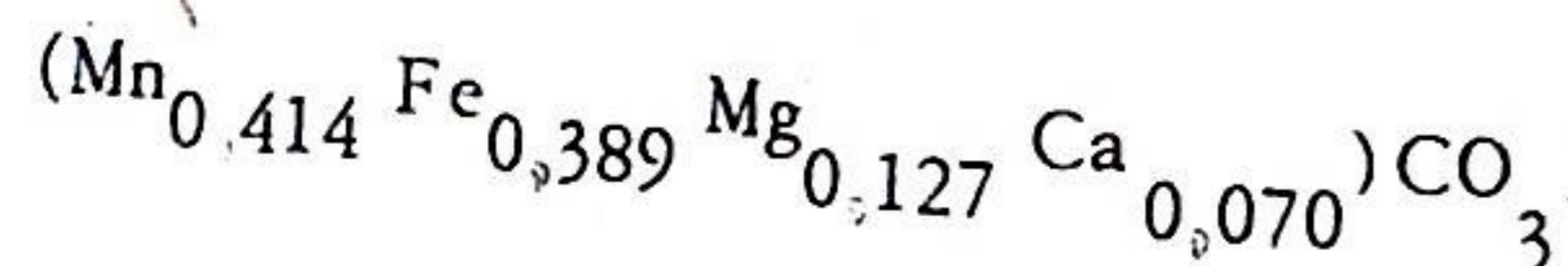


Таблица 2

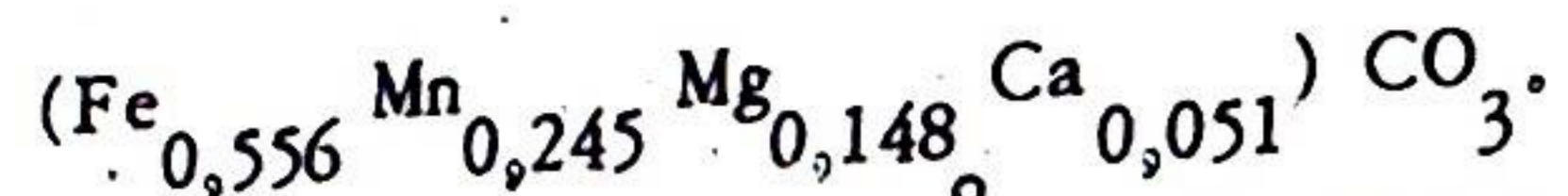
Химический и фазовый составы карбонатных руд
(химический и рентгеновский анализы)

Проба	Рефлексы от 10 ¹⁴ Å		1,89% HCl, вес. %							
	основной	менее интенсивные	H.о.	CO ₂	CaO	MgO	MnO	FeO	P ₂ O ₅	
1460	2,79	3,02	23,30	24,09	2,17	0,1	10,48	29,08	0,15	
1488	2,79	2,90	3,02	26,82	17,56	5,48	5,35	9,45	20,19	0,22
1489	2,79	2,90		32,88	21,20	2,61	2,96	6,60	27,14	0,18
1327	2,80			16,06	29,57	1,95	4,01	11,65	21,67	0,04
1461	2,80	3,02		55,60	15,47	4,56	1,47	6,65	12,93	0,49
1462a	2,80			25,30	23,10	3,04	1,87	13,52	25,92	0,38
1466	2,80			43,44	18,35	1,83	2,14	12,25	12,95	0,17
1487	2,80	2,90		51,92	14,19	4,78	2,49	7,08	12,81	0,22
1328	2,81			26,28	25,34	2,92	3,28	12,25	23,42	0,27
287	2,82	2,91	3,01	30,76	23,54	9,13	1,56	23,00	8,64	0,15
290	2,82	2,91		36,00	23,32	8,05	2,18	16,60	12,53	0,42
394	2,82	2,88		29,34	26,59	3,94	1,96	24,37	15,49	0,06
1026	2,82		3,02	35,10	23,10	3,05	0,15	28,20	7,92	0,12
1027	2,82			71,64	5,06	0,87	0,15	6,40	4,90	0,04
1036*	2,82				3,08	0,86	0,12	6,83	5,49	0,39
284**	2,83	2,91		79,01	8,03	4,42	2,23	2,00	2,79	0,43
272	2,84	2,91		5,72	32,48	6,78	2,44	29,50	14,48	0,10
1537	2,87			42,18	21,08	6,19	He обн.	20,76	He обн.	He обн.
378	2,89	3,01		20,14	33,64	27,36	8,80	3,07	5,09	0,64
401	2,90	3,00		19,84	33,04	25,25	7,47	6,25	7,26	0,05
256	2,91	2,79	3,02	43,90	20,13	14,08	2,87	7,35	5,60	1,12
289	2,91	2,99	2,86	24,10	28,82	14,53	2,79	14,40	12,67	1,00
292	2,92	2,84	2,79	39,26	27,10	10,81	3,83	14,00	4,86	0,94
1480	2,92			20,74	28,60	21,31	4,21	10,12	7,34	0,12

* Данные силикатного анализа. ** Среднее из двух анализов.

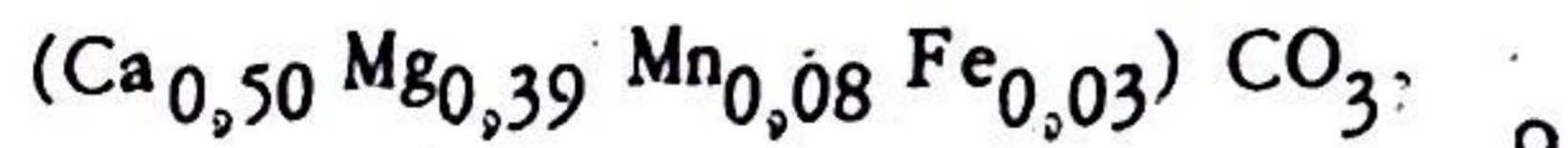
Примечание к табл.2. 1460 — лепешковидная конкреция с пиритом; 1488 — поленообразная конкреция видимой длины 1,5 м, мощностью 0,1 м; 1489 — лепешковидная конкреция с пиритом; 1327 — лепешковидная конкреция с пиритом, 0,5x0,5x0,1 м; 1461 — лепешковидная зональная конкреция с пиритом; 1462a — конкреция видимой длины 0,3 м, сечением 0,3x0,15 м; 1466 — конкрециидная порода с пиритом; 1487 — глинисто-карбонатная конкреция; 1328 — лепешковидная конкреция без пирита; 287 — конкрециидная порода, мощностью 0,1 м; 290 — поленообразная конкреция с пиритом, длиной 0,35 м, толщиной 0,05 м; 394 — конкрециидный кремнистый карбонат; 1026 — конкреция 0,75x0,35 м; 1027 — конкреция 0,10x0,05 м; 1036 — конкрециидный карбонатный кремнезем; 284 — песчаник конкрециидный, мощностью 0,07 м; 272 — конкреция поленообразная, видимой длины 1,5 м, поперечником 0,05–0,10 м; 1537 — жильный карбонат с корками гидроокислов Fe и Mn; 378 — конкреция 0,3x0,2x0,06 м; 401 — конкрециидный карбонат, мощностью 0,05 м; 256 — конкрециидный кремнистый карбонат с пиритом; 289 — поленообразная конкреция с пиритом, сечением 0,17x0,07 м; 292 — поленообразная конкреция с пиритом, длиной 0,35 м, мощностью 0,05 м; 1480 — брекчия по кремнистому конкрециидному карбонату. D₂: все остальные. C₁: 1026, 1027, 1537, 400, 401; D₃: 378, 394, 1036;

Мангано-сидерит: Ка 75/1327, конкреция с обильным пиритом, те же отложения, там же -



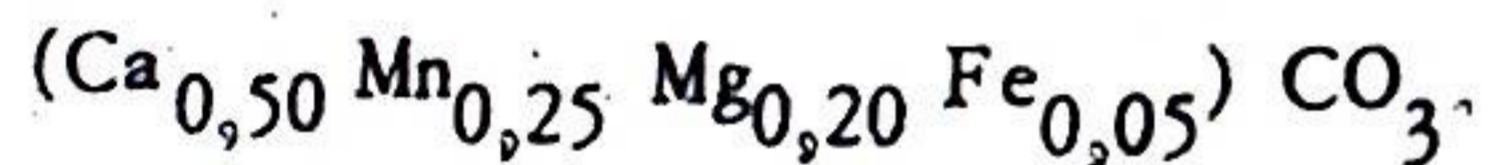
Характерные рефлексы от 2,80 Å в мангано-сидеритах до 2,82 Å в олигонитах, ИК-спектрограммы дают полосы соответственно 871-872 и 737-739 см⁻¹.

Мангано-доломиты - минералы, по структуре относящиеся к доломиту, в котором, однако, часть Mg замещена на Mn и Fe. Например, Ка 21/378, карбонатная конкреция в девонских сланцах, р.Кара, ниже р.Бруссяхи -



Характерный рефлекс на дифрактограмме 2,89 Å.

То же, более марганцовистый: Ка 15/256, поленообразные тела с пиритом в кремнистых падейских сланцах -



Характерный рефлекс на дифрактограмме 2,91 Å, на ИК-спектрограмме полосы 880 и 730 см⁻¹.

Выводы

1. На основе представительного опробования (более 1500 проб, проанализированных на марганец полуколичественно, 525 химических определений Mn, в том числе 170 - для сборных проб) впервые надежно установлены средние содержания марганца в 14 стратиграфических подразделениях Пай-Хоя.

2. В согласии с полученными ранее данными (Кетрис, 1976; Юдович, Пучков, 1976, 1980) многогеосинклинальные отложения лемвинского типа оказались значительно богаче Mn, чем перикратонные отложения елецкого типа.

3. В лемвинском палеозойском разрезе Пай-Хоя выявлены три стратиграфических интервала, обогащенных марганцем: верхи падейской свиты D₂, пограничные слои D₃-C_{1t} и отложения C₂. Вполне вероятно, что источником марганца были вулканические эксгаляции, синхронные седиментации.

4. Кроме стратиграфического, концентрации марганца контролируются еще двумя факторами: карбонатностью пород и конкреционными процессами. Концентрации марганца в терригенных и кремнистых породах в общем растут по мере увеличения их карбонатности; наивысшие содержания

марганца (до 29% MnO) отмечены в карбонатных конкрециях и конкрециодных породах. Существует связь между появлением в разрезе доломитовых пород и высоких концентраций Mn в карбонатах.

5. К интервалам разреза, обогащенным марганцем, приурочены и руды марганца, среди которых выделяются три типа: гидротермальные окисные, гидротермальные карбонатные и осадочные карбонатные. Первый тип известен давно и связан с процессами выщелачивания марганца из карбонатно-кремнистых пород D₃-C_{1t} и переотложением окисленных марганца и железа в порах и трещинах. Два других типа выделяются впервые, из них наиболее перспективны осадочные (седиментационно-диагенетические) руды. Среди минералов марганца, помимо известного ранее псиломелана, впервые обнаружены криптомелан, браунит, гаусманит (?) в окисных рудах, мангано-кальциты и цинкистые родохрозиты - в гидротермальных карбонатных, железистые и железисто-кальциевые родохрозиты, олигониты, мангано-сидериты и мангано-доломиты - в седиментационно-диагенетических.

ЛИТЕРАТУРА

- Войновский-Кригер К.Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала.- Сов.геология, 1945, № 6, с. 27-44.
- Елисеев А.И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон).- Л.: Наука, 1978.- 192 с.
- Кетрис М.П. Геохимия марганца в палеозойских отложениях Печорского Урала.- В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР: (Ежегодник-1975)/ АН СССР, Коми фил., Ин-т геологии.- Сыктывкар, 1976, с. 113-118.
- Пучков В.Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей.- М.: Наука, 1979.- 260 с.
- Семенов Г.Ф. Биогермные известняки в каменноугольных отложениях лемвинского типа на р.Силове (Пай-Хой).- В кн.: Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979, с. 43-54. (Тр./ Ин-т геологии Коми фил. АН СССР, вып.28).
- Ткачев Ю.А., Юдович Я.Э. Статистическая обработка геохимических данных. Методы и проблемы.- Л.: Наука, 1975.- 233 с.
- Устрицкий В.И. О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя, северной части Полярного Урала.- В кн.: Сб.статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Л.: Гостоптехиздат, 1961, с. 41-60. (Тр./НИИГА; т. 123).
- Чермных В.А. Стратиграфия карбона севера Урала.- Л.: Наука, 1976.- 303 с.

