

Генезис
и закономерности
размещения
фосфоритов



Издательство • Наука •

940

Генезис и за-
кономерности размеще-
ния фосфоритов.

М., 1974.

85к.

АКАДЕМИЯ
НАУК
СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЛАБОРАТОРИЯ ОСАДОЧНЫХ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

553.64

Генезис
и закономерности
размещения
фосфоритов

340



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1974



Генезис и закономерности размещения фосфоритов, 1974 г.

Сборник посвящен различным вопросам происхождения фосфоритов. В ряде статей рассматриваются постседиментационные изменения этих полезных ископаемых.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся изучением осадочных полезных ископаемых.

Табл. 4, илл. 20, библи. 77 назв.

Редколлегия

А.А. Арсеньев (отв. редактор),
Е.М. Грибов, С.В. Левченко,
Д.Л. Мозесон, А.В. Тыжнов,
В.К. Чайковский

ГЕНЕЗИС И ЗАКОНОМЕРНОСТИ
И РАЗМЕЩЕНИЯ ФОСФОРИТОВ

Утверждено к печати Лабораторией
осадочных полезных ископаемых

Редактор издательства В.С. Ванян
Технический редактор Е.К. Полукарова

Подписано к печати 4/III-74 г. Т - 01776.

Усл.печ.л. 7,25. Уч.-изд.л. 8,53

Формат 80x90¹/16. Бумага офсетная № 1.

Тираж 1000 экз. Тип. зак. 910

Цена 85 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ЛЕОНИД ВАСИЛЬЕВИЧ ПУСТОВАЛОВ

Совсем недавно исполнилось семьдесят лет со дня рождения Леонида Васильевича Пустовалова. Воспоминание о человеке нередко быстро уступает времени, но бывают люди, память о которых не подвластна этому. Эти люди в силу своего дарования и характера идут своими непроторенными дорогами, открывая новые горизонты в различных областях науки, техники, искусства. К таким людям в истории развития науки несомненно принадлежит и Л.В. Пустовалов.

Почти с самого начала своей научной деятельности, в начале тридцатых годов, Леонид Васильевич занялся изучением фосфоритов на Сынтульском месторождении железных руд и фосфатов. Затем, работая в Институте геологических наук АН СССР, Леонид Васильевич создает специальную исследовательскую группу по изучению фосфоритов, а в дальнейшем в организованной им Лаборатории осадочных полезных ископаемых под его руководством осуществлялись большие исследования фосфоритов на территории страны.

Л.В. Пустовалов был не только выдающимся исследователем. В творческом пути Леонида Васильевича четко определились два основных тесно связанных между собой направления, непрерывно развивавшихся в дальнейшем. Одно из них — научно-исследовательское с неизменно углублявшимися уклоном в сторону практики, изучения осадочных пород в им же обоснованном органическом сочетании с заключенными в этих породах полезными ископаемыми. Другое — педагогическое, тяготеющее к науке и теории.

Первое направление заключается в разработке научных проблем, в последовательном совершенствовании научно-исследовательской и организаторской работы — от изучения отдельных месторождений осадочных полезных ископаемых и затем их естественных для промышленности комплексов до организации научно-исследовательского центра, ориентированного на изучение осадочных полезных ископаемых в соответствии с потребностями народного хозяйства. Второе направление охватывает всю его необычайно плодотворную педагогическую деятельность и в конечном итоге — выводы о наиболее эффективных путях развития геологических наук. Излишне говорить, насколько оба эти направления, переплетаясь, отвечали возможностям наиболее рационального приложения таланта к делу совершенствования советской геологической науки, укрепления сырьевой базы страны и тем самым экономической мощи государства.

Для иллюстрации следует напомнить хотя бы только о непреходящем значении трудов Леонида Васильевича, впервые превративших литологию из науки описательной в науку о развитии закономерно связанных между собой процессов образования осадочных пород. Можно с полным основанием утверждать, что именно с этого времени и в значительной мере благодаря работам Л.В. Пустовалова советская литология прочно утвердилась на передовых рубежах науки об осадочных породах.

И если в настоящее время в этих работах и есть чему удивляться, то не тому, что сейчас отдельные положения их автора требуют тех или иных корректив, а тому, что их не так много и они не столь существенны, чтобы серьезно поколебать основные выдвинутые автором закономерности, в том числе и те из них, которые освещаются в предлагаемой монографии: дифференциация вещества, периодичность осадкообразования с накоплением связанных с ним полезных ископаемых и принцип развития (эволюции) геологических процессов.

Безграничная преданность науке и прогрессу сочеталась у Леонида Васильевича с четкой деловитостью, способностью к созданию в коллективе атмосферы увлеченности и сотрудничества. И во всех областях — принципиальная непримиримость ко всему, что мешает прогрессу и новаторству в научной деятельности. Истоками ее являлась глубокая заинтересованность в развитии науки, а следствием — бескомпромиссная борьба за научную истину, достигнутое открытие, без скидок или уступок.

Редколлегия

К ВОПРОСУ ФОСФОРИТООБРАЗОВАНИЯ В СВЕТЕ УЧЕНИЯ Л. В. ПУСТОВАЛОВА

Юдин Н. И.

Л. В. Пустовалов придавал большое значение изучению агрономических руд, и в частности фосфоритов, как важнейших и необходимых видов сырья для производства минеральных удобрений, что нашло свое отражение в ряде его опубликованных работ (1933, 1934, 1940, 1950, 1964, 1967).

Его идеи ныне прочно вошли в жизнь и с успехом используются в науке об осадочных породах, в учении о полезных ископаемых, а также в геологоразведочной практике.

Я остановлюсь на некоторых основных положениях учения Л. В. Пустовалова в связи с рассмотрением вопросов древнего фосфоритообразования.

Прежде всего Л. В. Пустовалов подчеркивал, что возникновение твердых полезных ископаемых неразрывно связано с образованием окружающих и вмещающих их осадочных пород, с которыми они образуют закономерные парагенетические сообщества. Этот его главный теоретический вывод находит полное подтверждение в учении о древнем фосфоритообразовании.

Анализ огромного фактического материала по древним фосфоритоносным отложениям геосинклинальных областей СССР и зарубежных стран показывает, что образование фосфоритов в этих областях тесно и неразрывно связано с образованием карбонатных кальцит-доломитовых пород.

Наиболее древнее фосфоритообразование на территории СССР, в Юго-Западном Прибайкалье, в слюдяное время верхнего архея было связано с началом карбонатообразования в этом районе.

Фосфоритовые месторождения Сибири (Белкинское, Саржаковское, Уха-Гольское), Каратау в Южном Казахстане, Хубсугульское и Монголии, Фосфория в США приурочены к карбонатным формациям. Этот факт свидетельствует о том, что определяющим типом вмещающих крупные залежи древних геосинклинальных фосфоритов являются карбонатные породы. Вне карбонатных отложений крупные скопления пластовых фосфоритов отсутствуют, что было отмечено в свое время А. В. Казаковым (1939). На высокую степень карбонатности геосинклинальных фосфоритов указывал и Б. М. Гиммельфарб (1965).

Участвующие в строении фосфоритов породообразующие минералы в точности отвечают минеральному составу вмещающих их пород. Фосфориты карбонатного типа приурочены обычно к карбонатным разрезам фосфоритоносных отложений (Белкинское, Саржаковское в Сибири, Хубсугульское в Монголии); в фосфоритах, ассоциирующихся с кремнисто-карбонатными и глинисто-кремнисто-карбонатными породами, обязательной составной частью являются кварц, халцедон, глинистые ми-

нералы (Тамалыкское месторождение в Сибири, Каратау в Казахстане, Фосфория в США и др.).

Наблюдающаяся связь древних фосфоритов с доломитами является следствием специфики карбонатакопления в древнее время, при котором преимущественное развитие получили доломиты. Однако наряду с доломитами в древних карбонатных толщах значительное место занимают почти исключительно известковые толщи, с которыми также связаны фосфориты (кабырзинская свита в Горной Шории, чартысская в Туве). Кроме того, первичный кальцит принимает участие в строении всех типов древних геосинклинальных отложений. А.С. Михайлов (1968) отмечает, что для кремнисто-карбонатной фосфоритоносной формации Алтае-Саянской складчатой области характерна приуроченность подавляющей массы фосфата к смешанным (кальцит, доломит) карбонатным породам, которая вполне закономерна с точки зрения физико-химических условий фосфоритообразования. Кальцит является обязательной составной частью фосфоритов и вмещающих их пород. Это естественно, поскольку кальций участвует в строении и фосфата, и доломита, и кальцита и является объединяющим для этих минералов. От определенного соотношения кальция, магния и фосфора в ходе седиментации зависел процесс садки и концентрации фосфата.

С вулканогенно-осадочными образованиями связаны, как правило, низкокачественные фосфориты.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что, как отмечал Л.В. Пустовалов, фосфориты образуют с окружающими и вмещающими их породами закономерные парагенетические сообщества.

Л.В. Пустовалов (1964, 1967) подчеркивал, что осадочному процессу принадлежит решающая роль в образовании большинства важнейших видов полезных ископаемых, в том числе и фосфоритов. Он писал: "Без преувеличения можно сказать, что если бы осадочный процесс "не работал" миллионы лет над созданием месторождений разных полезных ископаемых, мы не имели бы сейчас в земной коре месторождений нефти, угля, горючих газов, железных, марганцовых и алюминиевых руд, калийных солей, фосфоритов, россыпей титана, циркония, алмазов, золота и многих других полезных ископаемых" (Пустовалов, 1967).

Л.В. Пустовалов, как и многие другие ученые (Б.М. Гиммельфарб, Н.М. Страхов, М.В. Кленова, Л.Б. Рухин, А.Б. Ронов, Мак-Келви, Свансон, Шелдон, Сальван и др.), поддержал гипотезу А.В. Казакова (1937, 1939) о хемогенном образовании фосфоритов, за основу которой он брал положение А.В. Казакова о возможности образования фосфоритов в результате физико-химических процессов непосредственно из морских вод нормальной солености. Эта гипотеза опровергала теорию, согласно которой непосредственной причиной образования фосфоритов следовало считать массовую гибель фауны.

Накопившийся к настоящему времени огромный фактический материал по фосфоритоносным отложениям мира подтверждает главнейшее положение гипотезы А.В. Казакова о том, что фосфориты представляют собой типичные химические осадки морских бассейнов нормальной солености.

Л.В. Пустовалов (1940) вслед за А.В. Хабаковым (1937) считал, что максимальная концентрация фосфора совпадает с началом больших периодов осадкообразования. А.В. Хабаков, выявивший эту закономерность, был склонен объяснить ее гипотетической гибелью организмов, которая катастрофически наступает каждый раз в связи с мировыми геологическими катаклизмами.

Но Л.В. Пустоваловым эта закономерность связывалась с общим ритмом и общей периодичностью минерального осадкообразования. Он считал, что в начале больших периодов осадконакопления возникают преимущественно пластовые фосфориты со значительным содержанием фосфора. Фосфор преимущественно фиксировался в осадках при максимальном и быстром сносе с суши различного материала, обеспечивавшем благоприятные условия для его массовой концентрации.

В области платформ накопление фосфоритов Л.В. Пустовалов связывал с развитием регрессий и трансгрессий морей, однако вследствие меньшей интенсивности сноса материала по сравнению с тем, что наблюдается вслед за геологическими катаклизмами, образуются, как правило, низкосортные и маломощные фосфориты желвакового типа.

"Это заставляет рассматривать, — пишет Л.В. Пустовалов, — конкреционные фосфоролиты и, в частности, наши мезозойские фосфоролиты лишь как отголоски более мощной концентрации фосфора в виде пластовых фосфоролитов, не проводя между ними существенной генетической разницы; в данном случае на первое место выступают количественные, но не качественные различия".

Распределение фосфоритов как в стратиграфическом разрезе, так и по площади в известной мере подтверждают подмеченные Л.В. Пустоваловым закономерности размещения фосфоритов среди осадочных образований. К послелайкальскому периоду осадконакопления приурочены позднерифейские, вендские и нижнекембрийские месторождения фосфоритов в Сибири, Казахстана, Монголии, Китае, ДРВ, Австралии; к послекаледонскому — нижнесилурийские фосфоритовые месторождения штата Арканзас в США, верхнеордовикские отложения Эстонии, Ленинградской области и Сибирской платформы, девонские "синие" фосфориты штата Тенесси в США и девонские в Армении и Северном Иране; к послегерцинскому — верхнепалеозойские (пермские) месторождения Скалистых гор в США, артинские в Западном Приуралье, к послекиммерийскому — верхнеюрские и нижнемеловые месторождения Русской платформы, к послеверхнемеловому — верхнемеловые месторождения Русской платформы, к послелайлийскому — третичные месторождения Северной Африки (Алжир, Тунис, Марокко) и Средней Азии.

Б.М. Гиммельфарб (1965) выделяет для территории СССР следующие основные эпохи фосфатонакопления: докембрийскую (преимущественно протерозой), кембрийскую, ордовикскую, пермскую, юрскую, нижнемеловую, верхнемеловую, палеогеновую и неогеновую, которые в общем соответствуют отмеченным выше большим периодам осадконакопления.

Мысль Л.В. Пустовалова о том, что нет существенной генетической разницы в образовании геосинклинальных и платформенных фосфоритов, находит подтверждение у ряда исследователей, рассматривавших условия образования фосфоритов.

А.В. Казаков (1950) отмечал, что в формировании фосфоритоносной формации "фосфория" наблюдаются аналогичные закономерности для фосфоритов месторождений Московской синеклизы, которые отображают во многом общность их генетической природы, несмотря на различия в масштабах фосфатонакопления и геотектоническом типе месторождений.

Б.М. Гиммельфарб (1965) видит общность фосфоритообразования в складчатых сооружениях и на платформах в том, что оно было проурочено в основном к склонам прогибов, на месте которых в период орогенеза образовались крупные антиклинальные поднятия. Г.И. Бушинский (1969) рассматривает фосфоритоносные отложения области "Фосфория" как платформенные образования, хотя многие исследователи считают их геосинклинальными (Шатский, 1955; и др.). В.Г. Сагунов (1969) отмечает, что геотектонические условия образования фосфоритов Каратау близки к платформенным.

Не всегда, как это полагал Л.В. Пустовалов, пластовые фосфориты значительно богаче платформенных. В ряде складчатых областей (Горная Шория, Алтай-Саянская, Удско-Шантарская) пластовые фосфориты имеют среднее содержание P_2O_5 такое же или более низкое (Белкинское месторождение), чем желваковые фосфориты некоторых месторождений Русской платформы (Егорьевское, Вятско-Камское).

Бедность желваковых фосфоритов Русской платформы объясняется, по-видимому, не только сравнительно ограниченным поступлением в бассейн осадконакопления фосфора, но в ряде случаев и кальция.

В геосинклинальных областях одной из основных причин бедности фосфоритов является не источник фосфора, а главным образом геологические и связанные с ними физико-химические факторы (активный тектонический режим, быстрое накопление мощных толщ осадков, влияющие вулканической деятельности, физико-химические условия).

Одна из главнейших и важнейших составных частей учения Л.В. Пустовалова — это впервые разработанный им более 30 лет назад схема осадочной дифференциации. Д.И. Щербаков, Д.В. Наливкин и Б.Н. Ерофеев писали в 1963 г. в связи с шестидесятилетием Л.В. Пустовалова: "Имеются все основания для утверждения, что представления об осадочной дифференциации и периодичности осадкообразования, равно как и принцип развития (эволюции) геологических процессов, с успехом выдержали испытание временем и прочно сейчас вошли в научное сознание и в обиход современной геологической научной мысли".

Как известно, сущность осадочной дифференциации заключается в том, что в зоне осадкообразования происходит разобщение составных частей изначальных пород. В зависимости от характера сил, приводящих к разделению вещества, Л.В. Пустовалов вводит понятия механической и химической осадочной дифференциации.

В соответствии со схемой химической осадочной дифференциации Л.В. Пустовалова осаждение фосфорнокислого кальция в платформенных условиях происходит где-то около выпадения силикатов железа, в частности глауконита, однако в более мелководных (прибрежных) условиях, чем глауконит.

Л.В. Пустовалов не рассматривал пути миграции фосфора в процессе осадочной дифференциации, однако значение механической и хими-

ческой дифференциации в формировании как платформенных, так и геосинклинальных фосфоритов очень велико.

Анализ условий образования желваковых фосфоритов с позиций осадочной дифференциации свидетельствует о том, что формирование фосфоритов зависело от сложного сочетания различных факторов (физико-химических, литологических, тектонических, палеогеографических, климатических и др.). Ничтожное изменение того или иного фактора (усиленное осаждение глауконита, поступление большого количества терригенного материала) тормозило или вовсе прекращало процесс фосфотонакопления. Важнейшим условием формирования желваковых фосфоритов являлось ограниченное поступление терригенного материала, а также благоприятные физико-химические условия для садки фосфата, а не для образования глауконита.

Еще более наглядное проявление химической осадочной дифференциации наблюдается при изучении геосинклинальных фосфоритов.

В строении древних фосфоритоносных толщ и фосфоритов часто наряду с доломитом и кальцитом существенное значение имеют кремнистые породы, хотя, как мы уже отмечали ранее, ряд крупных месторождений связан с преимущественно карбонатными породами (Белкинское, Саржаковское, Уха-Гольское в Сибири, Хубсугульское в Монголии, Лао-Кайское в ДРВ).