Юдович Я.Э. Пай-хойский геохимический феномен. (Горизонт визейских известняков, обогащенных Sr и Ba).— В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1979, с. 21-26. (Тр./Ин-т геологии Коми фил. АН СССР; вып.27).

Юдович Я.Э. Опыт вещественно-генетической классификации конкреций и конкрециодных пород.— Литология и полезные ископаемые, 1980, № 4, с. 110-123.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Морохина Л.П. и др. Геохимия и минералогия хрома. (На примере палеозойских толщ Печорского Урала).— Изв. АН СССР. Сер.геол., 1980, № 2, с. 115-128.

Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Андреев Г.И. и др. Геохимия опорных разрезов перми и нижнего карбона на р.Кожим (Приполярный Урал).— В кн.: Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979, с. 3-36. (Тр./Ин-т геологии Коми фил. АН СССР; вып.28).

Юдович Я.Э., Пучков В.Н. Геохимические индикаторы глубоководных отложений.— В кн.: Литология и геохимия осадочного чехла Северо-Востока европейской части СССР: (Ежегодник-1974)/ АН СССР, Коми фил., Ин-т геологии.— ВИНТИ, 1976, № 824-76 Дел, с. 39-47.

Юдович Я.Э., Пучков В.Н. Геохимическая диагностика глубоководных осадочных пород.— Геохимия, 1980, № 3, с. 430-449.

Юдович Я.Э., Юдина А.Б., Тимонин Н.И., Павлов Л.П. Новые данные о проявлениях барита и серного колчедана в среднедевонских отложениях Пай-Хоя.— В кн.: Литология и геохимия палеозойских формаций севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1979, с. 43-54. (Тр./Ин-т геологии Коми фил. АН СССР; вып.28).

БОР В БОКСИТОНОСНЫХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ТИМАНА

В.В.Беляев

Многие сведения по геохимии бора в продуктах гипергенеза, в том числе в бокситах и корах выветривания, приводятся в работах С.К.Тейлора (Taylor, 1964), Г.Хардера (1965), А.И.Перельмана (1972), Г.И.Бушинского (1975) и А.Ф.Горбова (1976). Очень содержательная информация по этому вопросу была получена в последние годы в результате специальных исследований В.А.Тенякова с соавторами (Эдлин, Теняков, 1975; Теняков и др., 1977), В.И.Варика и И.С.Паршакова (1975), Р.А.Мартиросяна с соавторами (1977), Ф.В. Сухорукова и Б.Л.Щербова (1979). В трудах этих исследователей анализируются основные закономерности распространения бора в продуктах выветривания, прослеживается динамика его поведения при коро- и бокситообразовательных процессах, зависимость содержания бора в бокситах от фациальной обстановки их накопления и от состава исходных бокситоматеринских пород, разбираются причины его аномально высоких концентраций в некоторых бокситовых месторождениях, в том числе и в среднетиманских (Теняков и др., 1977).

Однако многие важные черты геохимии бора в процессе коро- и бокситообразования остаются еще спорными, что во многом объясняется их недостаточной изученностью. Это побудило нас провести специальное геохимическое изучение бора в бокситовых корах выветривания Тимана. Объектами исследований являлись латеритные коры выветривания и бокситы в пределах известных среднетиманских бокситовых месторождений. Содержание бора определялось методом количественного спектрального анализа с относительной ошибкой воспроизводимости $\pm 15-20\%$ (аналитик Т.И.Иванова).

Поведение бора в латеритном профиле выветривания

По полученным нами данным содержание бора как в профиле выветривания в целом, так и внутри его отдельных геохимических зон характеризуется большим непостоянством. Вместе с тем выяснилось, что усредненные по типам пород содержания бора достаточно закономерно уменьшаются в направлении от глинистого элювия коры к бокситам. В

сравнении с исходными породами, каковыми для большинства среднетемпературных латеритных образований являются переслаивающиеся хлорит-серицитовые сланцы и карбонаты (точнее, их нерастворимый остаток), гидрослюдистые продукты выветривания несколько обогащены бором, а вышележащие каолиновые глины, аллиты и бокситы существенно (в два раза и больше) обеднены этим элементом.

Подобная тенденция в поведении бора наблюдается и в конкретных разрезах латеритного покрова и профиле выветривания сланцево-карбонатного субстрата по скв.523 на Верхне-Ворыквинском и по скв.653 на Вежаю-Ворыквинском месторождениях, а также в латеритном профиле выветривания фенитизированных сланцево-карбонатных пород и полевошпатовых метасоматитов по скв.2231 и 3205 на Верхне-Шугорском месторождении. Правда, коэффициент концентрации бора (КкВ) в бокситах, как конечных продуктах выветривания относительно промежуточной глинистой зоны коры, существенно различается по скважинам и составляет от 0,36 до 0,89.

Сходная картина в распределении бора отмечается Б.Л.Щербовым и Ф.В.Сухоруковым (Щербов, Сухоруков, 1979; Сухоруков, Щербов, 1979) в корках выветривания, развитых по кварцевым диоритам, оливиновым габбро-норитам, амфиболитам и диабазовым порфиритам. В верхней глинистой зоне этих кор КкВ составляет 0,71-0,81. Близкий к указанным КкВ (0,82) установлен в латеритных бокситах КМА (Гоберман, Мамедов, 1978), сформированных по глинистым сланцам. Несколько обособленное положение, казалось бы, занимает кора выветривания гранитов, описанная Ф.В.Сухоруковым и Б.Л.Щербовым (1979). Каолинизированная зона этой коры содержит бора в 1,53 раза больше, чем исходные граниты, но ее обогащение бором обусловлено, как указывают авторы, последующим привнесением данного элемента из пород кровли.

Анализ наших и литературных данных показывает, что содержание бора в элювиальных продуктах коры существенно зависит от характера и глубины гипергенной проработки исходных пород. Имеющиеся материалы свидетельствуют также о том, что бор при корообразовательных процессах сравнительно слабо подвижен, так как в среднем до 50-80% его остается в элювиальных продуктах.

Распределение бора в бокситах и продуктах выветривания

Бор является постоянным элементом бокситов и продуктов коры выветривания всех типов. Содержание бора в элювиальных образованиях коры находится в прямой зависимости от его исходного содержания в материнских породах, о чем убедительно свидетельствуют результаты

ряда исследований (Эдлин, Теняков, 1975; Сухоруков, Щербов, 1979 и др.).

Таблица 1

Содержание бора в латеритной коре выветривания

Породы	Кол-во определений	Содержание В, г/т		КкВ
		среднее	от - до	
Бокситы	31	178	66-428	0,47
Аллиты нижние	19	189	95-330	0,49
Глины каолиновые	8	192	79-419	0,50
Глины гидрослюдистые	11	430	250-600	1,11
Сланцы хлорит-серицитовые	10	422	171-800	1,0
Нерастворимые остатки сланцево-карбонатных пород	10	341	249-401	

Примечание. КкВ - коэффициент концентрации бора относительно его содержания в сланцах и нерастворимых остатках карбонатов.

К сожалению, данное обстоятельство не в полной мере учитывалось исследователями при подсчете средних содержаний бора в бокситах. Возможно, по этой причине данные разных авторов о кларковом содержании бора в бокситах весьма противоречивы, диапазон приводимых средних концентраций очень велик - от 4,7 до 600 г/т. Наибольшего доверия заслуживают, по нашему мнению, величины кларков бора в бокситах, вычисленные М.Г.Эглином и В.А.Теняковым (1975) с использованием большого объема количественных определений этого элемента во всех известных типах бокситов.

Согласно подсчетам этих исследователей среднее содержание бора в осадочных бокситах платформ составляет 38 г/т, в бокситах геосинклинальных областей - 55 г/т, в латеритных бокситах - 16 г/т, а в бокситах вообще с учетом распространенности всех трех указанных типов - 41 г/т. Таким образом, бокситы содержат в среднем значительное количество бора, Кк которого относительно его кларка в земной коре рав-

няется 4,1 (Эдлин, Теняков, 1975). Этим элементом бокситы несравненно богаче, чем изверженные породы, но значительно беднее в сравнении с глинами, глинистыми сланцами. Относительно последних КкВ бокситах составляет 0,41. Интересно, что близкое к указанному значению КкВ устанавливается по обобщенным данным и для бокситов среднетиманских месторождений (табл.1), образовавшихся главным образом по сланцево- и глинисто-карбонатным породам рифея.

Что касается среднего содержания бора в среднетиманских бокситах, то оно, как уже отмечалось нами и другими исследователями, значительно превышает кларк этого элемента в бокситах. Так, среднеарифметическое содержание бора в бокситах Среднего Тимана, вычисленное по четырём разрезам латеритной коры, составило 178 г/т, что равнозначно четырём его кларкам. Ещё более высокое содержание бора, равное в среднем 420 г/т, или 10 кларкам, установлено нами по 18 валовым пробам бокситов Вежаю-Ворыквинского месторождения. С учётом всех имеющихся у нас количественных определений среднее содержание бора в среднетиманских бокситах составило 267 г/т, что превосходит его кларк в бокситах (Эдлин, Теняков, 1975) в 6,5 раза. Эта величина близка к той, которая первоначально приводилась М.Г.Эдлиным и В.А.Теняковым для бокситов Вежаю-Ворыквинского месторождения (250 г/т). Правда, позднее эти исследователи (Теняков и др., 1977), а также В.И.Мамедов с соавторами (1976) при характеристике среднетиманских бокситов стали оперировать вдвое меньшим средним содержанием бора (125 г/т), что, по-видимому, как и приведенные нами цифры, из-за небольшого количества определений пока лишь в первом приближении отвечает среднерегиональному содержанию бора в этих бокситах.

По полученным нами данным, правда, ещё весьма немногочисленным, самой высокой бороносностью характеризуются бокситы с реликтовой сланцевой текстурой, которые нередко содержат его в 2 раза больше (до 580-600 г/т), чем брекчиевидные и петельчатые (до 290-300 г/т). Среди разных минеральных типов наиболее богатыми бором оказались гематит-каолинит-бемитовые бокситы (до 614 г/т), меньше шамозит-бемитовые (до 532 г/т) и гематит-шамозит-бемитовые (до 493 г/т). Заметно беднее бором гематит-бемитовые и бемитовые бокситы (до 325-340 г/т) и особенно существенно обеднены диаспоровые разности по полевошпатовым метасоматитам.

Бор распределен по главным минералам бокситов и коры выветривания также неравномерно. Анализ относительно чисто отобранных мономинеральных фракций (табл.2) показывает, что в среднем наиболее богаты бором гидрослюда (426 г/т) и серицит (346 г/т). Относительно высокие средние содержания этого элемента устанавливаются в бемито-

вой фракции (242 г/т). Неожиданно низкими оказались содержания бора в каолините (139 г/т) и особенно в шамозите (63 г/т), что на первый взгляд кажется малопонятным, поскольку каолинитовые и шамозитовые разности бокситов содержат в среднем наибольшие количества бора. Объяснение этому может быть разное. На результатах определений несомненно сказалось то обстоятельство, что проанализированные мономинеральные фракции отбирались с разных участков коры выветривания, где даже одноименные минералы исходных пород существенно различаются по содержанию бора, как это установлено, например, для серицита - главного материнского минерала среднетиманских латеритов (табл.2). Кроме того, исходные породы на разных площадях могли значительно варьировать по составу и соотношениям основных бокситоматеринских минералов, содержащих различные количества бора.

Таблица 2

Содержание бора в главных минералах бокситов и коры выветривания в г/т

Мономинеральная фракция *)	Количество определений	Содержание		КкВ по отношению к его содержанию в сериците
		среднее	от-до	
Бемитовая	5	242	200-340	0,70
Каолинитовая	8	139	87-292	0,40
Шамозитовая	3	63	35-116	0,18
Гидрослюдистая	8	426	290-600	1,23
Серицитовая	5	346	171-769	1,00

Примечание. * Отбиралась из разных участков и частей профиля выветривания.