Кремнистые породы сами по себе не содержат фосфоритов. Лишь на контакте с карбонатными породами в переходной толще или при переслаивании с фосфоритами они становятся фосфатными. При этом, как правило, первичные кремнистые фосфориты (имеются в виду руды) являются наиболее бедными даже в таких месторождениях, как Каратау. Вместе с тем встречаются кремнистые фосфориты, образовавшиеся в зоне гипергенеза за счет кремнисто-карбонатных фосфоритов, которые могут иметь более высокое содержание P_2O_5 , чем первичные (Тамалыкское месторождение в Кузнецком Алатау).

На основании парагенеза кремнистых пород с фосфоритами Н.С. Шатский (1955) выделил отдаленно кремнистый тип фосфоритоносных формаций, рассматривая его наиболее богатый и перспективный для поисков фосфоритов. Он считал, что кремнистые фосфоритоносные толщи бассейнов Каратау и Скалистых гор в США теснейшим образом связаны с вулканогенными образованиями. Характерной чертой ряда крупнейших фосфоритоносных бассейнов мира с высококачественными фосфоритами (Каратау в СССР, Скалистые горы - в США, Прихубсугульский в Монголии), на которую мало обращают внимание при рассмотрении условий образования фосфоритов, являются выдержанное и определенное стратиграфическое положение кремнистых пород в разрезе кремнисто-карбонатных формаций, их четкая обособленность от фосфоритов.

В Каратау, например, выдержанная толща кремней мощностью до 25 м залегает в основании фосфоритоносной серии. В формации "Фосфория" кремни мощностью 5-12 м залегают в основании серии (нижняя кремнистая пачка) и внутри нее (пачка межрудных кремней мощностью 40-50 м), над нижней фосфоритовой пачкой. На Хубсугульском месторождении кремни мощностью 40-50 м перекрывают фосфоритоносную пачку.

Наблюдается и другой тип строения кремнисто-карбонатных фосфоритоносных отложений, в Сибири, на Батеневском кряже, наблюдается кремнисто-карбонатный, названный нами богградским, тип фосфоритоносных отложений с рассеянным кремнеземом в карбонатной массе, с мелкими линзовидными залежами фосфоритов и ассоциирующихся с ними кремнистых пород в мощной толще этих отложений.

В первом случае мы наблюдаем проявление полной и глубокой химической дифференциации слагающих фосфоритоносную толщу хомогенных образований (фосфоритов, кремнистых и карбонатных пород); во втором отмечается слабая степень химической дифференциации компонентов, слагающих фосфоритоносную толщу.

По-видимому, в этом и заключается одна из главных причин образования высококачественных фосфоритов в первом случае и бедных — во втором.

Это полностью подтверждает вывод Л.В. Пустовалова о том, что "то или иное течение процессов осадочной дифференциации определяет состав и размещение (я бы добавил — и качество. — Н.Ю.) осадочных образований, в том числе месторождений осадочных полезных ископаемых, будь то хомогенные или обломочные накопления" (Пустовалов, 1964, стр. 31).

Очень важной и интересной частью учения Л.В. Пустовалова являются его работы по геохимическим фациям, в которых рассматриваются вопросы связей, существующих между различными осадочными минералами, геохимическими и физико-химическими свойствами той древней среды, в которой они образовались.

Среди главнейших морских геохимических фаций Л.В. Пустовалов выделил платформенную фосфоритовую фацию, соседствующую с глауконитовой фацией и частью перекрывающей ее, но располагающуюся ближе к берегу и на меньших глубинах, нежели глауконитовая.

Л.В. Пустовалов, как это он сам подчеркивал (1940), не претендовал на полноту освещения вопроса о геохимических фациях, и поэтому характеристика выделенной им фосфоритовой фации носит схематичный характер и базируется главным образом на платформенных фосфоритах.

Наиболее полное представление о фосфоритовых фациях получило в трудах выдающегося геолога-фосфатчика А.В. Казакова (1937, 1939, 1950), который был горячим сторонником Л.В. Пустовалова.

Согласно А.В. Казакову, фосфориты формируются в условиях определенной фосфоритной фации, приуроченной к зоне шельфа. Н.М. Страхов (1957) также подчеркивал, что местом самой наибольшей концентрации фосфоритов являлся в основном шельф.

Накопившийся к настоящему времени огромный фактический материал по геохимии фосфоритоносных отложений еще более расширил наши представления о парагенезисе минералов и химических элементов в фосфоритах, за изучение которых ратовал Л.В. Пустовалов. Работами многих исследователей по фосфоритам найдено научное объяснение ассоциации фосфата с доломитом, флюоритом, хлоритом и другими

минералами, взаимоотношения фосфоритной марганценозной и железорудной фаций, связи ряда элементов-примесей с фосфоритами.

И последнее, на чем коротко хочется остановиться, — это проблема изучения вторичных изменений осадочных пород и полезных ископаемых, впервые поднятая Л.В. Пустоваловым и получившая дальнейшее развитие в трудах многих исследователей.

Л.В. Пустовалов (1964, стр. 32) писал: "Месторождения полезных ископаемых нельзя рассматривать как нечто раз образовавшееся и после этого навеки застывшее, как "вещь в себе", изолированную от окружающей среды, от вмещающих ее горных пород. Напротив, всякое месторождение "живет" и изменяется вместе с изменением окружающей его геологической среды, геологической обстановки".

Основными факторами, влияющими на вторичные изменения, являются по мнению Л.В. Пустовалова, изменение термодинамического режима (температура и давление), гидрогеологический и газовый режимы, степень растворимости, геохимическая подвижность (миграционная способность), склонность к кристаллизации рудных компонентов, преобразующее воздействие магмы на осадочные породы и руды.

Вторичные преобразования под воздействием перечисленных выше факторов особенно характерны для фосфоритоносных пород и фосфоритов.

Под воздействием регионального метаморфизма возникли осадочно-метаморфические пластовые месторождения (Слюдянка, Корейский п-ов, ДРВ, Китай).

С процессами вторичных преобразований древних фосфоритоносных пород и фосфоритов связаны формирование крупных месторождений кор выветривания, широко развитых на территории Сибири (Телекское, Белкинское, Абладжанское, Саржаковское, Сарминское и др.), обогащение приповерхностных частей месторождений (зона гипергенеза) за счет выветривания и перераспределения рудного вещества первичных фосфоритов, наблюдающееся почти на всех без исключения месторождениях.

Под влиянием инъекции магмы образуются контактовые залежи, характерным примером которых может служить Чулактауское месторождение в Каратау.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г.И. 1969. Формация фосфория. М., изд-во "Наука".
Гиммельфарб Б.М. 1965. Закономерности размещения фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., изд-во "Недра".
Казаков А.В. 1937. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис. — Труды НИУИФ, 139, М.
Казаков А.В. 1939. Фосфатные фации. ГОНТИ. М.
Казаков А.В. 1960. Гестектоника и формирование фосфатных месторождений. — Изв. АН СССР, серия геол., 5.
Михайлов А.С. 1968. Геохимия фосфора и проблема генезиса фосфоритов. — Труды СНИИГИМС, 68. Новосибирск.

- Пустовалов Л.В. 1933. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. - Проблемы сов. геол., 7.
- Пустовалов Л.В. 1934. Сынтутьское месторождение железных руд и фосфатов. - Труды Моск. геологоразвед. треста, 5.
- Пустовалов Л.В. 1940. Петрография осадочных пород, ч. 1 и 2. М.-Л., Гостоптехиздат.
- Пустовалов Л.В. 1950. Об успехах в изучении осадочных пород и осадочных полезных ископаемых в СССР. - Изв. АН СССР, серия геол., 1
- Пустовалов Л.В. 1964. О состоянии и основных направлениях дальнейшего развития геологической науки. - Сов. геол., 8.
- Пустовалов Л.В. 1967. Осадочные полезные ископаемые - основа минерально-сырьевых ресурсов. - В кн. "Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых в СССР". М., Изд-во "Наука".
- Сагунов В.Г. 1968. Геология агрономических руд Казахстана. Автореф. докт. дисс. Алма-Ата.
- Страхов Н.М. 1957. О фациальных соотношениях между рассеянными содержаниями элементов и их рудными накоплениями в отложениях гумидных зон. - Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 86, № 2.
- Шатский Н.С. 1955. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. - Совещ. по осадочн. породам, вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Щербаков Д.И., Наливкин Д.В., Ерофеев Б.Н. 1963. Творческий путь Л.В. Пустовалова. - В кн. "Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований". М., изд-во АН СССР.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ХРЕБТА ДЖАГДЫ (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

Арсеньев А. А., Ручкина Ю. Р.

Работами Дальневосточного геологического управления в 1963 г. на правом берегу р. Уды (в пределах хр. Джагды) в нижнекембрийских метаморфических отложениях были открыты фосфориты. С 1964 г. здесь ведутся разведочные поисковые и тематические работы Удской геологоразведочной экспедицией Дальневосточного геологического управления под руководством Э.Л. Школьника. В результате проведенных исследований в настоящее время установлена фосфатоносность метаморфических пород на громадной площади от бассейна р. Селиткан (правый приток Селемджи) на юго-западе до Шантарских островов на северо-востоке протяженностью около 600 км.

Исследованный район является высокогорным, с альпийским рельефом (более 2000 м абс. выс.), очень слабо обнаженным и густозалесянным.

Геологическое строение

В геолого-структурном отношении фосфоритоносный район расположен в северо-восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса близ западного побережья Охотского моря. В его строении участвуют различные кристаллические и метаморфические образования — от протерозоя до юры и мела.

Древнейшими образованиями являются рассланцованные интенсивно метаморфизованные и перекристаллизованные основные и ультраосновные породы, анортозиты, габбро-анортозиты, гнейсы, различные кристаллические и метаморфические сланцы баладекского комплекса нижнепротерозойского возраста.

К верхнепротерозойским образованиям отнесены полимиктовые мелкозернистые песчаники, алевролиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы амнуской свиты.

Кембрийские отложения правобережья Уды, по материалам Е.Б. Бельтенева и других геологов Удской экспедиции, делятся на три части. Нижняя, мощностью до 6500 м, сложена известняками, мергелями, песчаниками, конгломератами, различными порфиридами и их туфами. Средняя часть, известная под названием улигданской свиты, представлена разноцветными яшмами, кремнисто-глинистыми сланцами, песчаниками с подчиненным количеством карбонатных пород. В нижней части свиты преобладают карбонатные породы и подчиненное значение имеют яшмы, эффузивные породы и микрокварциты. Часто встречаются онколиты, катаграфии, радиолярии, археоциаты, губки. К улигданской свите приурочены фосфориты и железо-марганцевая рудоносность. Мощность свиты около 3500 м. Верхняя часть нижнего кембрия — оннетокская свита мощностью 1770 м, сложена кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми

песчаниками, сланцами, алевролитами, яшмами, известняками и эффузивными породами и их туфами.

Нижнюю часть разреза и часть улигданской свиды относят к алданскому ярусу, а верхи улигданской и оннетокскую свиту - к ленскому ярусу нижнего кембрия.

Небольшие площади выходов нижнего ордовика известны в западной части района, в бассейне р. Гербикан. Они, по-видимому, приурочены к тектоническим блокам, расположенным в области развития нижнего кембрия. Ордовикские отложения представлены конгломератами, песчаниками, нередко глауконитовыми алевролитами, глинистыми сланцами, органическими известняками с органическими остатками брахиопод, трилобитов, водорослей, отнесенных к нижнему ордовика.

В последние годы по многочисленным находкам органических остатков в бассейне р. Ними установлены среднедевонские отложения. Преобладают кварц-полевошпатовые, реже полимиктовые песчаники, гравелиты, прослой кремнисто-глинистых и глинистых сланцев. В средней части толщи встречаются темно-серые известковистые песчаники. Ориентировочная мощность отложений около 600 м. Возраст определяется в основном по криноидеям среднего девона. Основное распространение девонских отложений наблюдается к востоку и северо-востоку от правобережья Уды, в области Торомского прогиба, где большая часть их, по-видимому, перекрыта юрско-меловыми образованиями.

Пермские отложения, обнаруженные сравнительно недавно на Нелькан-Нимийском междуречье, представлены конгломератами и грубозернистыми песчаниками с ископаемой флорой, отнесенной к поздней перми. Менее достоверные указания на присутствие растительных остатков встречаются и в других местах правобережья Уды.

Юрские отложения распространены очень широко к северо-западу и юго-востоку от области распространения палеозоя, в пределах соответственно Удского и Торомского наложенных прогибов. Эти отложения представлены обычно темносерыми, на выветрелых поверхностях белесыми, очень крепкими конгломератами, грубозернистыми кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками с обильной верхнеюрской фауной. Мощность юрских отложений, вероятно, не менее 2000 м.

Меловые отложения распространены, так же как и юрские, преимущественно в пределах Удского и Торомского прогибов и представлены в основном песчаниками, гравелитами, конгломератами с обильной фауной ауцелл. Предположительная мощность их не менее 500 м.

Магматизм

Специфической особенностью магматизма данного региона является обилие излияний преимущественно основных и реже средних лав на всем протяжении палеозоя и мезозоя.

Наиболее древними магматическими образованиями являются обычно интенсивно рассланцованные основные и ультраосновные породы - анортозиты, габбро-анортозиты, габбро, пироксениты, серпентиниты и другие, приуроченные к баладекскому протерозойскому комплексу гнейсов

и кристаллических сланцев. По классификации Л.И. Красного (1960), они отвечают его джугджурскому комплексу.

Условно верхнепротерозойскими считаются небольшие массивы гранитоидов, приуроченные также к области распространения баладекского комплекса.

Следующий магматический цикл в пределах Удско-Шантарской зоны характеризуется обильными излияниями диабазов, диабазовых порфиритов, базальтовых порфиритов, спилитов, вариолитов и различных лавобрекчий, верхнедокембрийского - кембрийского возраста. Возраст большинства вулканогенных образований определяется как нижнекембрийский; это основывается на переслаивании данных образований с осадочными комплексами улигданской и оннетокской свит. В пределах баладекского докембрийского выступа эффузивной серии, по-видимому, соответствуют дайки конгадиабазов Л.И. Красного.

Довольно широко развиты позднемиловые магматические образования. К ним отнесен массив фельзитовых альбитофиров в бассейне р.Верхней Джаводи, мелкие штоки и крупные дайки габбро-диабазов и комплекс разнообразных гранитоидов преимущественно гранодиоритового состава. Значительная часть этих интрузий прорывает юрские и нижнемиловые образования, что и определяет их возраст. Абсолютный возраст этих интрузий, определенный калий-аргоновым методом (93-99 млн. лет), также соответствует позднему мелу. Невыясненным остается пока возраст фельзитовых альбитофиров, залегающих в палеозойских образованиях, поэтому за неимением достоверных данных они отнесены к этой группе условно.

Схема тектоники и история развития

В структурном отношении Удско-Шантарский фосфоритоносный район расположен, как указано выше, в северо-восточной (Приохотской) части Монголо-Охотского пояса или геосинклинальной области (Геология СССР, т. 19, 1966). Основной структурой района является Удско-Шантарский антиклинорий или Джагдинский горст-антиклинорий, по Е.В. Бельтеневу и др., сложенный преимущественно мощной толщей метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований нижнего палеозоя и в меньшей мере среднего и верхнего палеозоя. Простираение антиклинория северо-восточное, 40-45°. Окончательное становление Удско-Шантарского антиклинория относится ко времени герцинской складчатости, в основном, вероятно, к ее завершающей фазе в пермо-триасовое время, после чего эта область полностью консолидировалась (рис. 1).

К юго-востоку от Удско-Шантарского антиклинория расположен Томский наложенный прогиб, выполненный юрско-меловыми вулканогенно-осадочными образованиями, а с северо-запада к антиклинорию примыкает аналогичный Удский прогиб, также выполненный юрско-меловыми и кайнозойскими отложениями. Чрезвычайно широкое развитие разрывных дислокаций обуславливает характерную блоково-складчатую структуру Удско-Шантарского антиклинория.