Но вместе с тем данные, полученные при сравнительном анализе красных железистых (неизменных) и обесцвеченных пород коры выветривания, подтверждают выявленные нами общие тенденции в распределении бора в минералах. Так, природно обеленные участки гематит-бемитовых бокситов содержат бора чаще в 1,5 раза больше, чем расположенные рядом красные железистые, а искусственно обесцвеченные в 10%-ной HCl пробы - в 1,2-2,7 раза больше в сравнении с неизменными железистыми. Все это указывает на преимущественную связь бора в гематит-бемитовых бокситах с бемитом и в известной мере

объясняет относительно высокое содержание бора в этом минерале.

Зеленые шамозитизированные участки в изученной нами бокситовой породе оказались в 5 раз беднее бором сравнительно с соседними красными, не затронутыми процессами вторичной шамозитизации. Очевидно, что при развитии этого процесса бор мигрирует из шамозитизированных участков в неизменные красные, чем, вероятно, и обусловлена низкая его концентрация в шамозите.

Различия в содержании бора, выявленные при изучении природно обеленных и красных железистых участков в образцах каолиновой породы, не столь существенны. Оба участка содержат или приблизительно одинаковое количество бора, или же зоны обеления лишь ненамного (в 1,4 раза) беднее этим элементом. Сравнительно низкие концентрации бора в каолините объясняются, вероятно, его небольшой сорбционной и изоморфной емкостью, на что обращал внимание Г.Хардер (1965).

Железистые стяжения в бокситах, аллитных и каолиновых породах коры выветривания по содержанию бора заметно уступают основной вмещающей массе. Наблюдаемые в стяжениях и основной массе концентрации бора относятся как 0,5-0,7:1, что указывает на предпочтительную связь данного элемента с глиноземными и глинистыми минералами, нежели с минералами окислов железа. Об этом же свидетельствуют результаты солянокислотной обработки железистых бокситов и глинистых продуктов коры. В процессе такой обработки, приводившей к почти полному удалению окислов железа, концентрация бора в твердых остатках повышалась в 1,3-2,7 раза. Вообще же количество бора, связанное с окислами железа, сильно зависит от их минеральной формы и степени раскристаллизации. Большой сорбционной емкостью по отношению к бору обладают метаколлоидные и слабо раскристаллизованные гидроокислы железа, содержание бора в которых достигает 250 г/т (Хардер, 1965). Безводные окисные минералы железа (гематит, магнетит) обычно менее заражены бором, чем водные окисные (гетит, лепидокрокит, гидрогетит).

Подсчет баланса распределения бора и изучение формы его нахождения в бокситах и других продуктах выветривания специально нами не проводились. Однако из результатов шлиховых анализов видно, что заметная, хотя и подчиненная часть бора в бокситах связана с присутствием собственного борсодержащего минерала - турмалина. Ведущей же формой нахождения бора является тонкое рассеяние в породообразующих минералах.

О причинах высокого содержания бора в бокситах
среднетиманских латеритов

В коллективных работах (Эдлин и Теняков, 1975; Мамедов и др.,

1976; Теняков и др., 1977) аномально-высокие концентрации бора в бокситах Среднего Тимана объясняются исключительно наложением на них пострудных гидротермально-метасоматических процессов, обусловленных проявлениями раннефранского вулканизма. Однако имеющийся фактический материал не подтверждает это.

Гидротермальные процессы на бокситы Среднего Тимана действительно оказывали существенное воздействие. Они привели к интенсивной шамозитизации бокситовых руд вблизи вулканических аппаратов и в зонах контактов с покровами базальтов, их силлами и дайками. С этими процессами связано, кроме того, образование в указанных зонах диаспора, корунда и некоторых других минералов. Все это является хорошо известным и неоспоримым фактом. Но известно также и то, что гидротермально преобразованные (шамозитизированные) бокситы на месторождениях распространены не повсеместно, причем на ряде участков наложенная шамозитизация связана не с гидротермально-метасоматическими процессами, а с гипергенными. С другой стороны, красные, не затронутые этими процессами бокситы характеризуются высокими концентрациями бора.

Следовательно, объяснить характерное для среднетиманских бокситов повсеместное повышенное содержание бора исключительно гидротермальными явлениями (Теняков и др., 1977) не представляется возможным. Приведенные нами данные по шамозитизированным разностям руд указывают скорее на перераспределение бора при шамозитизации бокситов, нежели на его существенное абсолютное накопление.

Ссылка же упомянутых исследователей на бокситы скв.2231, как на не затронутые наложенными гипогенными процессами и якобы только поэтому содержащие сравнительно небольшие и нерезко изменчивые количества бора, несостоятельна. Бокситы в этой скважине развиты не по обычным карбонатно-сланцевым породам, как это предполагает по аналогии с другими залежами В.А.Теняков с соавторами, а по фенитизированным разностям этих пород, содержащим существенные полевошпатовые прослои. Полевые шпаты же, явившиеся здесь одним из ведущих бокситоматеринских минералов, характеризуются, как известно, весьма низкими концентрациями бора (около 20 г/т, по Г.Хардеру, 1965). По содержанию этого элемента они в среднем на порядок уступают серицитовым сланцам - исходным породам большинства среднетиманских бокситовых месторождений. Поэтому именно данным обстоятельством, а не отсутствием эндогенно-гидротермального воздействия, обусловлено пониженное (против среднерегионального значения) содержание бора в бокситах скв.2231, составляющее по В.А.Тенякову с соавторами около 50 г/т, а по нашим данным - 100 г/т.

Содержание бора в бокситах скв.2231, вопреки мнению указанных авторов, изменяется также весьма резко — от 66 до 370 г/т. Подобный вывод, кстати, может быть сделан и по материалам, ранее опубликованным почти тем же авторским коллективом (Мамедов и др., 1976). По данным В.И.Мамедова и соавторов, максимальные концентрации бора в бокситах скв.2231 превышают минимальные в 18 раз, что указывает на явно неравномерное распределение этого элемента. Подобное скачкообразное распределение бора в разрезе данной скважины вполне закономерно, если принять во внимание то, что бокситы формировались здесь по толще переслаивания сланцевых и полевошпатовых пород с резко различными исходными содержаниями бора.

Указание на высокую зараженность бором (116 г/т) калиевых метасоматитов по базальтам как на одно из доказательств гидротермальной природы повышенной бороносности среднетиманских бокситов (Теняков и др., 1977) также недоказательно. Калиевые метасоматиты, под которыми авторы понимают, по-видимому, дайки микроклинитов, известны только на Верхне-Ворыквинском месторождении, где они имеют узко локальное распространение. На других же месторождениях они не обнаружены. Если принять точку зрения названных исследователей, то привнос бора в бокситы при развитии метасоматоза наиболее ярко должен был проявиться вблизи даек микроклинитов (калиевых метасоматитов?), чего однако не наблюдается. Еще менее вероятно, что эти процессы могли оказать заметное влияние на исходное содержание бора в бокситах других месторождений.

Таким образом, нет ни одного бесспорного факта, на основании которого можно было бы доказательно объяснить аномально-высокие концентрации бора в бокситах Среднего Тимана наложенными гидротермально-метасоматическими процессами. Приведенные выше данные указывают, что в привлечении постороннего источника бора для объяснения его высоких содержаний в бокситах нет необходимости. Зараженность среднетиманских бокситов бором, как и неравномерный характер распределения этого элемента, является унаследованной от исходных сланцево-карбонатных и сланцево-полевошпатовых пород, характеризующихся, как указывалось, высокими и изменчивыми первичными концентрациями бора. При этом отчетливо выявляется установленная для других районов (Эдлин, Теняков, 1975) прямая зависимость содержания бора в бокситах от его исходного содержания в субстрате. Так, чем больше бора найдется в материнской породе, тем больше его содержится и в боксите. По этой причине бокситы Среднего Тимана на полевошпатовых метасоматитах отличаются в среднем относительно низкими (против среднерегionalного) содержаниями бора, на фенитизированных разностях слан-

цево-карбонатных пород — повышенными и на сланцево-карбонатных породах — наиболее высокими.

Краткое резюме вышеизложенного сводится к следующему.

Содержание бора в латеритных продуктах выветривания на Тимане, как и в других регионах, находится в прямой зависимости от его содержания в исходных породах.

Аномально-высокое содержание бора в среднетиманских бокситах обусловлено не наложенными гидротермально-метасоматическими процессами (Мамедов и др., 1976; Теняков и др., 1977), а высокой исходной бороносностью материнских пород, особенно сланцев.

Преобладающее количество бора в бокситах Среднего Тимана находится в рассеянной форме. Содержание его в минералах бокситов различно и даже в одном минерале непостоянно. Поэтому разные литологические и минеральные типы бокситов характеризуются различными содержаниями этого элемента.

В процессе латеритного выветривания бор сравнительно мало подвижен. Относительно слабый вынос бора при латерито- и бокситообразовании (20–50%) не увязывается с представлениями о нем, как активном мигранте в зоне гипергенеза (Перельман, 1972). Концентрация бора в элювиальных образованиях, вопреки существующему мнению (Горбов, 1976 и др.), сильно зависит от характера и глубины выветривания исходных пород.

Отмеченные особенности геохимического поведения бора совместно с данными по его содержанию и распределению в остаточных бокситах могут быть использованы в целях индикации их материнских пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г.И. Геология бокситов.— М.: Недра, 1975.— 416 с.
- Варик В.И., Паршаков И.С. О высоком содержании бора в бокситах КМА.— Изв.АН СССР. Сер.геол., 1975, № 6, с. 122–125.
- Гоberman Р.Г., Мамедов В.И. Геохимические особенности бокситоносных латеритных кор выветривания КМА в связи с их генезисом.— В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, вып.16, 1978, с. 132–138.
- Горбов А.Ф. Геохимия бора.— М.: Недра, 1976.— 207 с.
- Мамедов В.И., Гоberman Р.Г., Теняков В.А., Лебедев В.А., Яцкевич Б.А. Геохимические особенности бокситоносных латеритных пород Среднего Тимана в связи с генезисом бокситов.— В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М., 1976, с. 56–79. (Сб.науч.трудов/ВИМС; вып.4).
- Мартirosян Р.А., Бабаев Н.И. и др. Бор в бокситах Нахичеван-

ской АССР.- В кн.: Учен.зап.Азерб.ин-та нефти и химии. IX сер., 1977, № 5, с. 14-19.

Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза.- М.: Недра, 1972.- 288 с.

Сухоруков Ф.В., Щербов Б.Л. Бор и бериллий в корках выветривания Красноярского края.- В кн.: Геохимия рудных элементов в процессах выветривания, осадконакопления и катагенеза. Новосибирск, 1979, с. 57-92. (СО АН СССР).

Теняков В.А., Эдлин М.Г., Мамедов В.И., Гоберман Р.Г. О причинах аномально-высокого содержания бора в бокситах некоторых месторождений.- Литология и полезные ископаемые, 1977, № 6, с.51-59.

Хардер Г. Геохимия бора.- М.: Недра, 1965.- 135 с.

Щербов Б.Л., Сухоруков Ф.В. Геохимия бора и бериллия в корках выветривания юго-западного Салаира.- В кн.: Геохимия рудных элементов в процессе выветривания, осадконакопления и катагенеза. Новосибирск, 1979, с. 93-127. (СО АН СССР).

Эдлин М.Г., Теняков В.А. Закономерности распределения бора в бокситах и их генетическое значение.- В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М.: Изд-во ВИМС, 1975, вып.2, с. 29-42.

Taylor S. K. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1964, vol 28, N8.

БОКСИТОНОСНАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОЛЕВОШПАТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ НА СРЕДНЕМ ТИМАНЕ

В.В.Лихачев, И.В.Швецова, В.В.Беляев

В последние годы на Верхне-Щугорском бокситовом месторождении Среднего Тимана были установлены латеритные бокситы, существенно отличающиеся от бокситов, сформированных на рифейских сланцево-карбонатных породах. Это обусловлено иным по составу и строению субстратом, представленным метасоматически измененными сланцево-карбонатными породами - полевошпатовыми метасоматитами (Лихачев, 1978).

Верхне-Щугорское месторождение бокситов представлено двумя изолированными залежами - Южной и Северной, состоящими из линейно расположенных рудных тел, ориентированных в северо-западном направлении. В структурном отношении они приурочены к Щугорской антиклинальной складке, в ядре которой выходят верхнерифейские кварциты и кварцито-песчаники с прослоями кварцево-слюдистых сланцев аныюгской свиты, а на крыльях - преимущественно карбонатно-сланцевые породы быстринской свиты. На юго-западном крыле структуры на этих породах располагается Южная залежь, а на северо-восточном крыле на метасоматически измененных сланцево-карбонатных породах и полевошпатовых метасоматитах - Северная залежь. Бокситоносная кора выветривания полевошпатовым метасоматитам вызывает существенный интерес в научном и практическом отношении.