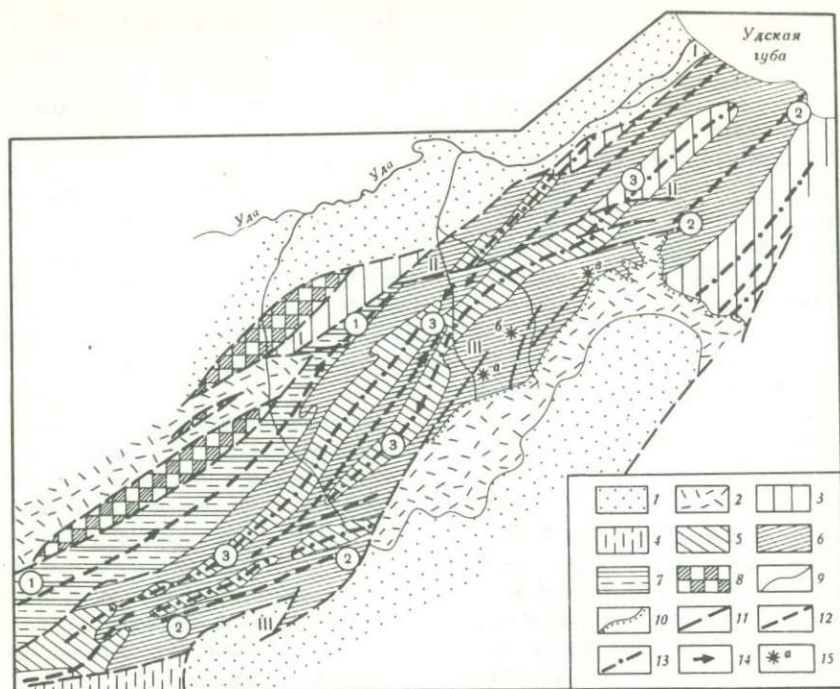


Рис. 1. Тектоническая схема Удско-Шантарского антиклинория (по материалам Е. Б. Бельтенева, Л. И. Красного, М. С. Нагибиной, А. В. Махина)

1 - отложения меловой системы (К); 2 - отложения юрской системы (J); 3 - отложения девонской системы (D); 4 - нижний и средний палеозой нерасчлененный (Pz₁₋₂); 5 - отложения оннетокской свиты ленского яруса нижнего отдела кембрийской системы (E, on); 6 - отложения улигданской свиты алданского и ленского ярусов нижнего отдела кембрийской системы (E, ul); 7 - отложения алданского яруса нижнего отдела кембрийской системы (E₁); 8 - анортозиты, габбро-анортозиты, габбро (vδPR); 9 - геологические границы; 10 - несогласное залегание толщ; 11 - крупные прослеженные тектонические нарушения (I-I - Удской разлом; II-II - Ними-Нельканский разлом; III-III - Галамо-Джаводинский разлом); 12 - оси антиклиналей (1 - Джагдинская; 2 - Соордакская); 13 - оси синклиналей (3 - Ир-Мильканская синклиналиальная зона); 14 - направление погружения шарнира складок; 15 - наиболее крупные фосфатопоявления (а - "Горелый"; б - "Джаводин-Верхняя Джаводи", в - "Нелькан")

Стратиграфия данной области сводится в первом приближении к выделению улигданской и оннетокской свит нижнего кембрия мощностью порядка нескольких километров и частично, по-видимому, некоторой подстилающей толщи, не охарактеризованной органическими остатками. Для всей толщи в целом характерна перемежаемость в той или иной комбинации кремнисто-карбонатных, яшмовых, терригенных и вулканогенных формаций. По имеющимся материалам, в нижней части обычно преобладают вулканогенно-кремнистые и отчасти карбонатные и терригенные отложения (улигданская свита), а выше — терригенные и менее распространены вулканогенно-терригенные (оннетокская свита). Все образования Удско-Шантарского антиклинория характеризуются интенсивной складчатостью и значительным метаморфизмом. Преобладающее падение пород в общем к северо-западу под углами $60-70^{\circ}$ и больше. Значительное развитие имеет также изоклиальная складчатость. Площадное распространение пород улигданской и оннетокской свит и их вытянутость в северо-восточном направлении вскрывают внутреннюю структуру антиклинория. Так, по северо-западному флангу антиклинория протягивается джагдинская антиклинальная структура (центральная, по А.В. Махнину), граничащая с северо-запада с баладекским выступом, а затем по системе крупных разломов — с юрско-меловыми отложениями Удского прогиба. Юго-западная часть антиклинали сложена наиболее низкими горизонтами нижнего кембрия (алданский и ленский ярусы) улигданской свиты и отложениями, подстилающими улигданскую свиту и, возможно, частично относящимися к верхнему докембрию.

Центральную часть антиклинория занимает Ир-Мильканская синклинальная зона, в большей своей части представленная нижнекембрийскими отложениями оннетокской свиты. Следующая структура к юго-востоку, названная А.В. Махниным и А.С. Мавринским Соордакской антиклиналью, на всем протяжении сложена преимущественно нижнекембрийскими отложениями улигданской свиты. С юго-востока с Соордакской антиклиналью граничит Торомский прогиб, выполненный мощными толщами девонских и юрско-меловых образований. Контакт обычно тектонический, по серии крупных разломов, ограничивающих упомянутый прогиб, и реже трансгрессивный. Эти крупные антиклиналь-синклинальные структуры осложнены интенсивной складчатостью второго и третьего порядка.

Для Удско-Шантарского антиклинория в целом наблюдается тенденция к погружению оси к северо-востоку в сторону Охотского побережья, где нижнекембрийские отложения покрываются более молодыми средне-верхнепалеозойскими и мезозойскими образованиями.

Наиболее крупные разломы — это Удский и Галамо-Джаводинский, окаймляющие Удско-Шантарский антиклинорий: первый на северо-западе, протягивающийся по границе с Удским наложенным прогибом, а второй — на юго-востоке, по границе Торомского прогиба. Центральный Ними-Нельканский разлом, частично субпараллельный антиклинорию, к северо-востоку пересекает его под острым углом.

Большинство разрывных нарушений, особенно наиболее крупных, представляет собой не единый разлом, а сложную систему отдельных сопряженных разломов, обычно расположенных кулисообразно и сопро-

вождающихся более мелкими оперяющимися трещинами. Эта система сопровождается своего рода тектонитами, состоящими из брекчированных и достаточно интенсивно перетертых пород, образуя довольно мощные и достаточно протяженные зоны дробления.

Ввиду литологического однообразия пород трудно установить точную амплитуду смещения по этим разломам, но, по-видимому, она достигает местами нескольких сот метров, а может быть, и первых, километров. Не представляется возможным показать все выявленные разломы, но наиболее крупные, зафиксированные в процессе съемочных и дешифровочных работ, отражены на прилагаемой схеме.

Из приведенных данных по тектоническому строению исследованного района четко вырисовывается наличие трех резко отличных друг от друга структурных ярусов.

Нижний структурный ярус, выходящий на поверхность в западной части района, представлен протерозойской толщей гнейсов, кристаллических и метаморфических сланцев и серией рассланцованных магматических комплексов, преимущественно основного состава.

Средний структурный ярус четко выделяется на приложенной схеме в виде Удско-Шантарского антиклинория, сложенного мощной толщей вулканогенно-осадочных формаций нижнего кембрия и частично, вероятно, верхнего докембрия. Специфической особенностью антиклинория, отмечавшейся ранее Л.И. Красным (1956), является почти полное отсутствие интрузий в его пределах, что приписывалось обычно тектоническому своеобразию Тихоокеанского сектора земной коры.

Верхний структурный ярус представлен юрско-меловыми вулканогенно-осадочными образованиями, выполняющими Торомский и Удский наложенные прогибы и Шевли-Гербицацкую синклиналь. Для этого структурного яруса характерно широкое проявление магматизма как нижнемелового, так, по-видимому, и верхнемелового возраста (Дуганджинский и Удский комплексы, по Красному, 1960). Преобладают породы среднего состава — гранодиориты и главным образом диориты и габбродиориты, образующие массивы средней величины и обильные дайковые проявления.

В последнее время в пределах Удско-Шантарского нижнепалеозойского антиклинория обнаружены органические остатки девонского и пермско-карбонового возраста. На существующих сводных геологических картах отложения этого возраста еще не околтурены и это остается делом будущего.

Характер нижнекембрийских отложений и их мощности, типичные для эвгеосинклинального бассейна, указывают на его существование в этот период. Зарождение геосинклинального режима на территории Удско-Шантарского фосфоритоносного района произошло не позднее верхнего докембрия (Атлас, 1963). Для характеристики палеогеографии более раннего периода в настоящее время нет достаточного материала. Литологический состав изученных отложений нижнего кембрия и соответствующая фаунистическая характеристика показывают, что в алданское время нижнего кембрия в бассейне правобережья р. Уды существовал геосинклинальный режим; осадконакопление перемежалось с подводными излияниями преимущественно основных лав, что подтверждается наличием

в разрезах мощных пластов типичных вариолитов, переслаивающихся с яшмами и другими кремнистыми и карбонатно-кремнистыми отложениями. Отмечается также значительное накопление железорудных отложений.

Близкий к описанному геосинклинальный режим, по-видимому, сохранился и в начале ленского века, после чего наступает постепенное обмеление бассейна с переходом к миогеосинклинальному режиму. Монографическое изучение археоциат Удско-Шантарского района, проведенное Г.В. Беляевой (1970), привело ее к выводу, что во второй половине алданского века Джагдинский и Шевлинский бассейны входили в состав различных провинций – соответственно Саяно-Алтайской и Якутской – единой биогеографической Австрало-Атлантической области. С середины ленского века, по тем же данным Г.В. Беляевой, намечается обособление Джагдинского бассейна от Саяно-Алтайской области, а затем устанавливается его связь с Североамериканским.

Литологическое изучение нижнекембрийских отложений указывает на продолжение накопления в ленский век тех же вулканогенно-осадочных формаций. Некоторое различие намечается в увеличении роли терригенных отложений и накоплений карбонатно-фосфатных и марганцеворудных вулканогенно-осадочных образований.

Дальнейшее развитие бассейна, по-видимому, продолжалось в сторону его постепенного сокращения. Отдельные отрывочные данные указывают, что на протяжении среднего и частично верхнего кембрия происходило осадкообразование типа миогеосинклиналей.

Так, еще в 1962 г. в Джагдинском районе в местах развития нижнекембрийских отложений оннетокской свиты была собрана фауна, по определению А.Г. Вологодина, характерная для верхних горизонтов нижнего кембрия и переходных слоев к среднему кембрию (Геология СССР, 1966). В устье р.Шевли Г.В. Беляевой и другими исследователями описана толща известняков, алевролитов, песчаников и мергелей мощностью до 1200 м, содержащая в верхах типичную верхнекембрийскую фауну и согласно залегающая на нижнекембрийских отложениях (?) (Геология СССР, 1966).

В 1969-1970 гг. в бассейнах рек Ними и Нелькан нами собрана фауна беззамковых брахиопод, радиолярий и спикул губок, наиболее вероятный возраст которых определяется как среднекембрийский.

Для окончательного установления стратиграфии и палеогеографии кембрия необходимо проведение специальных тематических исследований.

Фосфоритоносность

В пределах Удско-Шантарского антиклинория фосфатноносными породами являются в основном эффузивно-карбонатно-кремнистые и реже эффузивно-терригенные толщи улигданской и оннетокской свит нижнего кембрия и в меньшей степени, по-видимому, согласно подстилающие их аналогичные толщи верхнего докембрия.

Все фосфоритовые тела строго стратифицированы, имеют линзовидную или пластообразную форму и залегают согласно с вмещающими от-

ложениями. Мощность наиболее крупных тел измеряется метрами, реже первыми десятками метров, протяженность по простиранию — единицами или первыми десятками километров. Фактически каждое отдельное фосфоритовое тело разбито на ряд неправильных кулисообразно залегающих линз и гнезд, характеризующихся исключительно невыдержанными содержаниями полезного компонента.

В площадном распространении фосфоритов наблюдается определенная закономерность. Наиболее крупные проявления фосфатоносности отмечены вдоль юго-восточного края антиклинория и приурочены в основном к Соордакской антиклинали. Более мелкие проявления встречаются также в пределах Джагдинской антиклинали. В средней части Соордакской антиклинали, в пределах Ир-Нимийского междуречья площадью около 20 км², расположено преобладающее количество точек фосфатопоявлений. Здесь было выявлено девятнадцать фосфоритовых горизонтов, не всегда достаточно хорошо прослеженных по простиранию. Этот район известен как Ир-Нимийский фосфоритоносный участок. В настоящее время здесь выделяются два обособленных фосфатоносных участка: "Джаводи-Верхняя Джаводи" — в центральной части междуречья и "Горелый" — в бассейне одноименной речки на крайнем юге междуречья. Через верховье р. Джалукак, расположенное между этими участками, где также известны фосфатопоявления, намечается их геологическая взаимосвязь по простиранию Соордакской антиклинали.

Следующее наиболее крупное, Нельканское, фосфатопоявление расположено примерно на 100 км северо-восточнее Ир-Нимийского междуречья, в пределах той же Соордакской антиклинали. Оно расположено в верховьях правого притока р. Уды — Нелькана, в междуречье рек Правого и Левого Нелькана. Здесь выявлены восемь фосфоритовых горизонтов, из которых первые три, приуроченные к долине речки Левый Нелькан, прослежены на значительное расстояние.

Ир-Нимийское междуречье

В геологическом строении междуречья принимают участие в основном нижнекембрийские отложения улигданской свиты. По имеющимся данным, все кембрийские отложения делятся на четыре толщи (снизу вверх):

1) терригенно-карбонатно-эффузивно-кремнистая толща, представленная разноцветными яшмами, микрокварцитами, диабазовыми и базальтовыми порфиритами, их туфами и лавобрекчиями при подчиненном значении карбонатных пород, песчаников и кремнисто-глинистых сланцев. В средней части встречены фосфориты и фосфатоносные породы; с этой толщей связаны фосфориты участка "Горелый". Видимая мощность, вероятно, порядка 2000 м;

2) эффузивно-кремнисто-карбонатная толща, сложенная в основном карбонатными породами с линзообразными прослоями и маломощными пачками основных эффузивов, яшм и микрокварцитов. С этой толщей связаны основные фосфатоносные горизонты участка Джаводи-Верхняя Джаводи. Мощность около 3000 м;

3) эффузивно-кремнистая, преимущественно яшмовая различных цветов толща с прослоями кремнисто-глинистых сланцев и пластами основных эффузивных пород и их туфов. Фосфориты для этой толщи нехарактерны, к яшмам приурочено железо-марганцевое оруденение. Мощность 1600-1700 м;

4) терригенная толща, сложенная в основном мелкозернистыми темносерыми песчаниками, реже кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами и яшмами. Полезных ископаемых в этой толще не установлено. Видимая мощность 500-600 м.

Ю.И. Щербиной в 1964 и 1967 гг. в бассейне р. Джаводи найдены органические остатки различной микропроблематики, археоциат и спикул губок, определявшиеся Г.В. Беляевой, В.И. Визгаловым и Л.Г. Поспеловым. На основании этих находок возраст вмещающей толщи в целом установлен как нижнекембрийский, частично, вероятно, вендский.

В 1969 г. нами совместно с В.А. Фроловым (ГИГХС) в бассейне р. Верхней Джаводи в фосфоритах седьмого горизонта (канавы № 32) собрана фауна беззамковых брахиопод, изучавшаяся В.Ю. Горянским. Здесь определены следующие формы: *Acrothele* Linnarsson, *Lingulella* Salter, *Linnarssonia* Walcott, *Opisthotreta* Palmer, *Paterina* Beecher, *Acrothetidae* sp. ind. По заключению В.Ю. Горянского, указанные формы "...бесспорно характеризуют кембрийские отложения. Более детальное определение возраста вызывает затруднение, так как кембрийские беззамковые брахиоподы плохо изучены и монографически не описаны. Сравнение с североамериканским материалом должно быть очень осторожным. Это сравнение указывает на средне- или верхнекембрийский возраст пород". (Фролов и др., 1973).

Вся вулканогенно-осадочная толща в целом прорвана небольшими интрузиями основного, среднего (габбро, габбро-диориты, микродиориты) и кислого состава (фельзит-порфиры, кварцевые порфиры) и их жильными дериватами позднемелового возраста. Контактное воздействие интрузий на вмещающие отложения незначительно и обычно выражено небольшими зонами ороговикованных или мраморизованных пород.

В общей структуре Удско-Шантарского антиклинария Ир-Нимийское междуречье расположено на северо-западном крыле Соордакской антиклинали с моноклинальным залеганием пород северо-восточного простирания и крутым падением ($70-80^{\circ}$) на северо-запад. Местами наблюдается складчатость третьего порядка, осложняющая Соордакскую антиклиналь. Так, на правом берегу р. Джаводи и в бассейне кл. Лысого наблюдаются две наиболее крупные флексуры, образующие антиклинальные и синклинальные изгибы (брахискладчатость). Как было указано выше, складчатая структура нижнекембрийских отложений осложнена широким развитием разрывных нарушений различного масштаба, что и создает типичную складчатоблоковую структуру района. С юго-востока Ир-Нимийский фосфоритоносный район ограничен крупным разломом северо-восточного простирания, по которому южный блок значительно опущен в сторону Торомского прогиба, в силу чего нижнекембрийские отложения олигданской свиты в бассейне р. Верхней Джаводи контактируют с песчаниками, алевролитами, кремнисто-глинистыми породами и другими отложениями девона, а местами и юрскими образованиями.

Хотя оба участка - "Горелый" и "Джаводи-Верхняя Джаводи" - находятся в едином тектоническом блоке, каждый из них характеризуется спецификой состава вмещающих толщ и некоторой индивидуальностью структуры и состава фосфатного вещества фосфоритов. В строении участка "Джаводи-Верхняя Джаводи" главную роль играют карбонатные отложения, тогда как на участке "Горелый" - эффузивные и кремнистые. На первом участке фосфориты известны в породах разного состава: в известняках, брекчиевых микрокварцитах и туфах основного состава. На участке "Горелый" фосфориты встречены лишь в брекчиевых "микрокварцитах".

Участок «Джаводи-Верхняя Джаводи»

В районе Джаводи-Верхняя Джаводи во взаимном расположении фосфоритовых тел различного состава установлена определенная последовательность: нижние фосфоритонасыщенные горизонты (девятый) представлены микрокварцитами; стратиграфически выше залегают фосфоритовые тела туфов и туфопесчаников (седьмой, восьмой горизонты); далее их сменяют четыре горизонта доломитовых фосфоритов (третий, четвертый, пятый, шестой), выше которых установлены маломощные тела фос-

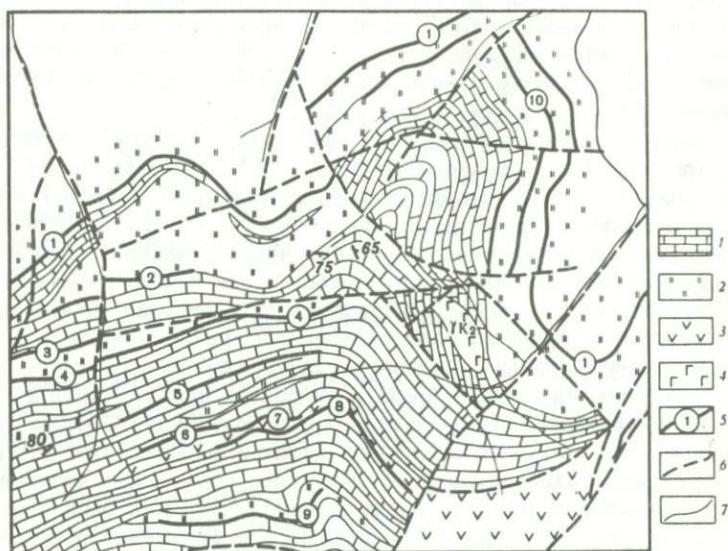


Рис. 2. Схема расположения фосфатонасыщенных горизонтов участка Джаводи-Верхняя Джаводи (по материалам Ю.И. Щербины и др. авторов, 1969)

1 - карбонатные породы (С, ul); 2 - кремнистые породы (С, ul); 3 - базальты, базальтовые порфириды и их туфы (С, ul); 4 - фельзитовые альбитофиры (γK_2); 5 - фосфатонасыщенные горизонты; 6 - тектонические нарушения; 7 - геологические границы

форитов туфов (на северо-востоке участка) и два крупных протяженных горизонта фосфоритов микрокварцитов (первый, второй) (рис. 2).