Геологическое положение, строение и состав полевошпатовых метасоматитов

Полевошпатовые метасоматиты с латеритной корой выветривания пространственно тяготеют к зоне разломов в рифейском фундаменте, имеющих северо-западное направление и сопровождающихся зонами дробления и повышенной трещиноватости пород. Эти ослабленные зоны служили, по видимому, путями подвода гидротермальных растворов, приведших к метасоматическим преобразованиям пород фундамента, а в последующем, в период корообразования в девоне, сыграли важное значение при формировании мощной линейной коры выветривания.

Тело метасоматитов в плане имеет вытянутую в северо-западном направлении форму. На северо-западе и северо-востоке оно резко граничит

с углисто-глинистыми сланцами той же быстринской свиты, не подвергшимися метасоматическим изменениям. Вероятнее всего, что углисто-глинистые сланцы служили экраном для поступавших снизу гидротерм, из-за чего эти гидротермы преобразовывали главным образом более проницаемые сланцево-карбонатные породы. В юго-западном направлении метасоматиты связаны со сланцево-карбонатными породами постепенными переходами.

Метасоматиты сложены большей частью полевошпат-доломитовой породой с эгирином в центральной зоне, по периферии — с субпараллельно ориентированными полевошпат-кальцитовыми зонами. Во внешней части тела преобладают метасоматически слабо измененные сланцево-карбонатные породы с подчиненным количеством полевого шпата.

По своему строению метасоматиты неоднородны и сложены ритмично чередующимися параллельными зонами (слоями) различного состава. Эти зоны представлены полевошпат-доломитовыми, полевошпат-кальцитовыми и редко сланцевыми породами. Содержание полевого шпата в метасоматитах очень непостоянно и колеблется от 5 до 55%, а в отдельных прослоях — до 70–80%. Здесь нередко присутствует эгирин, иногда флогопит, рибекит, эпидот.

Свежие полевошпатовые метасоматиты представляют собой очень плотную, прочную породу с объемным весом 2,58–2,67 г/см³, а у сланцеватых разностей — от 2,73 до 2,77 г/см³. По данным химического анализа (табл. 1) метасоматиты наиболее сильно различаются по содержанию MgO, CaO и CO₂. Кроме того, сланцевые разности сравнительно с метасоматитами существенно богаче TiO₂ (1,6–1,97 против 0,05–0,11%). Определенные различия устанавливаются и в содержаниях закисного и окисного железа.

Текстура метасоматитов, как правило, полосчатая, реже массивная. Полосчатость обусловлена переслаиванием разных по составу метасоматитов, а также различной послойной обогащенностью их полевыми шпатами. Метасоматиты характеризуются устойчивой парагенетической ассоциацией минералов: кварц + альбит + калиевый полевой шпат + доломит + кальцит. Кроме того, иногда отмечаются серицит и темноцветные минералы: преимущественно эгирин, редко флогопит, рибекит. Исходя из этого, можно предполагать, что метасоматозу подвергались слюдисто-кварц-карбонатные сланцы. Реликты их иногда можно видеть и в шлифах.

Альбит в метасоматитах образует самостоятельные часто полисинтетические сдвойникованные кристаллы размером 0,1–0,3 мм, но встречается он и в мелкозернистой кварцевой массе, а также в виде пертитовых вростков в крупных кристаллах калиевого полевого шпата.

Кварц представлен редкими мелкими зернами размером 0,01–0,15 мм.

Встречается в основном как реликтовый минерал в участках, слабо затрагнутых метасоматозом. Значительно реже наблюдается в виде прожилок и гнезд.

Калиевый полевой шпат — микроклин-пертит, ортоклаз — обычно образует крупные (до 2,5 мм) таблитчатые кристаллы с неоднородным внутренним строением, обусловленным наличием пертитовых вростков плагиоклазов и ксеноморфных зерен кварца. Довольно часто его кристаллы с периферии и вдоль трещин спайности замещаются карбонатом.

Карбонаты представлены чаще доломитом, реже кальцитом. Доломит образует кристаллы размером от 0,02 до 0,3 мм, в отдельных прослоях до 2–3 мм. Кальцит встречается обычно в виде неправильных зерен размером 0,01–0,06 мм.

Эгирин или распределяется по всей массе породы в виде лучистых и звездчатых агрегатов, или развивается по трещинам и слоистости в виде игольчатых кристаллов, подчеркивающих иногда полосчатую текстуру метасоматитов.

Мусковит (серицит) наблюдается в виде мелких чешуек, редко в виде крупночешуйчатых или таблитчатых агрегатов.

Количественные соотношения породообразующих минералов в метасоматитах очень непостоянны как из-за изменчивости состава исходных сланцево-карбонатных пород, так и из-за неравномерного развития процессов метасоматоза. Даже в пределах одного шлифа можно видеть прослой, почти нацело сложенный то полевым шпатом, то карбонат-альбитовой массой, то только карбонатом. Из аксессуарных минералов в метасоматитах установлены торит, ильменорутил, колумбит, пирохлор, монацит, ксенотим, апатит, офен, циркон, флюорит, эпидот, барит, рутил, ильменит, лейкоксен, магнетит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит. Минералы обычно хорошо огранены, но их габитус часто искажен из-за неравномерного развития граней. Ильменорутил, например, кроме обычных октаэдрических кристаллов, образует кристаллы ложно-призматического и пинакоидального габитуса. Октаэдры пирохлора и магнетита уплощены и нередко имеют ромбоэдрический облик, колумбит — уплощенные и нередко имеют ромбоэдрический облик, колумбит — уплощенные и нередко имеют ромбоэдрический облик, колумбит — уплощенные кристаллы циркона и пирита, а также аномально удлиненные кристаллы рутила, циркона, апатита. Образование искаженных форм кристаллов свидетельствует о росте их в стесненных условиях и, возможно, об одностороннем поступлении вещества. Встречаются случаи обрастания одних минералов другими, например циркона ксенотимом. В некоторых аномально удлиненных кристаллах циркона наблюдаются полости, параллельные удлинению кристалла (футлярообразные формы). Размеры кристаллов сильно варьируют: от долей миллиметра до 1,5 см в поперечнике

Таблица 1

Химический состав полевошпатовых метасоматитов, вес. %

№ п/п	Пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	CO ₂	Сумма
1	3245/163	20,64	0,34	6,00	1,08	1,08	0,304	13,58	20,02	1,91	3,06	0,08	1,08	0,07	30,76	100,00
2	3231/74	32,18	0,56	9,37	1,19	2,30	0,414	8,64	14,34	3,20	4,34	0,06	0,79	0,086	22,16	99,63
3	3243/9-11	20,10	0,30	5,16	0,48	2,21	0,12	1,44	35,24	1,74	2,06	He обн.	0,05	0,05	30,83	99,78
4	3244/117	37,56	0,66	10,13	1,98	2,01	0,17	6,08	13,73	3,86	4,28	0,12	0,32	0,07	18,79	99,76
5	3202/167	21,24	0,39	8,23	0,86	3,02	0,42	11,94	19,88	1,67	3,38	He обн.	0,97	0,11	28,20	100,31
6	3202/159	33,32	1,97	10,22	4,11	4,89	0,23	9,06	10,46	1,19	6,40	0,26	3,02	0,27	14,94	100,34
7	3361	34,76	1,60	9,77	2,26	4,37	0,08	8,62	11,68	3,25	4,04	0,12	0,09	0,90	17,95	99,54
8	3396/7	40,52	0,64	11,09	1,06	2,04	0,145	7,51	11,81	3,25	3,46	0,72	0,12	0,163	17,59	100,12

Примечание. Анализы выполнены Л.М.Бер и Е.Ф.Малаховой. 1-5 - метасоматиты полевошпат-доломитовые и полевошпат-кальцитовые; 6-7 - прослой сланцев в метасоматитах; 8 - сланец кварцево-сланцево-карбонатный, метасоматически измененный.

В метасоматитах акцессорные минералы распространены неравномерно, образуют рассеянную вкрапленность, гнезда, прожилки.

Кора выветривания полевошпатовых метасоматитов

Кора выветривания, сформированная на полевошпатовых метасоматитах, характеризуется зональным строением, свойственным латеритным образованиям. Она имеет очень неровную нижнюю границу, разрез сложного строения и весьма изменчивой мощности, что обусловлено не только неоднородным составом подвергавшихся выветриванию метасоматитов, но и неравномерным, избирательным их выветриванием (рис.1). Отдель-

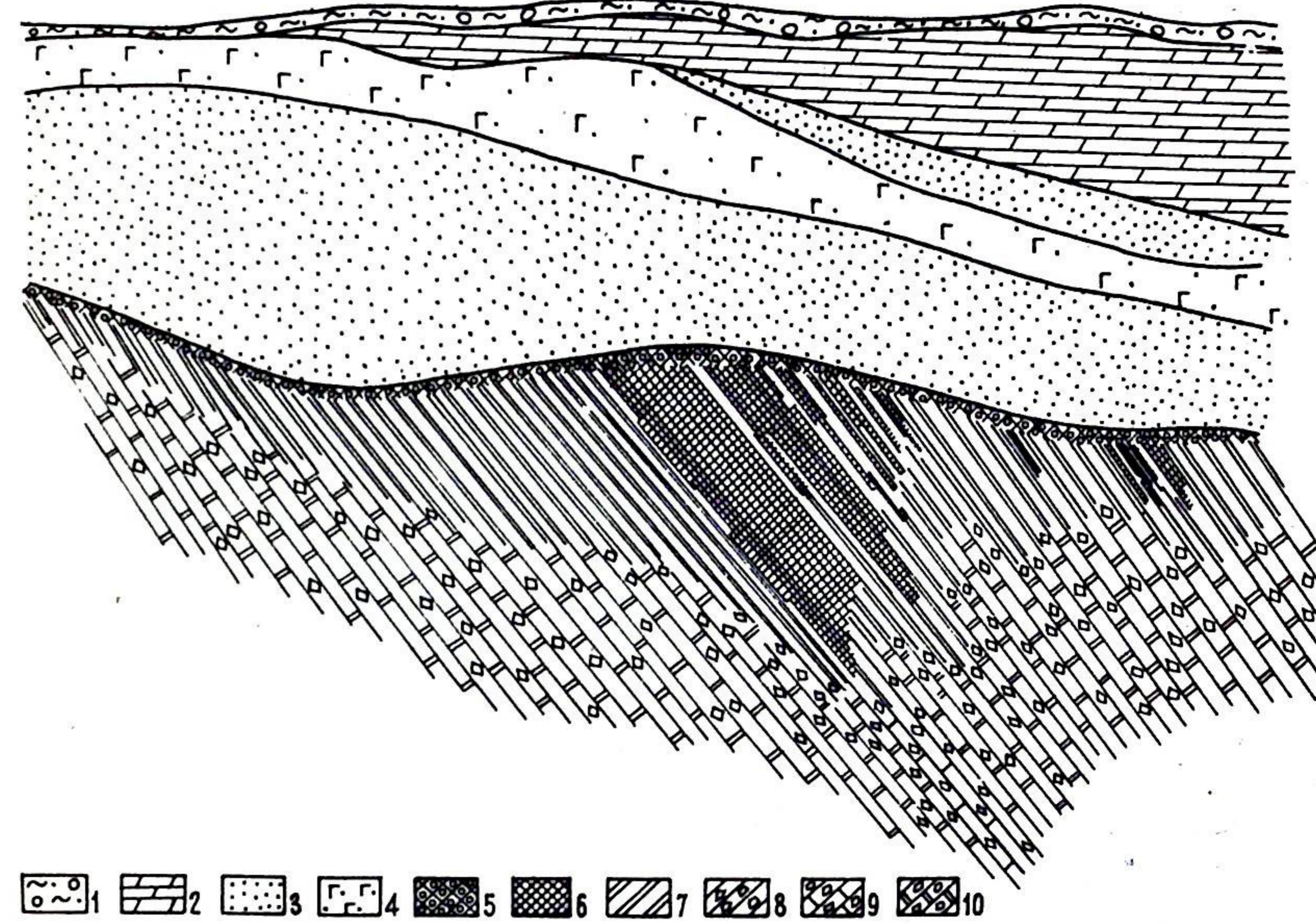


Рис. 1. Схематический литологический профиль залежи "Северная" Верхне-Шугорского месторождения бокситов.

1 - суглинки, супеси с гравием и галькой различных пород (Q); 2 - известняки и доломиты с кремнями (C₂); 3 - аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников (D₃fr₁); 4 - базальты, туфы и туффиты (D₃fr₁); 5-8 - породы коры выветривания метасоматитов (D₂gr-D₃fr₁): 5 - продукты переотложения, 6 - бокситы латеритные, 7 - аллиты и сиаллиты, 8 - метасоматиты выщелоченные; 9-10 - метасоматиты (R₃): 9 - полевошпат-кальцитовые, 10 - полевошпат-доломитовые.

ные горизонты пород захватываются изменениями на большую глубину, поэтому под слабо измененными или почти свежими породами зачастую вскрываются зрелые или сильно выветрелые продукты значительной (до десятка метров) мощности. В итоге на месте метасоматитов нередко формируется латеритная кора выветривания, в которой различные по качеству бокситы перемежаются с аллитами, реже с сиаллитами, а в подбокситовой толще — подрудные аллиты с сиаллитами или даже со слабо выветрелыми метасоматитами.

Сами бокситовые горизонты также характеризуются неоднородным составом. В них встречаются слои, обогащенные гидроокислами и окислами железа, или алюмофосфатами, или же вторичными карбонатами (рис.2). В отдельных прослоях содержание окисного железа, например, составляет 50–75%.

Первоначальная слоистая текстура пород субстрата отчетливо прослеживается по всему профилю выветривания и лишь в сильно железистых бокситах выявляется с трудом. В некоторых разрезах коры выветривания, в особенности в ее нижней части, наблюдаются просадочные текстуры, характеризующиеся скоплением разноориентированных остроугольных обломков с четкой реликтовой слоистостью материнских пород.

В профиле коры выветривания достаточно отчетливо выделяются все четыре минералого-геохимические зоны: дезинтеграции, выщелачивания, гидратации и гидролиза. Изучение миграции вещества при выветривании метасоматитов производилось с использованием окисно-объемного метода пересчета химических анализов. Неоднородное строение разреза и присутствие в нем карбонатов делает эти расчеты несколько условными, но все же они вполне приемлемы для примерной оценки динамики приноса-выноса элементов (табл.2).

Зона дезинтеграции слагается породами, заметно потерявшими свою монолитность вследствие появления выщелоченных участков и микротрещин. В отдельных разрезах отмечается заметный привнос гидроокислов железа и марганца, которые, судя по распределению, поступали сверху вниз по трещинам и плоскостям напластования. Изредка происходит сплошное замещение карбонатов гематитом. Гидроокислы железа, преимущественно гетит, нарастают на стенки пустот выщелачивания в метасоматитах, нередко образуя при этом лучистые сноповидные агрегаты. Марганец по поведению напоминает железо. Поступая по трещинам, он, как и железо, оседает в зоне дезинтеграции. В результате даже в относительно свежей породе содержание MnO достигает 1,88%.

Зона выщелачивания представлена пористыми, сухими на ощупь реликтово слоистыми породами от светло-розового до темно-бурого цвета. Здесь происходит почти полный вынос щелочных и щелочно-зе-

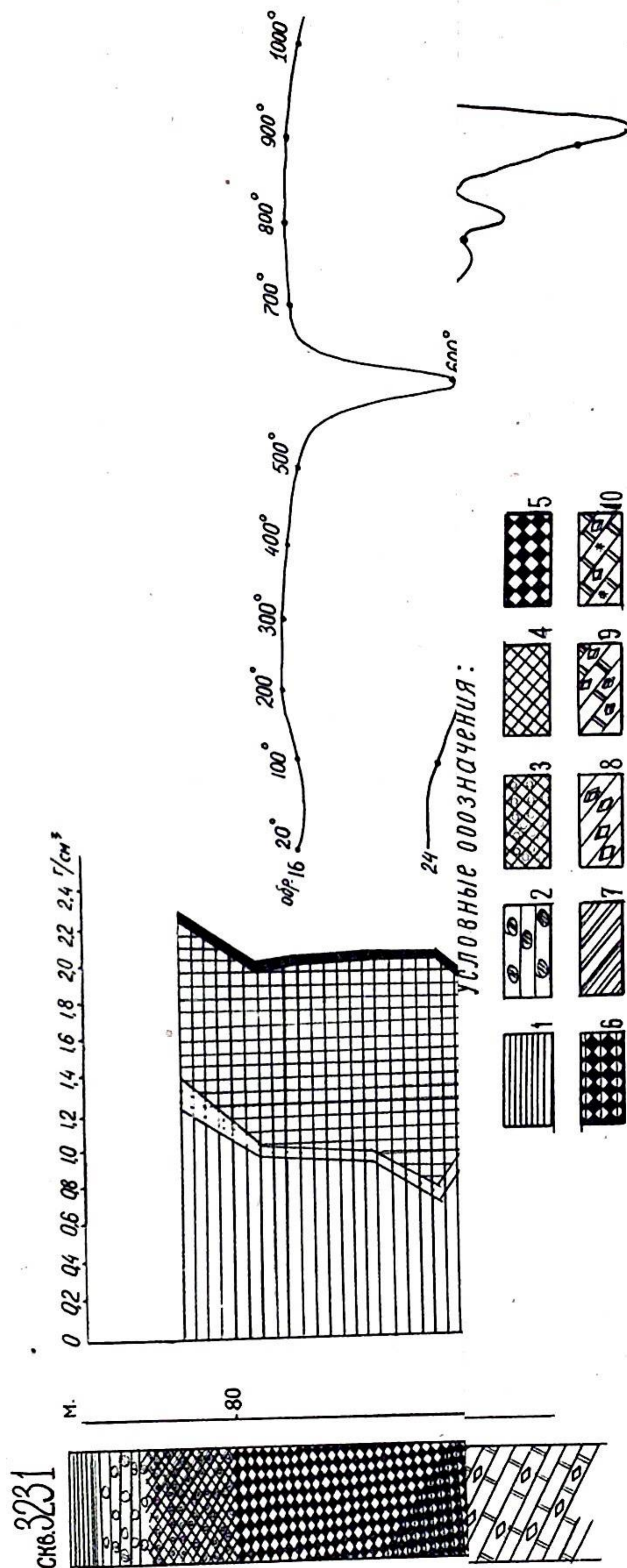


Рис.2. Литолого-геохимический профиль выветривания полевошпатовых метасоматитов по скв.3231. 1 — аргиллиты ($D_3 fr_1$); 2–8 — породы коры выветривания полевошпатовых метасоматитов ($D_2 fr-D_3 fr_1$); 2 — аллиты переотложенные, 3 — бокситы переотложенные, 4 — бокситы латеритные, 5 — бокситы латеритные ожелезненные ($>30\% Fe_2O_3$), 6 — бокситы латеритные ожелезненные, карбонатизированные, 7 — аллиты и сиаллиты структурные, 8 — метасоматиты выщелоченные; 9–10 — метасоматиты (R_3): 9 — полевошпат-доломитовые, 10 — полевошпат-доломитовые с эгирином.

Таблица 2

Наличие метасоматозов в профиле восточной части метасоматитов в св. 3-31, 17/СМЗ

Окислы	Геодинамические зоны					
	Метасоматит вошлатовый, обр. 74	Зона выщелачивания, обр. 66	Зона гидратации, обр. 64	обр. 49	обр. 31	обр. 24
SiO ₂	$\frac{32,18}{0,840}$	$\frac{53,24}{1,001}$ (1,191)	$\frac{39,76}{0,896}$ (0,821)	$\frac{40,28}{0,930}$ (0,930)	Не обн.	$\frac{3,64}{0,083}$ (0,096)
TiO ₂	$\frac{0,56}{0,015}$	$\frac{1,15}{0,022}$ (1,467)	$\frac{1,63}{0,029}$ (1,933)	$\frac{1,68}{0,033}$ (2,2)	$\frac{2,54}{0,053}$ (3,533)	$\frac{2,05}{0,047}$ (3,133)
Al ₂ O ₃	$\frac{9,37}{0,245}$	$\frac{22,27}{0,419}$ (1,71)	$\frac{30,07}{0,526}$ (2,14)	$\frac{35,18}{0,683}$ (2,768)	$\frac{54,75}{1,139}$ (4,649)	$\frac{31,06}{0,708}$ (2,690)
Fe ₂ O ₃	$\frac{1,19}{0,031}$	$\frac{5,45}{0,103}$ (5,32)	$\frac{11,36}{0,199}$ (6,41)	$\frac{7,65}{0,148}$ (4,774)	$\frac{17,51}{0,364}$ (11,741)	$\frac{54,79}{1,249}$ (40,29)
FeO	$\frac{2,30}{0,06}$	$\frac{0,11}{0,002}$ (0,033)	$\frac{0,14}{0,003}$ (0,05)	$\frac{0,04}{0,0005}$ (0,013)	$\frac{0,07}{0,02}$ (0,003)	$\frac{0,29}{0,007}$ (0,117)
MnO	$\frac{0,414}{0,011}$	$\frac{0,015}{0,0003}$ (0,024)	$\frac{0,09}{0,002}$ (0,182)	$\frac{0,12}{0,002}$ (0,181)	$\frac{0,92}{0,019}$ (1,727)	$\frac{0,54}{0,012}$ (0,053)
MgO	$\frac{8,64}{0,226}$	$\frac{0,74}{0,014}$ (0,062)	$\frac{0,72}{0,013}$ (0,058)	$\frac{0,68}{0,013}$ (0,057)	$\frac{2,25}{0,047}$ (0,208)	$\frac{0,13}{0,003}$ (0,008)
CaO	$\frac{1,134}{0,374}$	$\frac{0,12}{0,002}$ (0,005)	$\frac{0,47}{0,006}$ (0,022)	$\frac{0,18}{0,004}$ (0,011)	$\frac{4,34}{0,090}$ (0,241)	$\frac{0,31}{0,007}$ (0,019)
Na ₂ O	$\frac{3,20}{0,084}$	$\frac{0,20}{0,004}$ (0,048)	$\frac{0,04}{0,0008}$ (0,010)	$\frac{0,05}{0,001}$ (0,012)	$\frac{0,05}{0,001}$ (0,0119)	$\frac{0,05}{0,001}$ (0,012)
K ₂ O	$\frac{4,34}{0,113}$	$\frac{11,97}{0,225}$ (1,95)	$\frac{1,36}{0,026}$ (0,230)	$\frac{0,10}{0,002}$ (0,018)	$\frac{0,01}{0,00002}$ (0,002)	$\frac{0,04}{0,0009}$ (0,008)
H ₂ O ⁺	$\frac{0,79}{0,026}$	$\frac{3,78}{0,071}$ (2,73)	$\frac{11,99}{0,210}$ (8,06)	$\frac{12,88}{0,250}$ (9,62)	$\frac{11,12}{0,231}$ (8,89)	$\frac{6,64}{0,151}$ (5,81)
H ₂ O ⁻	$\frac{0,06}{0,00157}$	$\frac{0,78}{0,0147}$ (9,56)	$\frac{1,90}{0,033}$ (21,02)	$\frac{0,76}{0,0147}$ (9,36)	$\frac{0,10}{0,0021}$ (1,34)	$\frac{0,16}{0,0036}$ (2,29)
F ₂ O ₅	$\frac{0,086}{0,002}$	$\frac{0,101}{0,002}$ (1,0)	$\frac{0,10}{0,002}$ (1,0)	$\frac{0,09}{0,002}$ (1,0)	$\frac{0,58}{0,012}$ (6,0)	$\frac{0,23}{0,005}$ (2,5)
CO ₂	$\frac{22,16}{0,578}$	$\frac{0,02}{0,0004}$ (0,0007)	Не обн.	Не обн.	$\frac{5,48}{0,114}$ (0,197)	Не обн.
Объем, вес. г/см ³	2,61	1,88	1,75	1,94	2,08	2,28

мельных элементов, двуокиси углерода, марганца, коэффициенты концентрации (Кк) которых резко уменьшаются: для CaO до 0,08, MgO до 0,06-0,067, Na₂O до 0,025-0,044, CO₂ до 0,0007-0,002, MnO до 0,018-0,09. Одновременно происходит окисление железа; содержание FeO при этом уменьшается с 2,3-3,02 до 0,11-0,22%, а содержание Fe₂O₃, наоборот, увеличивается до 14,41%. Частично выносятся и фосфор (Кк = 0,67-0,82).