Седьмой и восьмой фосфоритоносные горизонты расположены на правобережье левого крупного притока р. Верхней Джаводи и залегают на контакте вулканогенно-осадочных пород (туфов и лавобрекчий основного состава) с известняками или глинисто-кремнистыми сланцами. Вмещающие породы представляют собой неравномерно, горизонтально наслоенную толщу с отчетливыми, но не резкими контактами между слоями; азимут падения слоев $170-190^{\circ}$ под углом $70-85^{\circ}$. Тела фосфоритов характеризуются неустойчивой мощностью: так, если в канаве № 32 седьмого горизонта тело имеет видимую мощность 7,0 м, то на расстоянии 200 м в канаве № 535 — менее 2,0 м. Та же картина наблюдается в восьмом горизонте, где в отдельных канавах (канавы № 526) тело фосфоритов выклинивается и удается наблюдать лишь слабую зараженность фосфатом лавобрекчий и туфов основного состава.

Наиболее полно взаимоотношения "рудного" пласта с вмещающими породами представлены в канаве № 32, где снизу вверх вскрыты.

- | | |
|--|------------------|
| 1. Базальтовый порфирит темно-зеленый, хлоритизированный, скрытокристаллический, без видимых вкрапленников. | Вид. мощн. 3 м |
| 2. Базальтовый порфирит, тонкополосчатый: чередуются темно-зеленые и светло-зеленые разности. Порода хлоритизирована и карбонатизирована. | Вид. мощн. 0,5 м |
| 3. Базальтовый порфирит измененный, светло-зеленый, интенсивно карбонатизирован, с тонкой сеточкой пересекающихся прожилков кальцита. | Вид. мощн. 0,5 м |
| 4. Сыпучка с глиной и щебенкой. | Вид. мощн. 0,1 м |
| 5. Известняк пестрый, на розовато-сером фоне выделяются темно-зеленые пятна и жилки хлорита. | Вид. мощн. 0,5 м |
| 6. Известняк мраморизованный, светло-серый, с флюоритом по кальцитовым жилкам. | Вид. мощн. 1,8 м |
| 7. Фосфорит туфа базальтового порфирита, темно-зеленый, обломочный, содержит видимые невооруженным глазом обломки створок раковин брахиопод (2-3 мм). Содержание P_2O_5 — 27-28%. | Вид. мощн. 3,6 м |
| 8. Туфопесчаник зеленовато-бурый, тонкозернистый, сменяющийся грубозернистым, содержит фаунистические остатки (обломки створок раковин брахиопод). На равномерно окрашенном фоне четко выделяются черные точечные пятна и мелкие (1-3 см) линзочки фосфата. Содержание P_2O_5 неустойчиво и колеблется от 3,85 до 14,3%. | Вид. мощн. 1,2 м |

9. Фосфорит туфа базальтового порфирита, темно-зеленый, с обломками разного состава. Аналогичен ниже залегающему. Несколько более хлоритизирован. Значительно меньше обломков раковин брахиопод. Содержание P_2O_5 до 28% (по штуфным пробам). Вид. мощн. 2,4 м
10. Базальтовый порфирит вариолитовой структуры светло-зеленый, плотный, однородный. Вид. мощн. 1,5 м
11. Известняк светло-серый, монолитный, в низах хлоритизированный. Хлорит в виде зеленых пятен и разводов.

В фосфатном интервале описанной канавы № 32 обращает на себя внимание следующее.

1. Изменение состава и размеров обломков в фосфатсодержащих туфах; в низах, ближе к известнякам, наблюдается преобладание карбонатных пород; далее от контакта они уступают место обломкам розовых и сургучно-красных яшм.

2. Вторичные изменения пород в приконтактных частях (окварцевание известняка на контакте с вышележащими фосфоритами; хлоритизация и фосфатизация в виде пятен, жилок, линзочек в известняке на границе с фосфоритом и базальтовым порфиритом. Содержание фосфорного ангидрида в хлоритовых жилках достигает 20%, тогда как в известняках не превышает 4,5%; карбонатизация базальтового порфирита — осветление породы, наличие густой сеточки жилок и гнезд кальцита).

3. Своеобразие форм туфовых обломков фосфатного тела — округлые, неправильные, витиеватые, "оплавленные" формы, что может быть объяснено процессами метасоматоза и ассимиляции.

Третий, четвертый, пятый и шестой фосфоритовые горизонты, залегающие в доломитах, расположены в центральной части участка "Джаводи-Верхняя Джаводи". Доломиты здесь пользуются площадным распространением, слагая крупное протяженное линзовидное тело северо-восточного простирания, выклинивающееся к долине р. Ир на юго-западе и к долине р. Ними на северо-востоке. Фосфат хотя и встречается в доломитах повсеместно, но чрезвычайно распылен, содержание фосфорного ангидрида редко превышает 5%; четких выдержанных прослоев или линз не образуется. Несколько большая концентрация P_2O_5 (до 10%) наблюдается в доломитах на контакте их с прослоями кремнистых пород, что отмечено во втором и четвертом горизонтах. Наиболее интересна в этом отношении канава № 507 второго горизонта, где снизу вверх вскрыты.

1. Доломит светло-серый, тонкозернистый, оолитовый, окварцованный. Вид. мощн. 4,5 м
2. Доломит серый, с сетью кальцитовых жилок. Вид. мощн. 1,5 м
3. Доломит кремовато-серый, кальцитизированный слабофосфатный. Оолитовая структура породы выявляется здесь слабее. Вид. мощн. 1,0 м

4. Доломит буровато-серый, оолитовый, фосфатный, выделяется черными пятнами и обломками в карбонатном цементе; обломки распределены в породе неравномерно, количество их не превышает 20%, размер от 0,5 до 4,0 см; часть из них содержит остатки фосфатной фауны.

Вид, мощн. 0,3 м

5. Фосфорит доломита, серовато-бурый. В тонкозернистую карбонатную массу включены полукатанные и угловатые темно-серые фосфатные обломки размером от 1-2 до 10 см; количество их местами превышает 50%. Обломки включают неопределимые остатки фауны.

Вид, мощн. 0,5 м

6. Микрокварцит светло-серый, монолитный, сменяющийся выше темно-серой и черной яшмой. На 20-м метре в яшме-жилки марганца.

Вид, мощн. 22,0 м

В приведенном разрезе обращают внимание приуроченность фосфоритов к границе карбонатных и кремнистых пород, а также постепенность возрастания фосфатности снизу вверх. Азимут падения пород 330° под углом $75-80^{\circ}$

Для описываемых фосфоритовых горизонтов характерно преобладание доломитов с маломощными прослоями известняков при подчиненной роли кремнистых пород и отсутствии эффузивных, тогда как в седьмом и восьмом горизонтах вблизи эффузивов карбонатные породы представлены известняками; то же самое наблюдается на участке "Горелый".

Кроме того, для разрезов доломитовых фосфоритов необходимо отметить: а) слабые вторичные изменения вмещающих пород, выраженные в их незначительной карбонатизации и окварцевании; б) интенсивный катаклиз, наглядно проявляющийся в слоистых доломитах, где слои разнятся по густоте окраски и как бы "разъезжаются" по зонам дробления.

Первый и второй фосфоритовые горизонты, прослеженные горными выработками в верхнем течении р. Джаводи, залегают в зонах брекчирования микрокварцитов вблизи контакта с доломитами. По сравнению с другими участками фосфориты в микрокварцитах здесь пользуются ограниченным распространением. Однако и здесь можно наблюдать их своеобразие и отличие не только от фосфоритов эффузивных пород и доломитов, но и от фосфоритов микрокварцитов других участков. Первый фосфоритовый горизонт находится в северо-западной части Ир-Нийского междуречья, протягиваясь почти непрерывно на расстоянии более 15 км от р. Ир на юге до водораздела р. Джаводи и кл. Лысого на севере. В 500 м к юго-востоку от первого, в верховьях р. Джаводи, расположен второй фосфоритовый горизонт. Фосфориты обоих горизонтов приурочены к границе карбонатных пород с вышележащими кремнистыми (микрокварцитами, серыми яшмами). Реже тела залегают на некотором (30-40 м) удалении от контакта, среди яшм и кремнисто-глинистых сланцев.

В пределах каждой отдельной микрокварцитовой линзы тело полезного ископаемого представляет собой сложное по морфологии образование, резко уступающее по мощности вмещающим микрокварцитам. Так, например, в первом фосфатоносном горизонте участка Джаводи-Верхняя Джаводи микрокварциты в канавах №№ 1001, 121, 556, 550 имеют соответственно мощности 22, 50, 3 и 2 м, а заключенное в них тело полезного ископаемого - 16, 15, 2 и 0 м.

Общий разрез горизонта фосфоритов микрокварцитов наиболее полно представлен в двухсотметровой канаве № 1001, где снизу верх вскрыты.

1. Доломит светло-серый, плотный, окварцованный. Окварцевание неравномерное, пятнами, неправильными линзами, возрастает снизу вверх. В конце интервала интенсивное дробление породы с отчетливыми зеркалами скольжения, появление незначительного количества фосфата. Содержание P_2O_5 - 0,6-1,3%. Вид. мощн. 8 м
2. Кремнистая порода неоднородная по окраске и структуре: светло-серый, серый микрокварцит и яшма включают линзы и слои темно-серой, черной монолитной яшмы. Светлые разновидности содержат единичные изометричные темные пятна фосфата. Среднее содержание P_2O_5 - 4,0%. Вид. мощн. 6 м
3. Фосфорит брекчиевого микрокварцита (фосфат в цементе породы): на темносером кремнисто-фосфатном фоне выделяются светлые, белые, кремнистые обломки неправильной и угловатой формы. Цемент с микрообломками фосфатных раковин брахиопод составляет до 60% породы. Содержание P_2O_5 - от 6,0 до 15,7%. Вид. мощн. 6 м
4. Фосфат брекчиевого микрокварцита, в отличие от нижележащего содержит значительно больше белых кремнистых обломков с характерным стеклянным блеском. Цемент кремнисто-фосфатный темно-серый, с матовым блеском, с микрообломками фосфатных раковин брахиопод, составляет 30-40% породы. Среднее содержание P_2O_5 - 7,3%. Вид. мощн. 6 м
5. Кремнистая порода неоднородная по окраске и структуре, местами дробленая, аналогичная, подстилающим фосфориты. Содержит единичные изометричные темно-серые, бурые пятна ("обломки") фосфата. Среднее содержание P_2O_5 - 4%. Вид. мощн. 4 м
6. Яшма темно-серая, местами черная, с волосовидными жилками и гнездами марганца, примазками гидроокислов железа. Вид. мощн. 25 м

- | | |
|--|-----------------------------------|
| 7. Микрокварцит темно-серый, микрозернистый, плотный, монолитный. | Вид. мощн, 10 м |
| 8. Глинисто-кремнистые сланцы в низах с прослоями песчаника, темно-серые, хрупкие. Песчаники грубозернистые, зеленовато-серые, с фосфатом в цементе. Содержание P_2O_5 в песчанике - 1,2%. | Вид. мощн, 55 м |
| 9. Яшмы разноцветно-дымчатые, серые, сургучно-красные, лиловые, сверху голубые, серые, лиловые с дендритами марганца. | Вид. мощн, 70 м |
| 10. Пласт черной марганцевой руды металлического блеска: в лежащем боку с апофизами и постепенным переходом к вмещающим яшмам; в виссячем - резкий контакт с белыми кварцитами. | Вид. мощн, 2 м
Вид. мощн, 20 м |
| 11. Кварциты белые монолитные. | Вид. мощн, 20 м |
| 12. Яшма сургучно-красная, лиловая, железосодержащая. | Вид. мощн, 30 м |

В приведенном разрезе обращает на себя внимание следующее:

1. Приуроченность залежей фосфоритов к зонам дробления вблизи контакта кремнистых пород с карбонатными.
2. Неоднородность строения залежей не только по простирациям, но и вкрест. Размеры и количество фосфатных обломков возрастают от периферии к центру залежи - темные фосфатные "обломки" как бы к центру тела "срастаются", оставляя белые "острова" кремнистой породы. Соответственно возрастает содержание фосфорного ангидрида от периферии к центру залежи.

Общим для фосфоритов микрокварцитов всех участков является брекчиевый характер текстур: фосфат как в обломках, так и в цементе породы. В фосфоритах первого и второго горизонтов присутствует частично окремнелая фосфатная фауна (обломки створок раковин брахиопод).

Участок «Горелый»

Все тала фосфоритов здесь приурочены к первой терригенно-карбонатно-эффузивно-кремнистой толще и залегают стратиграфически ниже фосфоритовых горизонтов участка "Джаводи-Верхняя Джаводи". Вмещающими породами для фосфоритов являются микрокварциты. В брекчиевых микрокварцитах девятнадцатого фосфоритового горизонта (канавы № 2) нами и С.С. Шепелевой собрана микропроблематика - *Osa-gia tenuilamellata* Reitl., которая, по заключению З.А. Журавлевой, характерна для среднего рифея. Рудные тела приурочены либо к зонам дробления в микрокварцитах, либо к контакту микрокварцитов с толщей переслаивания эффузивных пород с яшмами и песчаниками (табл.1). В красных яшмах девятнадцатого горизонта (канавы № 18) собрана фауна радиолярий - *Lithopium* aff. *tesiensis* Naz., *Cenellipsis* sp., *Dogysphoera* (?) sp., возраст которых, по определению Б.Б. Назарова,

Таблица 1
Фосфориты участка "Горелый"

№ ка-навы	Горизонт	Мощность, м	Вмещающие породы	Подстилающие породы	Перекры- вающие породы
1	17	6-6,5 (черный од- нородный фос- форит)	Брекчиевый микрокварцит с зеркалами скольжения	Микрокварцит белый моно- литный	Туфы базаль- тового пор- фирита с тон- кими прос- лоями яшм, кремнисто- глинистых сланцев и песчаников

В 60 м ниже по разрезу второй фосфоритовой прослой

		1,0-2,0	Кварцит с зе- леными пят- нами хлори- та	Пачка пере- слаивающих- ся эффузив- ных пород с яшмами	Туфы базаль- тового пор- фирита с / прослойками сланцев и песчаников
2	18	20	Брекчиевый микрокварцит	Базальтовые порфириты и их туфы с прослоями яшм	Микроквар- цит белый монолитный
18	18	5,0	То же	Микрокварцит белый моно- литный	Кварцит дроб- леный с хло- ритом, по трещинам с прослоями красных яшм
20	19	4,0(?) (канавка не добита)	"	То же	Пачка пере- слаивания эф- фузивных по- род с яшма- ми
22-25 (объ- ед.)	17	0,5-1,0	"	"	Эффузивные породы с прослоями яшм, сланцев и песчаников

Таблица 1 (окончание)

№ ка-навы	Гори-зонт	Мощность, м	Вмещающие породы	Подстилаю-щие породы	Перекры-вающие породы
46	17	6	Кварцит с зе-леными пят-нами хлорита	Кварцит дробленый с хлоритом по трещинам и прослоями белого мо-нолитного микроквар-цита	Эффузивные породы с прослоями яшм
		В 5,5 м ниже по разрезу второй фосфоритовый прослой 3-3,5	Брекчиевый микрокварцит	Микрокварцит белый моно-литный	Микрокварцит с прослоем темно-серых яшм

средний - верхний кембрий. Площадным развитием на участке пользуются эффузивные породы, кварциты и яшмы, значительно реже встречаются песчаники, несущественную роль в строении толщ играют карбонатные породы, представленные известняками и вскрытые лишь одной канавой (№ 61). По своему внешнему облику, текстурным особенностям фосфориты микрокварцитов "Горелого" мало чем отличаются от таковых на других участках. Пожалуй, своеобразным является пестрая окраска фосфатсодержащих кремнистых пород, наблюдаемая отдельными участками в фосфоритовых горизонтах и, вероятно, обусловленная влиянием контактирующих эффузивных толщ. Так, фосфатсодержащие кварциты канавы № 1, перекрываемые и подстилаемые эффузивными породами, хлоритизированы и серицитизированы по многочисленным трещинам. Фосфатное вещество фосфоритов, как и везде, слагает не только обломки, но и цемент брекчиевых микрокварцитов.

На участке "Горелый" в первую очередь привлекают внимание сам характер частого переслаивания эффузивных образований с кремнистыми, отсутствие карбонатных пород и приуроченность фосфоритовых горизонтов к зонам дробления разнородных толщ.

С юго-востока на северо-запад снизу вверх по разрезу вскрыты следующие породы.