Алюминий и титан устойчиво накапливаются: их Кк повышается соответственно до 1,71-3,38 и 1,44-2,22. Содержание SiO₂ и K₂O остается почти на прежнем уровне (Кк = 1,09), что связано со слабым разложением калиевого полевого шпата - главного минерала кремния и калия в этой зоне.

Мелкозернистый полевощпатовый материал, преимущественно плагиоклаз, как и темноцветные минералы, подвергается, судя по уменьшению содержания Na₂O и CaO, весьма интенсивному разложению. Калиевый полевой шпат сохраняется почти без изменений, вследствие чего относительное содержание калия в зоне местами увеличивается до 9,8-11,97%. Объемный вес породы уменьшается до 1,93-2,28 г/см³.

Зона гидратации сложена разноокрашенными оглиненными породами полосчатой текстуры, часто с характерными мелкими белыми пятнышками-реликтами бывших существенно полевощпатовых прослоев. В данной зоне полностью завершается вынос щелочных и щелочноземельных элементов, очень интенсивно выносятся калий, содержание которого резко падает до 0,07-0,125%. Содержание кремния то несколько уменьшается (Кк = 0,82), то, наоборот, увеличивается (Кк = 1,20-1,59). Повышение содержания кремния объясняется, по-видимому, частичным привнесением его из вышележащей зоны. Алюминий, титан и железо продолжают накапливаться, Кк их неизменно растет. В некоторых разрезах отмечается концентрация фосфора.

В этой зоне происходят более глубокие минералогические преобразования. Полевые шпаты, в том числе и калиевый, разлагаются и замещаются каолинитом, серицит гидратируется и переходит в гидрослюда. Каолинит - главный минерал зоны гидратации - устанавливается как в виде червеобразных агрегатов, хорошо окристаллизованных индивидов, так и в виде криптокристаллической, почти изотропной массы.

Зона гидролиза представлена разноокрашенными, в основном красными бокситами и аллитами, местами содержащими светло-серые прослои почти чисто бемитового боксита. Здесь происходят наиболее глубокие химические и минералогические преобразования. Из зоны энергично выносятся кремний, содержание его в отдельных бокситовых горизонтах едва достигает десятых долей процента. Кк снижается до 0,018-

0,06. Продолжается дальнейшее накопление алюминия и титана, Кк их повышается до 4,65-7,31 и 3,11-10 соответственно, Железо довольно интенсивно перераспределяется, в результате чего возникают сильно железистые бокситы, а иногда и железные руды.

Большая часть каолинита преобразовывается в бемит отчасти, возможно, и в диаспор. Бемит встречается в нескольких генерациях, различающихся размерами кристаллов.

Пространственные взаимоотношения описанных минералогических зон в коре выветривания достаточно сложные, переходы между ними не всегда четкие. Нередко продукты выветривания, соответствующие по составу нижележащей зоне, встречаются в более высокой по развитию геохимической зоне и наоборот.

Бокситы, связанные с полевощпатовыми метасоматитами, обычно включают профиль их выветривания и являются остаточными образованиями коры.

Переотложенные, в основном делювиально-пролювиальные, бокситы в Северной залежи имеют резко подчиненное значение. Среди элювиальных бокситов преобладают бурые и буровато-красные марки разности гематит-бемитового и гематит-каолинит-бемитового состава, иногда отмечается значительное количество диаспора. Шамозит здесь, в отличие от Ворыквинских месторождений, не играет существенной роли, поэтому руды месторождения, как правило, более высокомодульные, более качественные.

Кроме того, бокситы по полевощпатовым метасоматитам характеризуются свойственными им повышенными содержаниями ниобия и элементов редкоземельной группы (РЗЭ), что связано с присутствием в коре выветривания и бокситах собственных минералов этих элементов, а также богатых этими элементами акцессорных минералов (Швецова, 1978).

Из большого набора акцессорных минералов метасоматитов в процессе латеритного выветривания и бокситообразования сохраняются немногие - самые устойчивые минералы. Большинство же их в коре выветривания подвергается разрушению.

Кроме минералов, свойственных латеритным продуктам выветривания сланцево-карбонатных пород (Ворыквинские месторождения), в коре выветривания и бокситах, образовавшихся по полевощпатовым метасоматитам, встречаются ниобиеносные и РЗЭ-содержащие минералы: ильменорутит, колумбит, пирохлор, алюмофосфаты, франколит и др.

Ильменорутит $Fe_xTi_{3-3x}(Nb,Ta)_2O_6$ находится в виде мелких зерен, а также идиоморфных и искаженных кристаллов черного цвета размерами от 0,01 до 2-5 мм. Минерал распространен в коре выветривания метасоматитов и в бокситах неравномерно.

Колумбит $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$ представлен зернами и идиоморфными кристаллами призматического габитуса с уплощением по пинакоиду (010). Минерал обычно черного цвета, в проходящем свете просвечивает красно-бурый. Кристаллы его имеют размеры 0,05–0,2 мм, встречаются метакристаллы размером до 5 мм в поперечнике. В коре выветривания и бокситах колумбит встречается в виде рассеянной вкрапленности и в прожилках совместно с ильменорутилом.

Пирохлор $(\text{Na}, \text{Ca})_2(\text{Nb}, \text{Ti})_2\text{O}_6(\text{F}, \text{OH})$ установлен в глинистых продуктах коры выветривания в виде отдельных красно-бурых кристаллов октаэдрического габитуса размерами в среднем 0,1–0,2 мм, а также в форме гнезд и прожилок. При выветривании окраска кристаллов становится бледно-желтой, грани их покрываются трещинами и порошковатым налетом, из минерала выносятся Ca, Na, Sr, F. В результате этого кристаллы постепенно разрушаются, превращаясь в порошковатое вещество. Диагностика пирохлора подтверждена рентгенометрически.

Алюмофосфаты – это минералы группы гойяцит-флоренсита, содержащие, кроме алюминия и фосфора, стронций, кальций, редкоземельные элементы. По данным полуколичественного спектрального анализа они иногда содержат церий n %, лантан, иттрий – 0, n %. Алюмофосфаты представляют собой порошковатую массу белого цвета, встречающуюся в виде гнезд, прожилок, налетов. Внешне они трудно отличимы от каолинита и бемита. По плотности алюмофосфаты ближе к флоренситу, по дебаеграммам – к промежуточным членам гойяцит-флоренситового ряда.

Редкоземельные алюмофосфаты являются продуктом гипергенного преобразования минералов метасоматитов, в том числе карбонатсодержащей разновидности апатита, близкой по составу к франколиту. Франколит представлен зернами, сферолитами и таблитчатыми кристаллами, нередко округленными. Полуколичественным спектральным анализом во франколитах определены десятые доли процента редкоземельных элементов.

Неравномерное распространение в коре выветривания и бокситах ниобий- и РЗЭ-содержащих минералов предопределяет отмечавшийся нами (Лихачев, 1978) пестрый характер распределения указанных элементов. Аномально высокие концентрации ниобия и особенно РЗЭ устанавливаются не только в бокситоносной, но и в безбокситовой глинистой коре выветривания, причем максимальные содержания РЗЭ нередко фиксируются на границе с метасоматитами.

Из всего изложенного следует, что бокситы Северной залежи Верхне-Шугорского месторождения несомненно являются продуктами латеритного выветривания полевошпатовых метасоматитов и относятся к рудам высокого качества с повышенными содержаниями ряда редких элементов: Nb, TR. В связи с этим поиски бокситорудных залежей подобного типа

на Среднем Тимане представляют задачу большой практической важности. Однако их выявление из-за относительно небольших размеров залежей будет возможно лишь с применением комплекса методов, включая геохимические.

Сейчас уже ясно, например, что для индикации бокситов и других продуктов латеритной коры выветривания полевошпатовых метасоматитов могут быть использованы характерные для них аномально высокие концентрации ниобия, редкоземельных элементов. Наиболее информативным из этих элементов является, очевидно, ниобий, поскольку по его содержанию продукты выветривания метасоматитов, в том числе и переотложенные, резко отличаются от продуктов выветривания других типов пород.

Распространенные на Северной залежи безбокситовые структурные коры выветривания метасоматитов также являются высокониобиеносными, поэтому они тоже должны быть детально опробованы с целью выявления и оценки участков с возможной промышленной ниобиевой минерализацией.

ЛИТЕРАТУРА

Лихачев В.В. Ниобий в бокситах и корах выветривания Среднего Тимана. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 74–78. (Тр./Ин-т геологии Коми фил. АН СССР; вып.27).

Швецова И.В. Сравнительная характеристика акцессорных минералов в бокситах Среднего Тимана. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1978, с. 65–68. (Тр./Ин-т геологии Коми фил. АН СССР; вып.27).

ПЕРВАЯ НАХОДКА ОСАДОЧНЫХ МАРГАНЦЕВЫХ РУД В СЕВЕРНОМ ПРИТИМАНЬЕ

М.А.Данилов, Я.Э.Юдович

Мелководно-морские карбонатно-терригенные отложения верхнего и среднего отделов юрской системы * занимают на западном склоне Северного Тимана значительные площади. Работами последних лет установлено, что песчаные пачки верхней юры нередко характеризуются сильными геохимическими аномалиями по элементам группы железа. Например, в песчаниках, вскрытых скважиной Таратинская-61 на р.Пёше, отмечены содержания Mn, превышающие 1%, ванадия - до 0,07%, хрома - до 0,03%. В поисковой скв.123 на р.Безузой, по данным В.И.Горяшина и И.В.Ефремова (1976 г.), в интервале 78,0-91,6 м была вскрыта красноцветная песчано-глинистая юрская толща, в которой были зафиксированы мощные аномалии по Mn (> 1%), Cr и Ni (до 0,1%), Co (до 0,03%), Pb и Zn (до 0,15%). Большинство аномалий можно связывать с присутствием бурых и черных минералов Fe и Mn, составляющих 85-87% тяжелой фракции. Можно было предполагать, что в юрских отложениях удастся обнаружить и рудные концентрации Mn и Fe, представляющие промышленный интерес. Это предположение подтвердилось в 1979 г., когда архангельскими геологами в среднем течении р.Безмошицы (правого притока р.Пёши) в двух точках были обнаружены рудопроявления железа и марганца.

Рудопроявление Нижнее расположено на правом берегу р.Безмошицы в 21 км от впадения ее в р.Пёшу. В обнажении высотой 7-8 м наблюдается разрез верхней юры, перекрытой четвертичными отложениями мощностью от 1 до 3 м и более (рис.1). Рудный пласт мощностью до 3 м падает под углом 15° к северу и скрывается под урезом воды. Он подстилается темно-серыми песчанистыми глинами с линзами зеленых глауконитовых песков. Надрудная толща, видимой мощностью около 3 м, сложена зеленовато-серыми и темными алевроитовыми глинами с остатками фауны белемнитов, аммонитов и ауцелл; в основании ее лежит слой