1. Яшма сургучно-красная.
2. Лавы "подушечные" основного состава с тонкими прослоями туфов. "Подушки" размером от 5 до 20 см, округлой и слегка продолгова-

Вид. мощн. 0,5 м

- | | |
|--|-------------------|
| той формы. Округлые пустоты в лавах заполнены кварц-халцедоновым материалом и цементируются плотной зеленой хлоритовой массой. | Вид. мощн. 0,5 м |
| 3. Микрокварцит белый, монолитный. | Вид. мощн. 30 м |
| 4. Фосфорит брекчиевого микрокварцита, темно-серый, почти черный. На темном фоне выделяются белые кремнистые обломки до 3-4 см, количество их не превышает 20%. Содержание P_2O_5 - 25,0%. | Вид. мощн. 4 м |
| 5. Яшма сургучно-красная. | Вид. мощн. 1,5 м |
| 6. Базальтовый порфирит зеленый и красный с прослоями туфов того же состава. Содержание P_2O_5 - 0,76%. | Вид. мощн. 8 м |
| 7. Сланец кварцево-хлоритовый ярко-зеленый, контакт с вышележащими микрокварцитами резкий. | Вид. мощн. 4 м |
| 8. Микрокварцит белый монолитный. | Вид. мощн. 10 м |
| 9. Микрокварцит белый с тонкими редкими промазками темно-серого фосфата. | Вид. мощн. 10 м |
| 10. Базальтовый порфирит зеленовато-серый, рыхлый, с тонкими прослоями кремнистых пород. | Вид. мощн. 3,5 м |
| 11. Микрокварцит белый монолитный. | Вид. мощн. 24,5 м |
| 12. Фосфорит брекчиевого микрокварцита неравномерной темно-серой окраски с зеленовато-фисташковыми пятнами хлорита. Содержание P_2O_5 - 20%. | Вид. мощн. 5 м |
| 13. Кварцит дробленый, с отчетливыми зернами скольжения, неравномерно, резко окрашенный: белые неправильные пятна цементируются бледно-зеленой или розовой массой. В кварците тонкие прослои (0,3 м) сургучно-красных яшм. Содержание P_2O_5 - 3,0%. | Вид. мощн. 3 м |

Таким образом, на участке "Горелый" существенную роль в строении толщи играют эффузивные образования, несомненно, их влияние на генезис фосфоритов, скорее всего выразившееся в наложенных постседиментационных преобразованиях. Однако масштабы этих процессов и их роль в истории формирования фосфоритов пока до конца неясны и требуют дальнейших детальных исследований.

Нельканский участок

В геологическом строении этого района принимают участие кембрийские вулканогенно-осадочные отложения среднего структурного этажа и несогласно перекрывающие их юрские образования верхнего структурного этажа. Слоистая толща прорвана небольшими верхнемеловыми массивами диоритов и гранодиоритов, а также многочисленными дайками диоритов, диабазов и порфиритов. С интрузией гранодиоритов связаны контактовые изменения.

Мощная толща кембрийских вулканогенно-осадочных отложений подразделяется геологами Удской экспедиции на три согласно залегающие толщи северо-восточного простирания (азимут падения 330° под углом $70-80^{\circ}$): нижнюю, главную продуктивную эффузивно-карбонатно-кремнистую; среднюю, существенно терригенную, и верхнюю, терригенно-эффузивно-кремнистую.

Продуктивная толща мощностью 170 м слагает юго-восточную часть участка; в ее строении решающую роль играют кремнистые породы, представленные разноокрашенными яшмами и "микрокварцитами". Последние представляют наибольший интерес, так как являются фосфатоносными. Известняки и эффузивные породы встречаются в виде маломощных прослоев среди кремнистых образований. В кремнистых и карбонатных породах встречаются органические остатки (канава № 1152). В известняках и кварцитах собраны онколиты. В первом случае они нацело заполнены кальцитом, тогда как во втором - кварцем с реликтовыми зернами кальцита. По определению Э.А. Журавлевой, здесь присутствуют *Osagia minuta* Z.Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z.Zhur. и *Volvatella vadosa* Z.Zhur., которые, по ее заключению, характерны для юдомского комплекса (венд.). В красных яшмах (обн. 401) спорадически встречаются радиолярии и спиккулы губок *Trioxonida*, характерные, по мнению Б.Б. Назарова, для среднего - верхнего кембрия.

Существенно терригенная толща мощностью 2000-2500 м прослеживается полосой в 1-2 км шириной и протяженностью до 8 км к северо-западу от вышеописанной. Толща сложена преимущественно песчаниками и кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями светло-серых яшм и кремнистых брекчий. Песчаники серые, средне-, мелкозернистые, аркозовые, реже полимиктовые. Залегание пород, так же как и предыдущих, моноклиальное, с падением на северо-запад 340° под углом $70-80^{\circ}$.

Терригенно-эффузивно-кремнистая толща мощностью 4500 м расположена на северо-западе участка, захватывая бассейн р.Богалинди. В ее строении участвуют разноцветные яшмы, эффузивы, песчаники, кремнисто-глинистые сланцы. Породы чередуются в разрезе, выклиниваются и часто сменяются по простиранию. К низам толщи приурочены маломощные линзы известняков. Незначительную роль играют белые микрокварциты, образующие прослои протяженностью до 2 км. Пластообразная залежь микрокварцитов мощностью 25-30 м прослеживается по границе с нижележащей, существенно терригенной толщей. Залежь "тупо" выклинивается на левом борту Правого Нелькана. С этими микрокварцитами, так же как с аналогичными в главной продуктивной толще, связаны фосфориты.

Все фосфоритовые горизонты Нелькана приурочены к зонам брекчирования микрокварцитов. Характерной для участка является фашиальная изменчивость подстилающих и перекрывающих слоев продуктивной толщи. Так, первый фосфоритовый горизонт подстилается сланцами с прослоями песчаников, переходящими по простиранию в туфы основного состава; перекрываются фосфатосодержащие микрокварциты первого горизонта яшмами, переходящими к северо-востоку и юго-западу в песчаники. То же наблюдается в подстилающей толще второго горизонта, где кремнистые породы сменяются по простиранию известняками и пес-

чаниками. Иная картина в третьем горизонте, приуроченном к контакту второй и третьей толщ. Здесь фосфатносные микрокварциты подстилаются и перекрываются выдержанными слоями песчаников с прослоями яшм.

По своему внешнему облику и текстурным особенностям фосфориты микрокварцитов Нельканского фосфатопроявления мало отличаются от аналогичных, описанных на других. В то же время это фосфатопроявление характеризуется чистой фосфатного вещества фосфоритов, отсутствием в них фауны и посторонних пигментных примесей в виде хлорита или марганца.

Вмещающие породы

В настоящей главе дана характеристика пород, непосредственно вмещающих фосфоритовые залежи и поэтому геохимически находящихся в тесной генетической или пространственной ассоциации с фосфатным веществом как таковым. Сюда относятся три основных типа пород — кремнистые, карбонатные и эффузивные. Отдельно дана краткая характеристика кварцитов, условно выделенных под названием "микрокварциты", так как с ними связаны почти все фосфориты, ассоциирующие с кремнистыми породами.

Ввиду того, что породобразующим материалом для тех и других кварцитов служит кварц во всех его модификациях, в описании неизбежно некоторое повторение.

Кремнистые породы

Существенно кремнистые породы представлены яшмами и кварцитами. В качестве примесей в них присутствуют глинистое вещество, хлорит, гидрослюды, окислы марганца и железа и карбонаты. Местами увеличение количества карбоната определяет постепенные переходы от кремнистых пород к карбонатно-кремнистым (и карбонатным?). В некоторых разновидностях яшм заметно возрастает содержание окислов железа, иногда достигающих наравне с кварцем значения одного из главных минеральных компонентов.

Яшмы. Окраска яшм серая до черной или розовая и сургучно-красная, обусловленная обогащением окислами железа. Красные яшмы вследствие обилия дисперсно рассеянных окислов железа слабо действуют на поляризованный свет. Нередко встречается полосчатая текстура.

Яшмы сложены тонкозернистым, почти криптокристаллическим кварцем, местами переходящим в мелкозернистый кварц, и иногда содержат остатки радиолярий и спикулы губок.

Породы разбиты редкими или многочисленными трещинами, выполненными мелко- и среднезернистым, реже тонкозернистым кварцем с гранобластовой, местами гребенчатой структурой. В качестве примесей иногда присутствуют халцедон, карбонат, хлорит, гидрослюды, реже

альбит, апатит и тонкозернистые агрегаты сфена. Дробление и выполнение трещин было многократным процессом, что фиксируется явлениями взаимного их пересечения. Мелко- и среднезернистый кварц, по-видимому, представлен несколькими генерациями; тонко-зернистый кварц, по-видимому, является наиболее поздним образованием в составе прожилков. Пластинки хлорита и гидрослюд аллотриоморфные, реже ромбоэдрические выделения карбоната местами образуют небольшие скопления.

Воздействие растворов, выполнявших трещины, обусловило неравномерную перекристаллизацию вмещающих яшм, распространившуюся от экзоконтактов прожилков. В результате относительно большей или меньшей интенсивности дробления и перекристаллизации возникает ряд пород, связанных взаимными переходами.

1. Яшмы с сетью кварцевых жилок, преимущественно резко ограниченных от доминирующей вмещающей породы.

2. Брекчии яшм, состоящие из обособленных, угловатых обломков последних, погруженных в мелко- и среднезернистый кварцевый цемент. Обломки более или менее четко ограничены от цементирующего кварца, но местами в них заметны начальные явления перекристаллизации: исчезают угловатые очертания, в краях обломков увеличивается крупность зерна, что обуславливает постепенные переходы от обломков к цементу.

3. Породы, полностью подвергшиеся неравномерной перекристаллизации. Участки тонкозернистого кварца в них беспорядочно чередуются с участками мелко- и среднезернистого кварца; четких границ между теми и другими нет, и они связаны взаимными переходами. Формы участков неправильные, изометричные и жилковидные, контуры их округленные или извилистые. С увеличением роли мелко- и среднезернистого кварца породы переходят в микрокварциты.

В некоторых породах присутствует "пылевидная" примесь карбоната в виде мельчайших изолированных зерен, рассеянных как пойкилитовые включения в относительно более крупных выделениях кварца. Судя по характеру распределения, эта карбонатная "пыль" скорее всего является сингенетической примесью карбоната в кремнистом осадке.

Кварциты - среднезернистые, иногда несколько неравнозернистые, белые и светло-серые массивные породы с мозаичной и торцовой структурой. Слагающие их зерна кварца имеют извилистые лапчатые или округленные контуры и нередко обнаруживают волнистое погасание. Минералы-примеси в кварцитах аналогичны таковым в яшмах, но количество их обычно незначительно. Подобно яшмам, кварциты подверглись неоднократно дроблению и цементации мелко- и среднезернистым кварцем и более поздним, тонкозернистым, почти криптокристаллическим или пластинчатым кварцем. Агрегаты мелкозернистого кварца корродируют и замещают обломки кварцитов, при этом нередко наблюдается развитие зон различной крупности зерна, подчиненных очертаниям обломков. Наряду с этим в экзоконтактах жилок местами наблюдается перекристаллизация тонкозернистого кварца в среднезернистые агрегаты торцовой структуры.

"Микрокварциты" и кварцево-фосфатные породы. "Микрокварциты" — среднезернистые, белые и светло-серые породы, сложенные изометричными и неправильными зернами кварца с волнистым или мозаичным погасанием, местами "запыленными" мельчайшими рассеянными включениями карбоната, жидкости и газа. Изредка присутствуют также включения пирита и мелких кристалликов апатита. Контуры зерен кварца зубчатые или извилистые. "Микрокварциты" разбиты сетью трещин, вдоль которых они местами в результате перекристаллизации превращены в мелко- и неравнозернистые кварцевые агрегаты, сходные с продуктами перекристаллизации яшм.

Местами, где дробление и перекристаллизация выражены более интенсивно, исходные породы сохраняются лишь в виде разобренных реликтов в корродирующей их тонко- и неравнозернистой кварцевой массе, в которой беспорядочно чередуются тонко- и мелкозернистые участки. По трещинам в этих породах развиты мелкочешуйчатые гидрослюды и хлорит, местами с примесью рассеянных зерен и микрочешуйчатых агрегатов буроватого фосфата, часто ассоциирующих с неправильными выделениями сфен.

С увеличением степени дробления и перекристаллизации кварцитов количество фосфата в них возрастает. Реликты кварцитов и участки замещающих кварциты неравнозернистых кварцевых пород цементируются сетью прожилков корродирующего и замещающего их фосфата или в виде изолированных останцов заключены в количественно доминирующей сплошной массе последнего.

Фосфат в этих породах представлен двумя разновидностями. Преобладает бесцветный или слабо окрашенный буроватый тонкозернистый фосфат, включающий примесь темного, непрозрачного органического вещества, единичные угловатые зерна кварца и псевдоморфозы последнего по ромбэдрам карбоната (?). На этом фоне местами выделяются угловатые и линзовидные участки более темного, бурого, кристоллического фосфата, почти не действующего на поляризованный свет и обогащенного органическим веществом. Трещинки, пересекающие фосфатные участки, выполнены окислами железа, тонкочешуйчатой гидрослюдой и хлоритом.

К контактам фосфата с кварцевой породой нередко приурочены неправильные зерна и мелкозернистые агрегаты сфена, местами в значительном количестве.

Карбонатные породы

Карбонатные породы представлены серыми и белыми, преимущественно неравнозернистыми известняками и доломитами, макроскопически очень сходными.

Известняки подразделяются на органогенные, глинистые и обломочные.

Органогенные известняки образуют маломощные (5–10 м) прослои. Остатки фауны, составляющие до 40% этих пород, представлены обломками раковин брахиопод (0,2–0,5 мм), выполненных мелкозернистыми

агрегатами или монокристаллами кальцита. Местами они окаймлены тонкими оторочками хлорита. Обломки фауны цементируются средне- и мелкозернистым кальцитом. Примесь кластического материала наблюдается чрезвычайно редко и представлена единичными зернами кварца.

Глинистые известняки сложены тонкозернистым кальцитом и разбиты тонкими ветвящимися трещинками, выполненными мелкозернистым кальцитом. Пелитоморфный глинистый материал и органическое вещество типа битума пропитывают отдельные участки этих пород, а также проникают по трещинкам и сутурным швам. Местами присутствуют агрегаты мелкозернистого диагенетического кальцита. Участками породы перекристаллизованы с образованием крупных зерен кальцита.

Органическое вещество и глинистый материал отлагались одновременно с карбонатным осадком; при последующем брекчировании и перегруппировке материала они были выжаты в трещины и сутурные швы.

Эти породы образовались, по-видимому, в прибрежных мелководных условиях и не подвергались значительным вторичным изменениям. Последние выразились лишь в перекристаллизации отдельных участков и в заполнении трещин.

Обломочные известняки — неравнозернистые породы, лишенные фаунистических остатков, в которых крупные угловатые и полукатаные обломки среднезернистого известняка (0,4–0,6 мм), составляющие до 90% породы, цементируются мелкозернистым карбонатом (0,02–0,06 мм). В большинстве случаев обломки нечетко выделяются на фоне цементирующей массы.

Локальная перекристаллизация известняков проявляется в образовании крупнозернистых (1–1,5 мм) мраморизованных пород. Переход неизмененных известняков к перекристаллизованным очень постепенный, зачастую трудно улавливаемый и прослеживаемый в разрезе. Скорее всего перекристаллизация распространяется пятнами.

В обломочных известняках местами развиты тонкие жилки и линзочки мелкочешуйчатого хлорита (пеннина) и гидрослюд, с которыми ассоциируют неправильные зерна частично лейкоксенизированного сфена. Жилки хлорита быстро выклиниваются, смешаются по трещинкам и дают небольшие раздувы (до 1,5–2 мм), в которых наряду с примесью сфена, эпидота и кварца присутствуют тончайшие жилки и неправильные скопления мелких зерен апатита.

Избирательная концентрация фосфата в хлоритовых жилках хорошо выражена на участке "Джаводи–Верхняя Джаводи", где содержание P_2O_5 повышено (в известняках 3,8–4,9%, а в хлоритовых жилках из этих известняков 22,1%). Количество хлоритовых жилок увеличивается близ контактов с основными эффузивами, где они ориентированы параллельно контакту.

Доломиты. По размерам зерен эти породы представлены всеми разновидностями — от крупнозернистых (0,5–1 мм) до мелкозернистых и неравнозернистых. Они сложены ромбэдрическими и полигональными кристаллами, нередко неравномерно окрашенными в светло-бурый цвет дисперсной примесью органического вещества. Некоторые кристаллы зональны, с темным ядром и более светлой внешней каймой.

В неравнозернистых породах интерстиции между выделениями доломита выполнены бурым пелитоморфным карбонатом с примесью органического вещества или наблюдается чередование участков аналогичного пелитоморфного карбоната, усеянных ромбоэдрическими порфиробластами доломита, и перекристаллизованных мелко- и среднезернистых с идиобластовой структурой. В качестве неравномерной примеси местами присутствуют дисперсно рассеянное глинистое вещество, рудная пыль и окислы железа.

Доломиты обычно пересечены тонкими трещинами, некоторые их разновидности брекчированы. Выполнение трещин и связующая масса, цементирующая угловатые и неправильные обломки доломитовых брекчий, представлены тонкозернистым или пелитоморфным доломитом, местами с примесью черного органического вещества. Более позднее дробление проявилось в развитии жилок кальшита и гребенчатого кварца, пересекающих сеть ранних трещин.

Оолитовые доломиты слагают прослой мощностью около 20 м на контакте с фосфоритами четвертого горизонта Джаводи-Верхняя Джаводи. Радиально-лучистые оолиты, слагающие 30-60% породы, цементируются мелкозернистым или пелитоморфным доломитом. Местами в небольшом количестве (10-15%) появляется также мозаичный кварц. Близ контакта с фосфоритами наряду с радиально-лучистыми оолитами в породе появляются также псевдооолиты, сложенные тонкозернистым доломитом.

В некоторых доломитах присутствуют редкие или обильные включения угловатых обломков яшм - от немногих обломков, погруженных в доминирующий доломит, до количественно преобладающих, лишь сцементированных последним. Более крупные обломки яшм местами пронизаны прожилковидными агрегатами доломита и неравномерно пропитаны его рассеянными ромбоэдрами. При постседиментационной перекристаллизации происходит незначительная перегруппировка кремнистого материала обломков яшм: отдельные обломки утрачивают угловатые очертания, и слагающий их тонкозернистый кремнезем слабо корродирует вмещающий доломит и местами образует тонкие, быстро выклинивающиеся апофизы в последнем.

Некоторые доломиты более или менее интенсивно окварцованы. На фоне карбонатной основной ткани в них выделяются участки мелко- или тонкозернистого кварца, прожилковидные или неправильные, с округленными и извилистыми контурами, местами сообщающиеся друг с другом. От них отходят прожилковидные апофизы, "пропитывающие" вмещающий доломит. Агрегаты кварца корродируют доломит, проникают в интерстиции между его ромбоэдрами и замещают их. При более интенсивном окварцевании местами основную ткань породы слагает мелкозернистый кварц, на фоне которого выделяются мелкие реликтовые участки и единичные корродированные зерна доломита. Количество кварца в некоторых породах достигает 60-70%, и по соотношению главных минеральных компонентов они уже относятся к карбонатно-кварцевым.

Со слабо окварцованными брекчированными доломитами связан фосфат. Бурое пелитоморфное фосфатное вещество с остатками фауны присутствует в цементе и в обломках брекчий, преимущественно в последних, где оно выполняет промежутки между ромбоэдрами доломита.

Эффузивные породы преимущественно развиты в Ир-Нимийском районе. Они представлены дериватами базальтовой магмы — базальтовыми порфиритами; в подчиненном количестве встречаются вариолиты и лавобрекчи.

Базальтовые порфириты — темные, серо-зеленые и красно-бурые, мелко- и тонкозернистые породы, с однородно-массивной, реже пузыристой или миндалекаменной текстурой. В последнем случае овальные и эллипсоидальные полости выполнены агрегатами кальцита, кварца и хлорита, иногда с примесью окислов железа. В некоторых разновидностях пород с пузыристой текстурой количество полостей так велико, что они приближаются к базальтовым шлакам.

Вкрапленники в базальтовых порфиритах представлены преимущественно призматическими или таблитчатыми кристаллами плагиоклаза, размеры которых обычно не превышают 0,3–0,5 мм. Местами к ним присоединяются короткопризматические выделения буроватого авгита или редкие фенокристаллы оливина, полностью замещенные серпентином или агрегатами карбоната, рудного минерала и окислов железа. Встречаются все переходы от олигофирировых, почти афировых пород к полифирировым.

Мелко- и тонкозернистая основная масса базальтовых порфиритов сложена беспорядочно или субпараллельно расположенными лейстами плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены ксеноморфными выделениями авгита и рудного минерала, к которым иногда присоединяются хлорит, кальцит, лейкоксен и окислы железа. Поскольку авгит в этих случаях слабо затронут вторичными изменениями, постмагматические минералы, в интерстициях, по-видимому, являются продуктами замещения базальтового стекла. В ряде пород авгит в основной массе отсутствует и гиалиновый мезостазис почти полностью или полностью замещен хлорит-кальцитовыми агрегатами с обильной примесью лейкоксена или сфена или рудным минералом и окислами железа. Структура основной массы базальтовых порфиритов преимущественно интерсертальная, реже диабазово-офитовая, микродоперитовая или пилотакситовая.

Породы подверглись глубокому постмагматическому изменению. Плагиоклаз во вкрапленниках и основной массе деанортизирован до кислого олигоклаза, аэбит-олигоклаза или альбита; по нему развиты соскрит, карбонат, гидрослюды и местами тонкозернистые кварц-халцедоновые агрегаты. Оливин, как упомянуто выше, полностью превращен в полиминеральные псевдоморфозы. Стекло в основной массе сохраняется лишь в некоторых разновидностях базальтовых порфиритов в виде единичных реликтовых участков.

Рудный минерал интенсивно замещается лейкоксеном и окислами железа.

В ряде случаев постмагматические изменения столь интенсивны, что контуры выделений плагиоклаза затушевываются до полного исчезновения, особенности первичной структуры и основная ткань исчезают, породы представляет лепидогранобластовый агрегат минералов замещаю-

шего комплекса. Относительно высокое содержание лейкоксена и сфена среди этих минералов является характерной особенностью данных пород.

Базальтовые порфириды обычно разбиты многочисленными трещинками, выполненными хлоритом, кальцитом, рудным минералом и окислами железа; по трещинам наблюдаются микросдвиги и зоны дробления.

Вариолиты — зеленовато-серые до черных и красно-бурые породы с однородно-массивной или миндалекаменной текстурой. На темном афанитовом основном фоне этих пород выделяются округлые светлые вариолы — сферолиты размером от долей миллиметра до 1 см. Эти сферолиты сложены длинными, тонкими лейстами деанортизированного плагиоклаза, между которыми зажаты выделения рудного минерала, хлорита, кальцита и агрегаты лейкоксена. Наряду с радиально-лучистым сферолитом иногда обнаруживают также и концентрически-зональное строение, определяющееся значительным обогащением их внешних зон рудной пылью.

Промежутки между вариолями выполнены тонкокристаллическим агрегатом хлорита, карбоната и рудного минерала. Местами присутствуют более крупнозернистые скопления тех же минералов.

Другую разновидность вариолитов представляют породы, сложенные сноповидными секториальными сростками длинных тонких лейст и призм плагиоклаза, полностью замещенного микрозернистым цоизитом и хлоритом, или буроватого авгита. В промежутках между ними зажаты мелкие зерна авгита и рудного минерала. Соотношения плагиоклаза и авгита в отдельных сростках варьируют. Вариолы преимущественно тесно соприкасаются друг с другом; их взаимодействием в процессе роста объясняется отсутствие правильных сфероидальных форм этих образований. Благодаря присутствию в лучистых сростках пироксена, наряду с плагиоклазом эти вариолы не выделяются светлой окраской на фоне породы. Стекловатый мезостазис, присутствующий лишь местами в незначительном количестве, превращен в тонкозернистый агрегат хлорита, минералов группы эпидота и рудной пыли.

Редкие микровкрапленники в этих породах представлены псевдоморфозами хлорита и кальцита по идиоморфным кристаллам оливина и окружены ореолами микрозернистого авгита.

С приближением к контакту с другими породами вариолитовая структура сменяется гиалопилитовой, а в эндоконтактных зонах — гиалиновой. В последнем случае в количественно доминирующей стекловатой массе (замещенной хлоритом, рудной пылью и цеолитами) выделяются очень немногочисленные микролиты измененного плагиоклаза.

В составе эффузивной толщи изредка встречаются пироксеновые ортофиры. Это серые мелкозернистые породы, основная ткань которых сложена таблитчатыми и изометричными выделениями интенсивно пелитизированного калиевого полевого шпата. На этом фоне выделяются беспорядочно или субпараллельно расположенные длинные призмы зеленоватого диопсида ($2V = 39^\circ$), в незначительной степени замещающегося микрозернистым кальцитом. Аксессуарные минералы представлены единичными зернами магнетита, апатита и циркона.

Лавобрекчи базальтовых порфиритов. Основная ткань этих пород представлена интенсивно измененными базальтовыми порфи-

ритами, превращенными в тонкозернистый хлорит – серпентин–карбонатный агрегат (с примесью лейкоксена и рудного минерала), в котором лишь местами различаются реликты первоначальной офитовой или интерсертальной структуры. В эту массу погружены угловатые обломки тонко- и мелкозернистых базальтовых порфиритов и микродиабазов, более или менее интенсивно замещенные теми же вторичными минералами. В подчиненном количестве присутствуют обломки базальтовых порфиритов с мезостазисом, полностью замещенным рудным минералом и окислами железа. Количественные соотношения обломков и цементирующего лавового материала изменчивы.

Мощность слоев лавобрекчий варьирует; местами они образуют в базальтовых порфиритах очень тонкие пропластки, не превышающие первых сантиметров.

Витрокластические породы представлены литокластическими и витро–литокластическими туфами основных эффузивов. Окраска туфов зеленовато–серая, красно–бурая, реже фиолетовая.

В составе кластического материала доминируют угловатые обломки интенсивно измененных базальтовых порфиритов и микродиабазов. В витро–литокластических туфах в подчиненном количестве присутствуют обломки стекла с характерными рогульчатыми, двояковогнутыми и выпукло–вогнутыми очертаниями, полностью замещенные хлоритом и рудным минералом. Спорадически встречаются единичные кристаллокласты плагиоклаза и в варьирующем количестве – обломки яшм, реже карбонатных пород и глинистых сланцев.

Отдельные обломки эффузивов различаются по крупности зерна, количественному соотношению минеральных компонентов и мезостазиса и преобладаюто тех или иных продуктов замещения; хлорита, карбоната, серпентина, рудной пыли и окислов железа, гидрослюд и тонкозернистого кварца. Связующая масса туфов представлена тонкозернистым агрегатом хлорита, кальцита и рудного минерала, иногда с примесью тонкочешуйчатых гидрослюд и окислов железа. Подобно основным эффузивам района, туфы, как правило, содержат обильную примесь лейкоксена.

Вещественный состав фосфоритов

По составу вмещающих пород фосфориты разделяются на три типа: фосфориты микрокварцитов, фосфориты доломитов и фосфориты туфов. Наиболее распространены фосфориты микрокварцитов, тогда как фосфориты доломитов и туфов пользуются ограниченным распространением и представляют скорее минералогический интерес. Содержание фосфорного ангидрида в микрокварцитах в среднем составляет 16–20%, местами – 30–35%, в туфах – 17–20%, а в доломитах редко поднимается до 10%.

Большая часть фосфоритов приурочена к зонам контакта разноименных пород: кремнистых с карбонатными, эффузивными, песчаниками и сланцами; текстура фосфоритов преобладает брекчиевая.

Детальное изучение фосфатного вещества фосфоритов, проведенное с применением существующих оптических, спектральных, химических, рент-

геноструктурных, электронно-микроскопических и других методов исследований Ю.Р. Ручкиной и И.С. Кудьяровым (1973), показало, что фосфориты, залегающие в литологически разных породах, имеют одинаковый состав и представлены карбонат-фторапатитом, внутренняя структура которого частично изменяется в зависимости от развития процессов начальной перекристаллизации и перераспределения материала. Под воздействием интенсивного контактового метаморфизма карбонат-фторапатит переходит в гидроксилapatит, образующий совершенные и крупные кристаллы.

Некоторые вопросы закономерности размещения фосфоритов и их генезис

Все фосфориты без исключения приурочены к определенным горизонтам осадочных или вулканогенно-осадочных отложений и являются стратифицированными элементами. Это дает нам основание отнести их месторождения к стратиформному типу (Смирнов, 1971), образование которых связывается с процессом синхронных седиментации вмещающихся отложений.

Анализ палеогеографических и палеотектонических материалов позволяет восстановить обстановку времени фосфатонакопления в следующем виде.

На месте современного Удско-Шантарского антиклинория располагалась крупная геосинклинальная система. На северо-западе простиралась Сибирская платформа — ее юго-восточный край. Накопление мощных вулканогенно-осадочных толщ, охарактеризованных органикой верхнего докембрия и кембрия, свидетельствует о том, что на протяжении этого периода здесь существовал определенный эвгеосинклинальный режим осадконакопления, сопровождаемый интенсивным подводным вулканизмом с излиянием преимущественно основных лав.

Наличие в фосфоритах и вмещающих их отложениях хр. Джагды довольно обильной нижнекембрийской (алданский и ленский ярусы) фауны археоциат и среднекембрийских беззамковых брахиопод, радиолярий и губок свидетельствует о длительности процесса фосфатонакопления в течение нижнего — среднего кембрия. Обильная фосфатная фауна (брахиоподы) показывает, что биогенные процессы фосфоритообразования играли здесь не последнюю роль.

Имеющиеся материалы позволяют считать, что в данном районе было два источника поступления фосфора: во-первых, воды морского геосинклинального бассейна и, во-вторых (значительная часть), продукты деятельности подводных вулканов (экзгальции и, возможно, гидротермы).

Интенсивная вулканическая деятельность служила, вероятно, не только поставщиком значительного количества эндогенного фосфора, но также своеобразным стимулятором фосфатонакопления, нарушавшим стабильность режима бассейна и тем самым способствовавшим активизации осаждения фосфора. Г.Н. Бровков (1969) на примере месторождений Кузнецкого Алатау и Восточных Саян показал, что концентрированный

сброс фосфатов из вод бассейна в осадок происходит при появлении специфических условий с пониженным значением pH; регулятором же местных режимов понижения pH и Eh среды являлись термы и экспансия.

Довольно стройную схему формирования месторождений фосфоритов предлагает Э.Л.Школьник (1971): "Крупные и качественные пласты фосфоритов накапливались в удалении от главных очагов вулканизма. Образование пластовых фосфоритов происходило в илистых лагунах рифовых островов, с ограниченной циркуляцией при периодическом сообщении с открытым морем. В садке фосфора значительную роль играли биологические факторы, но не исключена возможность и химической седиментации. Отложившиеся пластовые первичные фосфориты в последующем попадали в зону прибоя или в зону обрушения краев рифа, где дробились, переотлагались и цементировались. Фосфор вновь отлагался Получались брекчиевые фосфориты".

В изложенной схеме фосфоритообразования наименее ясным остается вопрос накопления пластовых первичных фосфоритов и последующего их брекчирования через какой-то значительный промежуток времени. Фактический материал, как нам кажется, не подтверждает этого предположения. Богатые пластовые фосфориты до сих пор нигде не найдены. При изучении брекчиевых фосфоритов среди них были обнаружены маломощные линзочки и мелкие пластинки более темных и тонкозернистых фосфоритов, которые разбиты поперечными трещинками на отдельные фрагменты, нередко "растянутые" друг от друга, а местами изогнутые и смещенные друг относительно друга. Эти наблюдения приводят нас к выводу о едином, в геологическом смысле, но достаточно длительном периоде фосфоритообразования, когда в процессе самой садки под влиянием мобильности дна бассейна (макро- и микротектоника, подводные оползни и др.) не совсем затвердевшие пластики и линзочки фосфоритов деформировались, ломались и расползались, одновременно вновь цементируясь тем же фосфатом, карбонатом или кремнеземом. Возможно, таким же образом формировалась большая часть седиментационных брекчий известково-кремнистого состава.

Изученный материал показывает, что основное фосфоритонакопление происходило в периоды затухания вулканической деятельности в обстановке теплого моря лагунного типа с пышным расцветом органической жизни. Осаждение шло как хемогенным, так и биогенным способом. Частая повторяемость сходных литологических комплексов кембрийских отложений свидетельствует о неоднократной перемежаемости спокойных периодов фосфатонакопления с мобильными тектоновулканическими периодами, во время которых происходило поступление новых порций эндогенного фосфора.

Мобильная обстановка периода фосфатонакопления, вероятно, обусловила и разрозненность фосфоритоносных участков как во времени, так и в пространстве, что привело к формированию различных уровней фосфатонакопления. Э.Л.Школьник (1971) предполагает существование не менее четырех таких уровней.

Необходимо также учитывать, что в данном районе происходило накопление крупных гематито-магнетитовых залежей. По-видимому, этот

процесс предшествовал периодам фосфоритообразования и громадное количество фосфора, содержащееся в железных рудах (местами до 3%), уже было изъято из бассейна, который, таким образом, ко времени периода фосфоритообразования оказался недостаточно насыщенным для накопления богатых фосфоритовых руд.

Формационный анализ ниже-среднекембрийских фосфатоносных отложений Джагдинского района показывает, что здесь широко развиты яшмовые (кремнистые) формации, переходящие, с одной стороны, с увеличением в разрезе эффузивных пород и их туфов, в зеленокаменные, с другой стороны, с обогащением глинисто-терригенным материалом, — в кремнисто-сланцевые. Данный ряд формаций и геохимический, парагенетический, ряд — фосфор, силиций, железо, марганец — отвечают классическому набору фосфоритоносных формаций вулканогенно-кремнистой группы Н.С.Шатского (1955).

В заключение необходимо отметить, что в процессе проведенных работ выявилось значительное количество вопросов, решение которых — задача будущих исследований.

1. Детальное геолого-литологическое картирование площади Удско-Шантарского антиклинория; обоснованное стратиграфическое расчленение рифей-нижнепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса бассейна р. Уды и его сопоставление с отложениями Шантарских островов.

2. Детальное изучение "микрокварцитов" — их генезис и взаимоотношение с яшмами, кварцитами, карбонатными породами и фосфоритами.

3. Геохимическое изучение пород вулканогенного комплекса и их взаимоотношение с фосфоритами.

4. Геохимическое взаимоотношение фосфоритов с железорудными и марганцеворудными образованиями.

5. Детальное изучение многостадийного процесса фосфоритообразования (вопросы диагенеза и метаморфизма фосфоритов и вмещающих толщ).