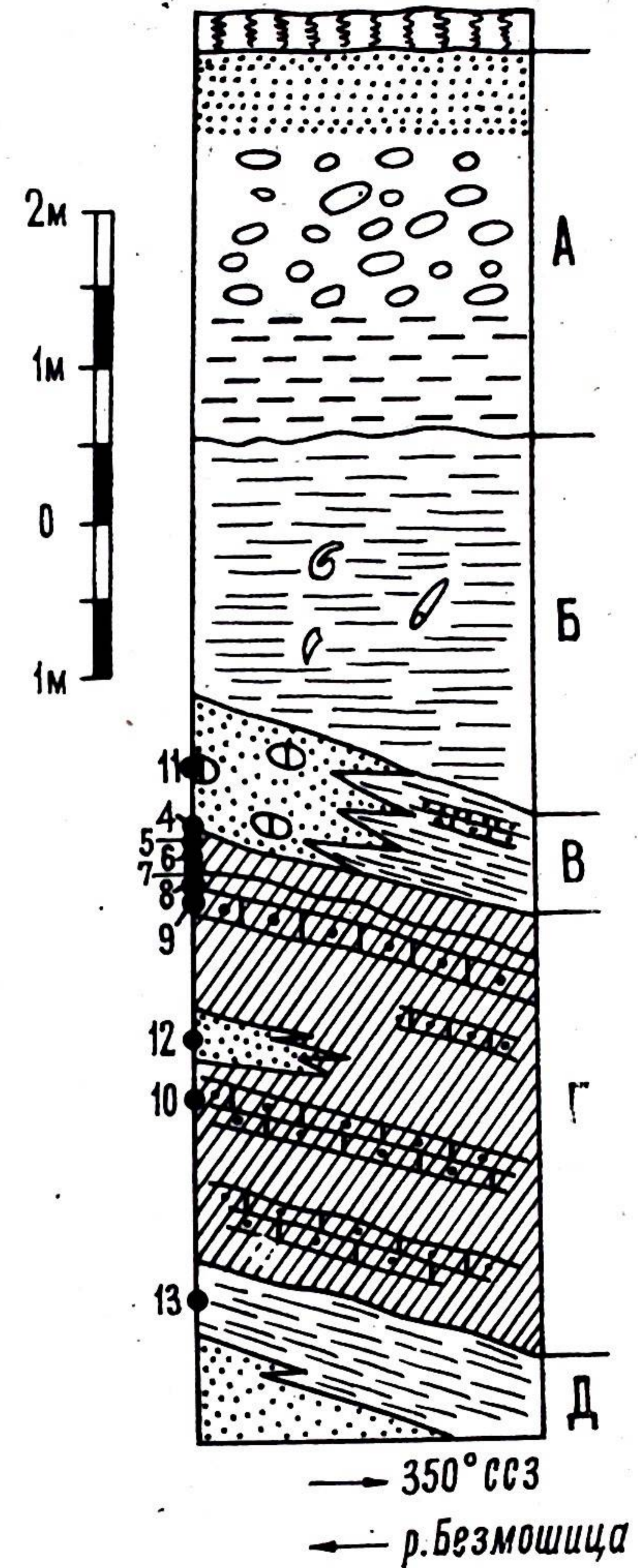
* Территория еще слабо изучена, не проведена среднемасштабная геологическая съемка.

Рис. Схема разреза обн.6233(1979г.)
- рудопроявление "Нижнее".

Пачка А - пески, прибрежно-морские галечники, внизу темно-серые буроватые суглинки, Q. Пачка Б - глины песчанистые и алевроитистые, темно-серые, с обломками верхнеюрской фауны, возможно, переотложениями, Q или I₃ (?). Пачка В - глины серые, зеленоватые или голубоватые, пластичные, с фауной, или в других разрезах - пески и песчаники с фосфоритами и верхнеюрской фауной, I₃ V₁ (?). Пачка Г - рудный пласт - прослой и линзы песчаников оолитовых карбонатных и сильно песчаных известняков в черной, оранжевой, красно-бурой песчано-глинистой известковистой породе. Линзы безрудных глауконитовых песков. Пачка Д - темно-серые до черных пластичные песчанистые глины с линзами глауконитовых песков и верхнеюрской фауной.

Слева - номера проб, соответствующие табл. 1 и 2.

кварц-глауконитовых глинистых песков с конкрециями фосфоритов. Возраст его определяют по аналогии с фосфоритоносными отложениями р.Волонги - как низы волжского подъяруса. Рудный пласт имеет очень сложное строение и сложен оруденными черными и красно-бурыми известковистыми и песчанистыми глинами, алевроитами, алевролитами, с прослоями и линзами оолитовых сильно карбонатных песчаников или даже песчанистых известняков мощностью 0,05-0,25 м. Эти породы преобладают в нижней части рудного пласта, где можно наблюдать их свежие (серые) и выветренные (бурые) разновидности. Верхняя часть рудного пласта отделена от нижней поверхностью несогласия и



представлена внизу рыхлыми Fe-Mn охрами, а выше - очень плотными марганцовистыми корками и конкрециями типа кирасы.

Оолитовые песчаники состоят из рудных оолитов, зерен глауконита и кварца, погруженных в базальную мелко-тонкокристаллическую карбо-натную массу. Кроме того, оолиты обрастают крустификационной каймой карбоната несколько иного по оптическим свойствам, чем в цементе. Как показало микроскопическое изучение, рудные оолиты состоят из ядра и более толстой оболочки. Ядро темное, с блестящей глянцевитой поверхностью, при дроблении легко отделяется от оболочки и состоит из гетита (рефлексы на дифрактограммах 4,15; 2,68; 2,44 А и др.). Оболочка темно-серая, с металлическим блеском и состоит из манганита (рефлексы 3,39; 2,63; 2,51 А и др.). Карбонаты представлены манганокальцитом (2,96; 1,833; 1,455 А) и, по-видимому, Са-родохрозитом, дающим на рентгенограммах характерный рефлекс 2,87-2,88 А. Видимо, именно этот минерал слагает крустификационные оторочки оолитов. По данным минералогического анализа (минералог Н.А.Калягина) терригенные минералы составляют 1,3-19,4% от тяжелой фракции 0,25-0,10 мм, при выходе фракции 24-99%. Среди них примерно в равных количествах отмечены эпидот, дистен, гранат, апатит, но доминируют (75-90%) черные рудные минералы.

Верхняя зона рудного пласта сложена богатыми окисными рудами железа и марганца с примесью карбонатов. Эти образования плохо поддаются микроскопическому изучению; в шлифах наблюдается поле полупросвечивающей изотропной или слабоанизотропной светло-коричневой или красно-бурой пелитовой массы, в которой различимы обломочные зерна кварца (до 30%), глауконита, иногда плагиоклаза и микроклина и чешуйки слюд с красно-коричневой интерференционной окраской. Нередко наблюдаются аутигенные слои халцедона. Как показали рентгеновские анализы, среди минералов железа преобладают гетит или гидрогетит, а марганцевые минералы представлены в основном манганитом, который образует в самом верху пласта почти мономинеральную "кирасу" мощностью около 0,2 м. Можно предполагать также присутствие в рудах небольшого количества псиломелана, которому может отвечать на дифрактограммах часть широкого мощного рефлекса 2,19 А; об этом же говорит и высокое содержание Ва (табл.1), и результаты фазового химического анализа (табл.2). Этот анализ указывает также на возможное присутствие примеси пиролюзита.

Итак, мы имеем в дачном рудопроявлении, по-видимому, прибрежно-морские карбонатно-терригенные отложения, подстилаемые и перекрываемые относительно более глубоководными глинами. Зона богатых окисных руд может трактоваться как кора выветривания рудоносных песча-

Таблица 1

Химический состав (в %) руд и пород из рудопроявлений "Верхнее" (пробы 1-3) и "Нижнее" (пробы 4-13)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	12,60	40,80	53,09	3,20	39,40	26,00	13,70	11,35	16,00	10,40	40,60	73,30	86,15
TiO ₂	0,17	0,13	0,19	0,08	0,20	0,06	0,06	0,10	0,10	0,06	0,14	0,59	0,28
Al ₂ O ₃	4,10	2,80	3,75	0,50	3,40	1,20	1,55	2,35	4,10	2,45	1,60	10,60	5,40
Fe ₂ O ₃	4,76	23,45	24,10	3,08	42,50	56,40	66,00	41,00	24,30	14,35	1,85	4,47	2,15
FeO	32,38	9,87	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	0,48	0,24
MnO общ.	1,56	0,76	2,13	69,20	1,74	2,40	2,17	9,68	18,80	27,60	1,32	0,06	0,06
MgO	5,06	1,11	0,65	2,47	1,09	0,44	1,06	2,61	3,43	2,95	0,65	0,97	0,26
CaO	6,19	4,29	4,60	1,59	1,76	2,05	1,59	10,98	8,22	12,95	28,78	0,86	0,67
Na ₂ O	0,30	0,19	0,21	0,12	0,21	0,20	0,22	0,26	0,15	0,19	0,64	0,20	0,25
K ₂ O	0,64	0,44	0,53	0,11	0,65	0,11	0,13	0,44	0,94	0,44	0,40	0,79	0,80
P ₂ O ₅	0,35	0,93	3,32	1,02	1,28	1,36	1,40	4,96	1,44	1,48	17,60	0,09	0,05
BaO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,30	сл.	0,08	0,32	0,30	0,55	0,95	сл.	Не опр.	Не опр.
SO ₃	-	-	-	0,10	0,10	0,10	0,39	0,44	0,67	1,02	0,52	0,90	-
П.п.п.	32,90	14,79	7,09	13,69	7,92	9,99	11,38	16,40	20,90	23,24	7,01	5,88	2,35
Сумма	101,01	99,56	99,66	95,48*	100,30*	100,52*	100,04*	100,91*	99,66*	98,10*	101,14*	99,20*	98,67*
S	0,12	0,11	0,10	сл.	сл.	сл.	0,16	0,18	0,25	0,37	0,21	0,34	сл.
H ₂ O	0,30	0,85	1,30	0,21	0,79	0,52	0,93	0,77	1,55	0,91	0,47	0,99	0,38
CO ₂	28,76	10,06	0,93	1,10	1,10	1,60	0,83	9,52	16,78	20,30	3,85	0,27	0,16
MnO ₂	<0,01	0,03	1,34	Не определена	Не определена	Не определена	Не определена	Не определена	Не определена	Не определена	Не определена	Не определена	Не определена
С орг.	0,37	0,27	0,25	0,25	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,46

Примечания. Сл. - следы, прочерк - не обнаружено, не опр. - не определялся.

1-13 - пробы: 1-сидерит, 2,3 - охры по сидеритам, 4 - кираса, 5-7 - сильно обожженные песчаные глины, 8 - сильно обожженный оолитовый песчаник, 9,10 - карбонатные оолитовые песчаники, 11 - песчаный глауконитовый с фосфоритами, 12 - глина песчаная пластичная, 13 - песок глауконитовый ожелезненный.

* В пробах 4,5,6,7,8,9,10,11 в сумму входит V₂O₅ в содержаниях 0,02, 0,05, 0,13, 0,07, 0,03, 0,06, 0,01 и 0,03% соответственно. В пробах 8,10,12 и 13 в сумму входит Cr₂O₃ в содержаниях 0,01%.

Аналитики Т.В.Комболина и Н.В.Гурьева, объединение Архангельскгеология.

ников и песчанистых глин, по-видимому, линейного типа. Действительно, рудопроявление попадает в зону пересечения субширотного тектонического нарушения и крупного Западно-Тиманского разлома.

Рудопроявление Верхнее расположено также на правом берегу р.Безмощицы, в 5 км выше от Нижнего. Здесь среди юрских глин и глинистых алевроитов отмечаются серии окисленных сидеритовых прослоев и линз, содержащих до 2,13% MnO, мощностью от 0,04 до 0,40 м, протяженностью в обнажении до 20-30 м. Линзы разделены безрудными прослоями мощностью 0,3-0,5 м. Окисление марганценового сидерита привело к образованию железистых охр и небольшого количества окисных минералов Mn.

Определения минеральных форм Mn в рудах (табл.2), выполненные аналитиком А.И.Александровой, показали, что в оолитовых песчаниках при валовых содержаниях MnO 18,8-27,6% на долю карбонатной фазы приходится более половины (17,6-17,9%).

Таблица 2
Минеральные формы марганца в рудах по данным фазового химического анализа

Пробы	MnO общ., %	Карбонатная		Окисная	Силикатная
		Mn-кальцит	Родохрозит	Манганит, пирролюзит, псиломелан	Родонит(?)
1	1,56	0,35	1,13	0,07	0,01
2	0,76	0,11	0,58	0,06	0,01
3	2,13	0,14	0,87	1,11	0,01
4	69,20	0,81	1,33	66,90	0,13
5	1,74	0,85	0,35	0,53	0,01
6	2,40	0,24	0,58	1,57	0,01
7	2,17	0,78	0,28	1,10	0,01
8	9,68	6,15	3,15	0,52	0,01
9	18,80	10,60	7,00	1,19	0,01
10	27,60	12,00	5,90	9,64	0,06

Примечание. Номера проб см. в табл.1 и на рисунке.

При этом соотношение Mn-кальцит: Са-родохрозит составляет 1:0,5 - 1:0,7. В железистых охрах содержится гораздо меньше MnO (1,74-9,68%), но доля карбонатной формы еще велика (0,82-9,30%), что свидетельствует об устойчивости карбонатов Mn к окислению. В трех пробах соотношение марганцевых минералов такое же, но в пробе 6 ро-

дохрозита больше, соотношение 1:2,4. Наконец, в манганитовой "кирасе" при валовом содержании MnO 69,2% карбонатный MnO составляет лишь 2,14% и в нем также преобладает родохрозитовая фаза (1:1,6). В неокисленных сидеритах преобладает изоморфный Mn, но в окисленных сидеритах его доля снижается до 1:5-1:2, остальное приходится на окисные минералы марганца.