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1968, т. 1.
Беляева Г.В. Биостратиграфия и археоциаты нижнего кембрия севера Хабаровского края. 1970. Автореф. канд. дисс. Хабаровск.
Бровков Г.Н. 1969. Вулканизм и осадкообразование в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне в позднем докембрии и кембрии. — Литол. и полезн. ископ., 6.
Бродская Н.Г. 1971. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. Автореф. докт. дисс. М.
Геология СССР, т. 19, 1966. Часть 1. Геологическое описание.
Красный Л.И. 1956. Основные черты геологии Западного Приохотья и сопредельных с ним районов. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 3.
Красный Л.И. 1960. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 34. Л., Гостоптехиздат.
Нагибина М.С. 1968. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — Труды ГИН АН СССР, 79.
Ручкина Ю.Р., Кудьяров И.С. 1973. Вещественный состав фосфоритов хр. Джагды. — В кн.: "Полезные ископаемые в осадочных толщах". Изд-во "Наука".

- Смирнов В.И. 1971. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. - Геол. рудн. месторожд., 1.
- Фролов В.А., Горянский В.Ю., Ручкина Ю.Р. 1973. О возрасте фосфоритов Удско-Селемджинского междуречья (Хабаровский край). Докл. АН СССР, 210, № 6.
- Шатский Н.С. 1955. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. - Совещ. по осадоч. породам, вып. 2, М., изд-во "Наука".
- Школьник Э.Л., Сигов В.Ф., Мамонтов Ю.А., Щербина Ю.И., Махнин А.В. 1966. Фосфориты в вулканогенно-кремнистых отложениях нижнего кембрия хр. Джэгды. - Геол. и геоф., 12.
- Школьник Э.Л. 1971. Состав, некоторые закономерности размещения и условия образования железных, марганцевых руд и фосфоритов Удско-Шантарского района. Автореф. канд. дисс. Хабаровск.
- Юдин Н.И., Арсеньев А.А. 1970. Фосфатность древних толщ юга Восточной Сибири, М.

ФОСФОРИТНОСТЬ ВЕНДА МРАССКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ)

Фоминский В. И.

Сложившееся за последнее десятилетие упорное мнение о присутствии в составе нижней части енисейской серии (венд) Мрасского антиклинория Горной Шории (Алтае-Саянская складчатая область) нового (помимо известного, белкинского) фосфоритоносного горизонта пластовых фосфоритов (кабырзинский горизонт);

предположение Г.И.Спандерашвили (1965) о существовании третьего фосфоритоносного уровня в низах разреза западносибирской доломитовой свиты;

указание ряда геологов на присутствие в верхах западносибирской свиты слабофосфатных кварцитов;

установление присутствия богатых фосфоритовых руд среди водорослевых доломитов (западносибирская свита енисейской серии), что стратиграфически ниже как белкинской свиты с пластовыми фосфоритами, так и высокосортных карстовых (вторичных) фосфоритов остаточного генезиса;

наконец, указание Г.И.Спандерашвили (1965) на присутствие среди водорослевых доломитов венда прослоев высокосортного (36–39% P_2O_5) фосфорита (типа пластового) – все это выдвигает на повестку дня задачу поисков фосфоритов подобного типа на основе указанных выше реперов и ставит выяснение надежных поисковых критериев в число наиболее важных вопросов. В той или иной мере все эти вопросы затронуты в данной статье. Поскольку белкинская фосфоритоносная толща (белкинский горизонт) выделяется нами и рядом исследователей из состава енисейской серии венда и относится к нижнему кембрию, тем более, что фосфоритоносность ее была изучена нами ранее (Фоминский, 1970), ее положение будет рассмотрено только в той мере, в какой это нужно для понимания стратиграфических вопросов, а также для установления взаимосвязи с подстилающими свитами енисейской серии.

Большая работа по изучению этих вопросов проведена коллективом геологов-фосфоритчиков ЗСГУ (Г.И.Спандерашвили, А.Н.Сухарина, Ю.В.Миртов, А.И.Сажин, Г.А.Сйдаугас, Н.А.Донов, Ю.А.Сипливый, Г.А.Курганов, Е.С.Шинкарев, Н.Я.Ярушин, З.А.Валоженич и другие) и ГИГХСа (Н.А.Красильникова, Ю.Ф.Шмелькова, Б.Г.Гуревич и Г.А.Оболенская).

Верхняя часть енисейской серии является также и доломитоносной (узасский пласт, по работам А.М.Друзева в 1955–1956 гг.), а также потенциально бокситоносной, так как на этом стратиграфическом уровне в Восточном Саяне известно крупное Боксонское месторождение (Ильина, 1959; Бушинский, 1966).

Все это заставляет рассматривать енисейскую серию как формацию полирудоносного типа, при изучении характера которой особую важность приобретают стратиграфические соотношения, состав и условия формирования выделяемых литолого-фациальных комплексов. С этой целью нами применен структурно-фациальный метод, на основе которого выде-

лены различные типы разрезов, проведена корреляция литологически разных, но синхронных разрезов, выделены металлогенические зоны, в пределах которых определены перспективы фосфоритоносности, доломитоносности и бокситоносности. Ниже мы остановимся на некоторых вопросах, касающихся стратиграфических соотношений.

Енисейская серия Горной Шории, согласно существующему мнению большинства геологов, включает в своем стратиграфическом объеме следующие подразделения местной шкалы: кабырзинскую свиту битуминозных известняков (нижняя), западносибирскую - водорослевых доломитов, белкинскую - известняков, кварцитов, глинисто-углистых и кремнистых сланцев с карбонатно-фосфатной конгломератобрекчией и пластами фосфоритов в нижней части. Соотношения западносибирской (средней) и белкинской (верхней) свит отражены в работе А.Н. Сухариной и др. (1961): "Наиболее древней в составе Мрасского массива является енисейская серия карбонатных пород предположительно синийского возраста, представленная в нижней части преимущественно слоистыми доломитами (а стратиграфически ниже их - известняками нижней - кабырзинской свиты; Сухарина, 1965), в верхней - известняками ... Между доломитовой и известняковой (верхней. - В. Ф.) свитами видимого перерыва не наблюдается, но скрытый перерыв возможен, о чем свидетельствуют приуроченность к контакту значительного фосфатного оруденения и стратифицированное положение вдоль него карстов, закономерно поражающих самую верхнюю часть доломитовой свиты.

... в пределах Мрасского массива в нижнекембрийское время, вслед за фосфатноносными осадками синия, накапливались существенно карбонатные породы, представленные в основном чистыми разностями археоциатовых известняков мощностью в несколько сотен метров".

Наиболее важным моментом в соотношениях этих свит нам представляется отмеченная авторами возможность перерыва между доломитовой и вышележащей карбонатной свитами (по сути дела аргументированная авторами).

В следующей своей работе эти исследователи (Сухарина, Скобелев, Кулешова, 1968) уже более определенно указывают на признаки континентального выветривания в верхней части доломитовой западносибирской свиты: "Средняя часть разреза формации распадается на субформацию водорослевых доломитов (западносибирская свита) внизу и тесно связанный с ней фосфатно-карбонатный комплекс отложений (белкинская свита) вверху ... Нижние доломиты чаще всего представлены темно-серыми строматолитовыми и онколитовыми разностями, в той или иной степени известковыми. Местами (у верхней границы) эта толща слабофосфатизирована и имеет сгустки фосфата среди водорослево-доломитовых брекчий. Такие фосфатопоявления известны ... по всей периферии Белкинского месторождения и на ... участках. В других случаях верхние горизонты толщи несут признаки континентального выветривания в виде осветления и окварцевания. Вышележащий белкинский известняково-доломито-фосфатный комплекс ... характеризуется обломочно-брекчиевым строением ... Белкинская фосфатноносная пачка... залегает прерывисто, разъединяясь островными выступами нижележащей доломитовой толщи".

"Верхняя, нижнекембрийская, часть формации выражена сменяющими друг друга по литорали карбонатными (карчитская .. и др. толщами. — В.Ф.). Вблизи основания указанных отложений проявляется самый верхний уровень фосфаторуденения, выраженный белкинским типом в карбонатной формации (Нымзасский участок, ..)".

"Островные выступы" западносибирской свиты представляются нам как реликты погребенного, сильно расчлененного рельефа, в углублениях которого (возможно, типа лагун или внутреннего бассейна) в условиях реликтовой солености вод шло формирование фосфоритонесущих толщ белкинской свиты.

Не менее интересным нам представляется отнесение верхнего фосфоритового горизонта Нымзасского участка Белкинского месторождения к нижнему кембрию, из чего следует, что упомянутые исследователи внутри фосфоритонесущей пачки мощностью 200 м (такова белкинская свита на месторождении "Белка") провели кардинальный раздел между протерозоем и кембрием (по их данным), не придав должного значения выветриванию в верхней части западносибирской свиты.

Распространение коры выветривания этого времени в широком плане Саяно-Алтайской области и ее продуктивность аргументированы С.В.Левченко (1970): "Бокситопроявления встречены среди карбонатных пород в толще, переходной от доломитов западносибирской свиты к известнякам белкинской, т.е. в верхней части формации коры выветривания, образованной в первую (вендскую) рудогенную эпоху. Таково стратиграфическое положение Алгуйского бокситопоявления в Кузнецком Алатау, перспективные территории в Горно-Щорском поднятии в бассейне р. Кабырзы".

Исследования В.А.Сивова (1968) на Белкинском месторождении также позволили ему выделить кору выветривания, венчающую доломиты западносибирской свиты, отнести к ней карстовые фосфориты, обосновать их докембрийский возраст и в конечном счете, провести принципиальную грань между западносибирской и белкинской свитами, отнеся последнюю (и ее фосфаторуденение) к нижнему кембрию.

Изложенные соображения с полной определенностью указывают на перерыв между западносибирской и белкинской свитами, на принадлежность их различным тектоно-седиментационным циклам и неправомочность наращивания стратиграфического объема енисейской за счет пород белкинской свиты.

Поскольку ранее (Фоминский, 1970) мы рассматривали только белкинскую свиту, то здесь мы обратим наше внимание на кабырзинскую и западносибирскую свиты, а также на некую "промежуточную толщу" (выделяемую С.В.Левченко (1970) и нами), представляющую собой чередование оолитовых, обломочных и слоистых доломитов с прослоями глинистых сланцев, кварцитов и туффитов, а в ряде мест с красноцветными высокоглиноземистыми образованиями многоярусной коры выветривания (формация коры выветривания, по С.В.Левченко). Этой толщей и ограничивается сверху стратиграфический объем енисейской серии.

В связи с выделением верхнего горизонта пород ("промежуточная толща") необходимо остановиться на более конкретном определении ее места в разрезе.

Такое стратиграфическое положение, по К.В.Радугину (1936), занимает выделенная им третья формация среднего протерозоя — "саговая". Нами последняя была изучена в 1961 г. в районе пос. Сага, где она действительно лежит на водорослевых доломитах западносибирской свиты. Угловых несогласий нами не наблюдалось, но осадочные доломитовые брекчии, чередующиеся с оолитовыми горизонтами, составляли значительную часть низов свиты. Кверху она приобретает известняковый состав, с характерным, неправильной формы частым наслоением черного кварцита. Если учесть, что енисейская серия Кузнецкого Алатау в верхах содержит кварциты (по А.Н.Чуракову), а комплекс трех формаций среднего протерозоя перекрывается с резким несогласием унущинской альгонкиа (последняя нами, а также А.Г.Поспеловым, 1966, и другими считается аналогом белкинской свиты), то можно, включив в состав енисейской серии венда кабырзинскую и западносибирскую свиты, дополнить их и саговой (до полного объема комплекса) и тем самым вернуться к прежнему (по А.Н.Чуракову) пониманию стратиграфического объема енисейской серии и к старым построениям К.В.Радугина. Это не идет в разрез как с унифицированной легендой Западной Сибири, так и со схемой А.Л.Додина (1958).

При выделении этой промежуточной (назовем ее саговой) толщи мы руководствовались также указанием многих исследователей на присутствии в верхней части западносибирской свиты своеобразной пачки слабофосфатных пород, чаще всего брекчиевидного доломита, кварцита или слоистого доломита (Сухарина и др., 1968); А.Н.Сухарина в 1965 г. писала: "В верхней части свиты проявляется первичное фосфаторуденение... связано с брекчиевыми разностями доломитов" (стр. 9). Этими же авторами, а также М.К.Винкман и др. (1962), В.А.Сивовым (1968) и другими в верхней части свиты отмечается присутствие тонких прослоев или пласта кварцита. А.И.Афонин (1968) говорит о тонком чередовании доломитовых и слабофосфатных кремнистых слоев (по-видимому, на том же уровне).

Поскольку карст встречен не только на верхней границе выделяемой толщи, но и стратиграфически ниже, образуя две параллельные зоны (на Белкинском месторождении и Адиаксинском участке), то весь стратиграфический интервал между этими зонами континентального выветривания можно называть саговой свитой.

В данной работе мы не будем останавливаться на вопросах, связанных с карстовыми фосфоритами, развивающимися вдоль контактов саговой свиты, поскольку большинство геологов считают их продуктами молодой (мезозой-кайнозойской) коры, а ограничимся лишь рассмотрением древних карбонатных толщ как субстрата, по которому развивался более молодой карст. Во избежание недоразумений, которые могут возникнуть в связи с сочетанием (наложением) древних и более молодых кор выветривания, необходимо произвести предварительное их разграничение.

Несомненны присутствие в карсте, во всяком случае в приповерхностных расширениях шелевидных зон (контактный тип), молодых делювиально-элювиальных продуктов (глины, пески), широкий диапазон процессов выветривания (выщелачивания) с остаточными продуктами

коры, метасоматоза со всем разнообразием структур выполнения пустот (натечные, оолитовые и другие) и существенно известковых продуктов. Молодой возраст этих карстовых образований (в рамках указанных выше вещественных составов, но не шире), наложенных на древний субстрат иного (доломитового) состава, так же несомненен, как и типично мезозой-кайнозойский воронкообразный тип с остаточными продуктами коры (зона обогащения), развитый по пластам фосфоритов белкинской свиты.

Но это не исключает те древние процессы выветривания, которые, по всей вероятности, и обусловили основные черты шелевидного типа молодого карста, особенно в тех случаях, когда не было поблизости первичных фосфатных пород. В числе следствий этих процессов, по-видимому, не последнюю роль играли такие моменты, как резкие разделы разных сред (доломитовая и известковая), реакционные приконтактные явления и связанная с этим повышенная проницаемость на этих разделах как поверхностных, так и глубинных агентов на протяжении всей истории развития района.

По-видимому, это в той или иной мере и определило конфигурацию карстовых зон и пространственную приуроченность к определенным стратиграфическим контактам, согласованность с направлениями складчатых структур, т.е. ту стратификацию, которая сразу же бросается в глаза.

В связи с указанными соображениями мы будем считать карстовые фосфориты (на данном этапе) "пространственно приуроченными" к породам енисейской серии и, исходя из таких соотношений, наметим их перспективы.

Перейдем непосредственно к рассмотрению вопросов фосфоритоносности вендских отложений данного региона.

Проведенное нами в 1956-1963 гг. изучение разрезов енисейской серии Горно-Шорского фосфоритового бассейна позволило выявить изменение их типов от мелководных органогенно-хемогенных, существенно доломитовых до глубоководных хемогенных, существенно известковых (рис. 1).

Вместе с тем типизация в объеме енисейской серии была бы слишком схематична, так как не отражала бы сущности выделяемых в ее составе стратиграфических единиц. В связи с этим в отличие от нашей предшествовавшей работы (Фоминский, 1970) как типизацию разрезов, так и сам анализ целесообразно провести на дифференцированной стратиграфической основе.

В зависимости от положения относительно внутренних зон Горной Шории нами выделены следующие типы разрезов (см. рис. 5).

А. Группа существенно доломитовых типов (Мрасский антиклинорий)

Кабырзинская свита

1. Хемогенный доломито-известняковый тип.

Западносибирская свита

1. Органогенный доломитовый тип.

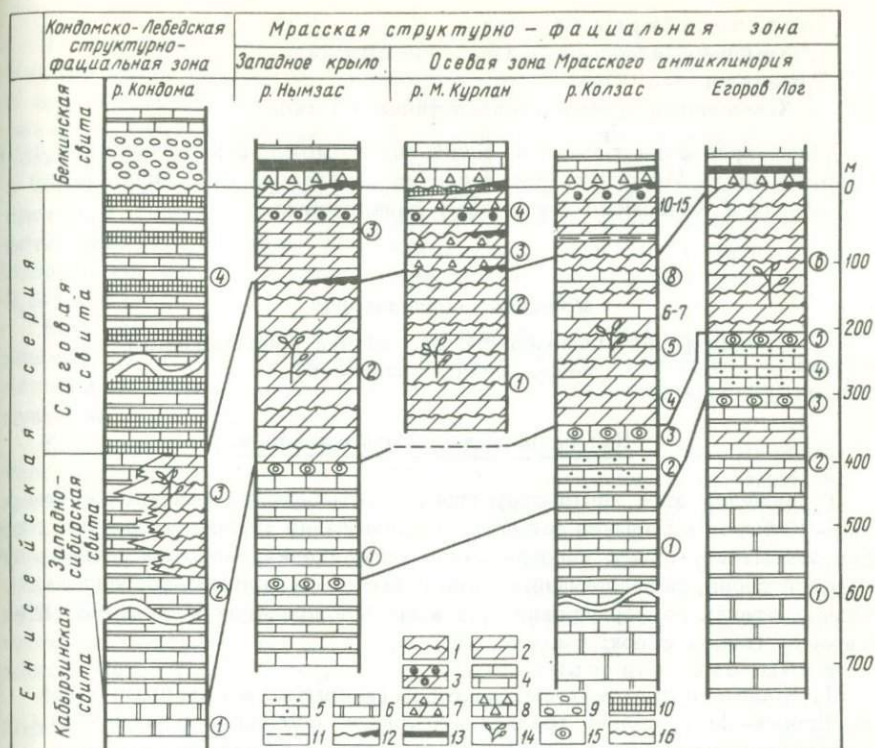


Рис. 1. Схема сопоставления разрезов енисейской серии

1 - водорослевый доломит; 2 - слоистый доломит; 3 - оолитовый доломит; 4 - слоистый известняк; 5 - пелитоморфный известняк; 6 - битуминозный графитистый известняк; 7 - доломитовая брекчия; 8 - известняковая брекчия; 9 - конгломерато-брекчия; 10 - кварцит; 11 - вишневый сланец (переотложенная кора выветривания); 12 - карстовый фосфорит; 13 - пластовый фосфорит; 14 - водоросли; 15 - археоспонгии, невландии; 16 - размыты

2. Хемогенно-органогенный доломитовый тип.