Заключение

Обнаруженные рудопроявления несомненно являются осадочными, сингенетическими вмещающим породам. Источником Fe и Mn были, скорее всего, верхнедевонские основные вулканиты Северо-Тиманского хребта, по которым формировались последевонские коры выветривания. При размыве этих кор в верхнеюрскую эпоху прибрежные осадки обогащались материалом, богатым Fe и Mn. Это тем более вероятно, что размыться могли и верхнедевонские эффузивноосадочные руды Fe и Mn, наличие которых на Тимане не исключено. Об этом может свидетельствовать присутствие пирролюзита в протоочках некоторых верхнедевонских песчаников с р.Великой. Согласно схеме фациальной зональности, разработанной Н.М.Страховым (1962), от берега в сторону моря следует ожидать смены окисных оолитовых руд карбонатными. В таком случае рудопроявление Нижнее может трактоваться как зона перехода между окисными и карбонатными рудами. Следовательно, при поисках вквост простирающихся отложений прибрежной полосы верхнеюрского палеобассейна можно рассчитывать встретить как окисные, так и карбонатные руды. Поиски следует сосредоточить в полосе развития юрских отложений на площадях, приближенных к вулканогенным породам верхнего девона. При этом благоприятным, по-видимому, фактором являются тектонические нарушения, рассекающие осадочный чехол. С ними могут быть связаны зоны вторично обогащенных руд эпигенетического происхождения.

Сделанные находки доказывают высокую перспективность северо-тиманского региона на обнаружение осадочных руд Fe и Mn. При этом поиски необходимо вести не только в мезозойских отложениях, но захватить и палеозойские, до верхнедевонских включительно.

Авторы признательны Н.П.Юшкину за внимание к этой работе.

ЛИТЕРАТУРА

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т.2.- М.: Изд-во АН СССР, 1962.- 574 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Охотников В.Н. Эндогенное оруденение Полярного Урала	3
Костюхин М.Н. Минералого-геохимические особенности сиенитов и гранитоидов Северного Тимана в связи с оценкой их потенциальной рудоносности	16
Степаненко В.И. Геохимия докембрийских гидротермально-метасоматических образований Среднего Тимана	25
Таранина Т.И. Генетикоинформационное значение изотопного состава серы сульфидов и сульфатов баритовых месторождений	35
Ромашкин Ю.Н. Закономерности локализации, минеральный состав и условия образования флюоритопроявлений в бассейне р.Песчаной (северо-восточный Пай-Хой)	44
Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. Геохимия, минералогия и рудогенез марганца в черносланцевых отложениях Пай-Хоя	54
Беляев В.В. Бор в бокситоносных корах выветривания Тимана	73
Лихачев В.В., Швецова И.В., Беляев В.В. Бокситоносная кора выветривания полевошпатовых метасоматов на Среднем Тимане	83
Данилов М.А., Юдович Я.Э. Первая находка осадочных марганцевых руд в Северном Притиманье	94

УДК 553.2:553.042(234.851)

055(02)4

ЭНДОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ПОЛЯРНОГО УРАЛА. Охотников В.Н. — В кн.: Рудообразование на Тимане и севере Урала. Сыктывкар, 1981, с. 3-15. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР; вып.34).

Разнообразие эндогенной минерализации на Полярном Урале обусловлено длительной полициклической историей формирования этой области. Охарактеризованы эволюция пяти металлогенических зон, генетические типы месторождений и проявлений железа, хрома, меди, молибдена, вольфрама, олова, свинца, цинка, мышьяка, сурьмы, барита. Полученные данные позволяют оценить их значение в общем рудном балансе региона. Рис.1. Библиогр. — 14.

УДК(549+550.4):552.321.1/3:552.331.2(234.83)

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СИЕНИТОВ И ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОГО ТИМАНА В СВЯЗИ С ОЦЕНКОЙ ИХ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ. Костюхин М.Н. — В кн.: Рудообразование на Тимане и севере Урала. Сыктывкар, 1981, с. 16-24. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР; вып.34).

Рассматриваются минералого-геохимические особенности сиенитов и гранитоидов Северного Тимана и связанных с ними контактово-реакционных, жильных и гидротермально-метасоматических образований. В результате изучения характера поведения минералов и элементов в выявленной последовательности эндогенных процессов, учета масштабов их проявления и петрогенетической модели оцениваются перспективы рудоносности сиенитов и гранитоидов на редкие элементы. Табл.3. Библиогр.—8.

УДК 550.42:553.22(234.83)

ГЕОХИМИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СРЕДНЕГО ТИМАНА. Степаненко В.И. — В кн.: Рудогенез на Тимане и севере Урала. Сыктывкар, 1981, с. 25-34. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР; вып.34).

Гидротермально-метасоматические образования среднетиманского карбонатитового комплекса формировались под воздействием на вмещающие породы единого флюида, имеющего мантийный источник. В его сос-

тав входили углекислота, фосфор, калий, натрий, кальций, магний, марганец и железо. В качестве малых элементов флюидом приносились литий, фтор, барий, стронций, ниобий и редкоземельные элементы. Кроме того, в ходе гидротермально-метасоматических процессов из исходных пород экстрагировались цирконий и титан, которые в благоприятных условиях давали самостоятельные минеральные фазы. Кислотно-щелочная дифференциация флюида обусловила раздельное осаждение элементов. Выделяются две группы пород, имеющих практическое значение. Первая группа представлена карбонатитами, несущими повышенные содержания легких редкоземельных элементов, фосфора и стронция. Попутно из них может выделяться ниобий. Во вторую группу входят полевошпатовые метасоматиты и жильные образования, характеризующиеся повышенными содержаниями ниобия, тяжелых редкоземельных элементов и иттрия. Библиогр.- 11.

УДК 553.689.2:546.22(234.82+234.851)

ГЕНЕТИКОИНФОРМАЦИОННОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ СУЛЬФИДОВ И СУЛЬФАТОВ БАРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. Таранина Т.И.- В кн.: Рудообразование на Тимане и севере Урала. Сыктывкар, 1981, с. 35-43. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР; вып. 34).

Обсуждаются полученные результаты изотопного анализа серы баритов и сульфидов месторождений Пай-Хоя и Полярного Урала. Новые результаты в комплексе с другими геологическими данными позволяют сделать вывод о длительной истории формирования баритовой минерализации рассматриваемого региона и значительном участии в рудообразовании сульфатов вод глубокой циркуляции. Рис.1. Библиогр. - 19.

УДК 549.454.2:553.2(234.82)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФЛЮОРИТОПРОЯВЛЕНИЙ В БАССЕЙНЕ р.ПЕСЧАНОЙ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ПАЙ-ХОЙ). Ромашкин Ю.Н.- В кн.: Рудогенез на Тимане и севере Урала. Сыктывкар, 1981, с. 44-53. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР; вып. 34).

Дана краткая литологическая характеристика каменноугольных отложений района, в которых выделяются два флюоритоносных горизонта. Приведен минералогический состав флюоритопроявлений, кратко охарактеризованы рудные минералы. Предложена схема формирования флюорито-

вой минерализации, относящейся к кварц-кальцит-флюоритовому типу. Рис.2. Библиогр. - 4.

УДК 550.42:553.32:552.5(234.82)

ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И РУДОГЕНЕЗ МАРГАНЦА В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПАЙ-ХОЯ. Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П.- В кн.: Рудогенез на Тимане и севере Урала. Сыктывкар, 1981, с.54-72. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР; вып. 34).

На основе представительного опробования (более 1500 проб, проанализированных полуколичественно, 470 химических определений MnO в сборных и частных пробах) впервые надежно установлены средние содержания Mn в 14 стратиграфических подразделениях палеозоя Пай-Хоя для всех основных типов осадочных пород (терригенных, кремнистых, карбонатных, конкреционных). Выявлены три стратиграфических интервала, обогащенных Mn, к которым приурочены и руды Mn гидротермальные окисные, гидротермальные карбонатные и осадочные (седиментационно-диагенетические) карбонатные. Впервые указаны новые для этой территории минералы Mn как окисные (криptomелан, браунит, может быть и гаусманит), так и карбонатные (различные родохрозиты - цинкистые, железистые, кальциево-железистые; манганосидериты, олигониты манганокальциты, манганоделомиты). Табл.2, рис.3. Библиогр. - 15.

УДК 553.492.1:546.27(234.83)

БОР В БОКСИТОНОСНЫХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ТИМАНА Беляев В.В.- В кн.: Рудообразование на Тимане и севере Урала. Сыктывкар, 1981, с. 73-82. (Труды ин-та геологии Коми филиала АН СССР; вып.34).

Детально рассмотрена геохимия бора в бокситоносных корках выветривания, развитых по сланцево-карбонатным породам и полевошпатовым метасоматитам. Установлено, что содержание бора в элювиальных продуктах выветривания и бокситах находится в прямой зависимости от его содержания в исходных породах. Аномально высокое содержание бора среднетиманских бокситов обусловлено не гидротермально-метасоматическими процессами, а высокой бороносностью материнских пород. Сохранение его в минералах (даже в одном минерале) коры выветривания очень непостоянно. В процессе латеритного выветривания бор сравнительно малоподвижен, что не увязывается с представлениями о нем как активном мигранте в зоне гипергенеза. Библиогр. - 13.

УДК 553.492.1:552.5:553.613(234.83)

БОКСИТОНОСНАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОЛЕВОШПАТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ НА СРЕДНЕМ ТИМАНЕ. Лихачев В.В., Швецова И.В., Беляев В.В. — В кн.: Рудогенез на Тимане и севере Урала. Сыктывкар, 1981, с. 83-93. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.34).

В работе приводится характеристика нового типа материнских пород бокситов Среднего Тимана — полевошпатовых метасоматитов. Рассматриваются состав и строение бокситоносного профиля выветривания, выделяются минералого-геохимические зоны. Описывается специфическая акцессорная минерализация бокситов и кор выветривания, унаследованная от метасоматитов. Выделяются типоморфные редкие элементы продуктов выветривания полевошпатовых метасоматитов — ниобий, редкие земли. Рис.2. Библиогр. — 2.

УДК 553.32(470.111)

ПЕРВАЯ НАХОДКА ОСАДОЧНЫХ МАРГАНЦЕВЫХ РУД В СЕВЕРНОМ ПРИТИМАНЬЕ. Данилов М.А., Юдович Я.Э. — В кн.: Рудогенез на Тимане и севере Урала. Сыктывкар, 1981, с. 94-99. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР; вып.34).

Описаны два рудопроявления в отложениях верхней юры на р.Безмошице, притоке р.Пёши, на западном склоне северного Тимана. В проявлении "Нижнее" рудный пласт мощностью до 3 м сложен известковыми песчанистыми глинами и сильно карбонатными оолитовыми песчаниками с кварцем и глауконитом; подстилается песчано-глинистыми отложениями и перекрывается глинами и глауконитовыми песками с фосфоритами. Верхняя часть пласта превращена в пестрые охры и плотные сцементированные массы типа кирасы в результате эпигенетических процессов (по видимому, кора выветривания линейного типа). Рудопроявление "Верхнее" представлено сериями прослоев и линз марганценосных окисленных сидеритов. Генезис руд связывают с переотложением в прибрежной полосе верхнеюрского моря продуктов кор выветривания по верхнеюрским базальтоидам (а возможно и по эффузивно-осадочным рудам этого возраста). Подчеркивается высокая перспективность региона на обнаружение месторождений Fe и Mn осадочного типа. Табл.2. Библиогр. — 1.

РУДООБРАЗОВАНИЕ НА ТИМАНЕ И СЕВЕРЕ УРАЛА

Редактор Ю.А.Кочев
Техн.редактор М.А.Сазанская
Корректор Т.В.Цветкова
Художник Т.Н.Коданева

Подписано в печать 16/XII-1980 г. ЦО 4329. Формат 70x90 1/16.
Бум.типографская № 1. Усл.печ.л. 6^{1/2}. Уч.-изд.л. 6,6. Тираж 500.
Заказ № 141. Цена 45 коп.

Ротапринт Коми филиала АН СССР, г.Сыктывкар, Коммунистическая, 26.