3. Существенно хемогенный доломитовый тип.

Саговая свита

1. Тип коры выветривания.

2. Терригенно-хемогенный доломитовый тип.

3. Существенно рифогенный доломитовый тип.

Б. *Группа кремнисто-карбонатных (существенно известняковых) типов*
(Кондомско-Лебедской синклиорий)

Кабырзинская свита

1. Хемогенный известняковый тип.

Западносибирская свита

1. Хемогенный доломито-известняковый тип.

Саговая свита

1. Хемогенный кремнисто-известняковый тип.

Ниже приведена типизация фаций енисейской серии, начиная от центральной части Мрасского антиклинория и далее на юго-запад, к его периферии и Кондомско-Лебедскому синклинорию.

Мрасский антиклинорий

(Группа фаций мелководного бассейна с преобладанием ненормальной солености)

Центральная часть антиклинория

В пределах этой части структуры, охватывающей междуречье Базас - Кабырза - Балыкса выделена группа фаций мелких и средних глубин открытого моря с преобладанием засоления. Опорный разрез енисейской серии, позволяющий судить о смене фациальных обстановок на разных этапах ее формирования, вскрыт при впадении в Мрас-Су руч. Карасук (снизу вверх; см. рис. 1).

Кабырзинская свита

1. Черные антраконитовые мраморы (вскрытые в 1 км выше устья кл. Егоров-Лог), сильно графитизированные, особенно по плоскостям напластования. Падение на СЗ-330° под углом 50-60°.

Мощность 450 м. Низы разреза не вскрыты.

2. Темносерые мраморы и известняки, реже доломиты с отдельными обрывками дерновинок водорослей строматолитозого типа.

Мощность 200 м.

3. Горизонт темно-серого известняка с плотными шарами концентрически-скорлуповатых образований диаметром 3-5 см. Мощность 20 м.

4. Темные пелитоморфные и зернистые известняки, при выветривании мажущие пальцы.

Мощность 100 м.

5. Горизонт темно-серого доломита с шарами радиально-лучистого строения типа *Archaeospongia* размером 2-2,5 см. Мощность 5-10 м.

Западносибирская свита

6. Серые и грязно-серые водорослевые доломиты с легкими стратифицированными слоевищами *Algostroma* sp., падающие на северо-запад 325-330° под углом 55-60°.

Мощность 300 м.

7. Зона карста с вторичными фосфоритами.

Ширина до 30 м.

Водорослевые доломиты енисейской серии перекрываются фосфатной доломито-карбонатной брекчией белкинской свиты с линзами фосфорита (Мрасский фосфоритоносный участок). Еще выше стратиграфически лежат толщи археоциатовых известняков ленского яруса нижнего кембрия, выделявшиеся К.В. Радугиным как карчитская свита. Общая мощность разреза енисейской серии на данном участке около 1050-1100 м.

Разрез енисейской серии в Горной Шории вскрыт не полностью. Нижние члены разреза серии предполагаются нами несколько севернее, в пределах Кузнецкого Алатау, где по правобережью р. Белой Усы они залегают ниже толши доломитов со строматолитами и характерными оолитовыми разностями, относимых А.Г.Поспеловым и Э.Ф.Дмитриевым к енисейской серии. Представлены они толщей черных графитисто-глинистых и кремнистых сланцев, перемежающихся с темно-серыми графитистыми известняками. В целом мощность енисейской серии здесь около 2 км, из них на долю кремнисто-сланцевой толши приходится 0,5-1 км.

Еще ниже стратиграфически в верховьях р. Кибрас лежат зеленокаменные диабазовые толщи так называемой кибрасской свиты мощностью около 2 км с конгломератом в основании, подстилаемые гнейсами (продукты контактового метаморфизма?).

В районе устья р. Черной Усы, стратиграфически выше карбонатных толщ енисейской свиты, А.Г.Поспеловым выделяется маломощная пачка красноцветных порфиринов и их туфов ограниченного распространения, рассматриваемая им в качестве реликта кондомской свиты, хотя соотношения ее с подстилающей недостаточно ясные. Эта пачка красноцветов может рассматриваться скорее всего как продукт незначительной вулканической деятельности в конце формирования енисейской свиты в наземных условиях, так как фациальный профиль и тектоническое положение района Белой Усы несколько иные.

Исходя из этих соображений, мы считаем, что нами в пределах Горной Шории описаны лишь третья (верхняя) и, по-видимому, в неполном объеме вторая (средняя) части какой-то более крупной тектоно-седиментационной единицы; назовем ее "макроритмом", что вероятно, будет лучше характеризовать стадийность развития. Средней ее частью являются графитистые кремнисто-сланцевые низы енисейской серии по р. Белой Усе, очень похожие на темные графитистые известняки кабырзинской свиты в Горной Шории. Отсутствие в разрезе последней кремнисто-сланцевых пачек, возможно, следует объяснять размещением этого разреза в пределах сводовой части Мрасского антиклинория, так как кремнистый материал для большинства геологических комплексов Горной Шории более свойствен синклинорным структурам или же крутым крыльям антиклинориев (Фоминский, 1970). Нижней частью макроритма, по-видимому, следует считать вулканогенные породы кибрасской свиты.

Кабырзинское время (средне-иногда мелководно-морская иловая фашия преобладающе нормальной солености и спокойного гидродинамического режима). Начало кабырзинского времени для данной структуры характеризовалось нормальным солевым составом бассейновых вод. Литологически породы, относящиеся к этому этапу, представлены хемогенным известняковым типом разреза, распространенным по р. Кабырзе, возле пос. Судочаково, и в других местах (рис. 2). Эти породы обычно грубослоистые, но иногда тонкослоистые, с четкими поверхностями раздела. Преобладает равномерная темно-серая и черная окраска. Все это указывает на спокойные условия осадконакопления, сохранившие устойчивость на значительном протяжении. Такие условия обычны для области открытого моря, ниже уровня воздействия волн. Примесь

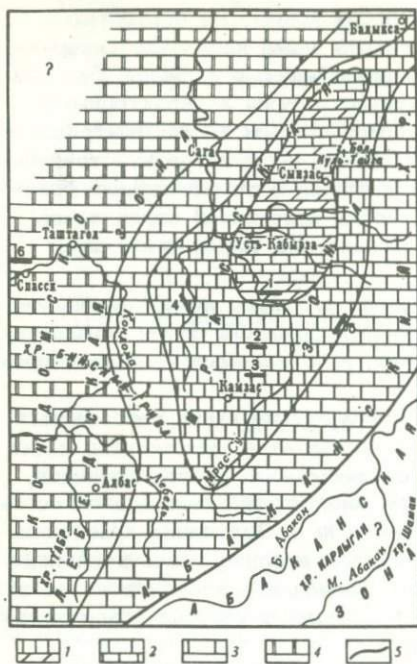


Рис. 2. Литолого-фациальная схема кабырзинской свиты енисейской серии

1 - средне- и мелководно-морская иловая фация преобладающе нормальной солености; 2 - морская иловая фация средних глубин нормальной солености (зона слоеобразования); 3 - морская иловая фация средних глубин нормальной солености (ниже зоны слоеобразования); 4 - глубоководно-морская иловая фация нормальной солености; 5 - границы фаций

терригенных частиц за счет некарбонатных минералов чаще всего не превышает 1-2%, что свидетельствует о значительной удаленности внутригеосинклинального поднятия Мрасского антиклинория от областей питания и господстве хемогенного осадконакопления. Преобладает кальцитовый состав породы

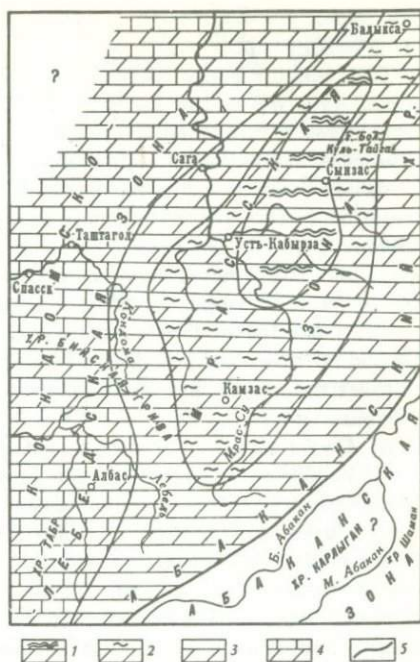
с незначительной примесью доломита (не выше 3-5%).

Для второго отрезка времени существования бассейна свойственно появление пелитоморфных и зернистых разностей известняка, характеризующихся включением окатанных зерен известняка мелкой и алевритовой размерности, а чаще - частиц углистого вещества. Однако более крупных обломков в указанной породе, как правило, не наблюдается. По-видимому, это вызвано некоторым обмелением бассейна и возникновением условий, способствовавших перемыву слабо уплотненного осадка в нижней части зоны воздействия волн. Для этого времени характерно также появление известняков со спорадическими обрывками водорослей, что говорит о существовании в ряде мест отмелей строматолитового типа, откуда происходило срывание отдельных дерновинок. Для конца кабырзинского времени характерно некоторое изменение солености вод бассейна, в связи с чем отмечается появление пласта доломитизированного известняка с шарообразными тедрами радиально-лучистых конкреций, которые А.Г.Поспелов относит к проблематике древних каменистых губок (археоспонгии).

Опробование пород показывает обычно кларковое (и более низкое) содержание фосфорного ангидрида (сотые доли и 0,1-0,2%). Выделенный Г.И.Спандерашвили (1965) кабырзинский горизонт в верховьях кл. Кара-Гол (лев. приток Кызаса) "в нижней половине свиты" представлен пачкой слабофосфатных карбонатных пород мощностью до 20 м и содержанием фосфорного ангидрида от десятых долей процента до двух процентов. Мы присоединяемся к мнению Ю.В.Миртова (1967) об от-

Рис. 3. Литолого-фашиальная схема западносибирской свиты енисейской серии

1 - мелководно-морская слабо засоленная фация биостромов и их шлейфов; 2 - мелководно-морская слабо засоленная фация биостромов и межрифтовых впадин; 3 - мелководно-морская слабо засоленная иловая фация; 4 - средне- мелководно-морская иловая фация с неустойчивой соленостью; 5 - границы фаций



сутствии "третьего горизонта" фосфоритов на уровне кабырзинской свиты. Как нам представляется, фашиальная обстановка этого времени в пределах Горной Шории не благоприятствовала фосфатонакоплению. Это объясняется тем, что процесс накопления известкового ила "перешагнул" через теоретический предел состояния фосфата в жидкой фазе и настолько далеко ушел во времени, что бассейновые воды были уже обеднены, рассеяв в известковом иле свой "резерв". Характер фации не позволяет говорить о существовании восходящих токов с глубин. В начальные моменты накопления карбонатов, по-видимому, можно было бы (но в достаточно благоприятных условиях) ожидать садку. По причине сравнительно высокой щелочности вод следовало бы ожидать выпадения фосфата на стыке карбонатных фаций с терригенно-карбонатными, но фосфатизация на этом уровне вряд ли была значительной.

Западносибирское время (мелководноморская слабо засоленная фация биостромов и их шлейфов с активным гидродинамическим режимом). На уровне данной фации Г.И.Спандерашвили (1965) выделяет "западносибирский фосфатоносный горизонт", включающий ряд фосфатопроизведений по левобережью р. Кабырзы, в районе нижнего течения р. М. Суеты и др. Это ставит перед нами задачу на основе фашиального анализа дать обоснование фосфатоносности осадков и характера ее размещения в рассматриваемое время.

Данная фация (рис. 3) характеризуется органогенным доломитовым типом разреза. Основная роль в строении его принадлежит водорослевым доломитам, меньшая - слоистым и монокристаллическим (афанитовым) разновидностям. Реже встречаются обломочные породы и оолитовые. Это указывает на основную черту характера бассейновых вод - на ненормальную соленость. Количество доломита в породах колеблется от 60 до 80%, но содержание MgO невысокое, порядка 14-17%. Доломиты бескремнистые. Отсутствие или незначительное добавление терриген-

ных зерен доломитового состава позволяет говорить о ведущей роли хомогенного процесса.

Для данной фации характерно резкое преобладание серых тонов окраски, что, несмотря на значительное участие водорослей, не свидетельствует о сохранении органического вещества как за счет них, так и за счет планктона. Характерно также отсутствие пирита и битуминозности (в отличие от нижележащей фации). Отсутствие или незначительное количество некарбонатных терригенных минералов указывает на удаленность как от суши, так и от каких-либо местных возвышений вулканического характера. Все это указывает скорее на существование открытого моря с хорошей аэрацией придонных вод, чем на лагунный тип бассейна. По-видимому, такая специфика связана с сущностью вендского времени как исторической эпохи доломитообразования. Гидродинамические условия осадконакопления в это время были весьма напряженными.

а) Субфация собственно биострома. Условия данной субфации наиболее характерны для западносибирского времени. Наиболее типичными являются водорослевые сообщества, образующие строматолиты. По своей природе это рифовые постройки (биостромы), иногда достигающие значительных мощностей (порядка первых сотен метров) и слагающие целые толщи. По мнению К.В. Радугина, водоросли имеют первично магнезиальный состав скелета. При изучении их остатков в шлифах в срезах стенок водорослевых структур нередко отмечаются зернышки флюорита. Строматолиты обладают слоистостью за счет параллельного расположения дерновин водорослей. Чаще всего последние образуют неправильно волнистые, иногда прерывчатые слои толщиной от 1–2 мм до 0,5 см. В интервалах между первично-горизонтальными наслоениями водорослей размещаются одиночные или комплексы слоев хомогенного доломита мощностью от нескольких сантиметров до 0,5–1 м. Нередко отмечается отчетливая микроритмика, выраженная сменой водорослевого слоя несколькими хомогенно-осадочными доломитовыми слоями с размывом верхней поверхности. Иногда размыв создает неровности с косым срезом комплекса межводорослевых слоев. Очень часты волнистые поверхности с амплитудой 2–3 см (отражающие зыбь волн) или более крупные (до весьма значительных), вызываемые волнениями в более высоких зонах. Обычно это хорошо заметно вследствие нарастания сверху нового водорослевого слоевища и различных оттенков хомогенных доломитовых слоев, подчеркиваемых на плоскостях разделов тонкодисперсной вкрапленностью углистых частиц.

В то же время здесь помимо однослойных водорослевых нарастаний наблюдается также многослойность этих образований (толщина их в данном случае достигает иногда нескольких сантиметров) с подобными доломитовым слоям размывами в верхней части. Это указывает на образование строматолитовых пород в обстановке резко дифференцированных движений наиболее высоких порядков, вследствие чего в моменты подъема и достижения зоны волнения создавались условия для существования синезеленых водорослей (имеются в виду возможность фотосинтеза и смыв выпадающего доломитового осадка), а моменты погружения (ниже зоны воздействия волн) способствовали накоплению хомогенного

могенного слоя (или комплекса слоев в случае направленного погружения, более значительной амплитуды). Что касается толщины межводорослевых слоев и самих водорослевых слоевищ, то, по всей видимости, это регулировалось, как и принято считать, скоростью движений. Таким образом, нижнюю границу глубины моря в периоды водорослевого биоценоза можно принять по исчезновению волнений (около 50 м, по Швецову, с учетом штормовых периодов) и светопроницаемости (до 50 м). Верхняя граница глубин вряд ли была выше 10–15 м, так как наряду с благоприятными условиями питания и наращивания скелетных оболочек рост приостанавливался по достижении зоны штормовых волн. Об этом можно судить по срыву дерновинок и захоронению их среди хемогенных осадков, а также по разрушению рифа с образованием шлейфа обломочных пород (с обломками, достигающими глыбовой размерности). Но последнее наблюдается очень редко, что указывает на обычные глубины ниже зоны разрушения.

По простиранию водорослевые доломиты сравнительно хорошо выдерживаются на значительные расстояния (время от времени лишь замещаясь околорифовым шлейфом чаще всего мелкообломочных разностей брекчий), что указывает на сравнительно ровный и пологий рельеф дна, а также на глубины, вряд ли превышавшие указанную величину.

Что касается глубины моря в периоды образования межводорослевых слоев доломита, то она соответственно опускалась, по-видимому, ниже 50 м (хотя есть указания на нижнюю границу волн и до 200 м), так как на грани волнений было возможным формирование верхней поверхности слоя.

б) Субфация межрифовых углублений. Между площадями строматолитовых сооружений как по простиранию, так и в разрезе (была возможной лишь грубая корреляция в связи с однообразным характером пород) отмечаются пачки (иногда до 80–100 м) доломитов тонко- и грубослоистых, что указывает в первом случае на более значительные глубины, во втором – на существование локальных прогибов. Распространение данной субфации ограниченное и резко подчинено первой. Границы ее с рифовой субфацией настолько неопределенны, что чаще всего невозможно конкретизировать ее пространственное распространение. Хемогенные доломиты данной субфации в ряде случаев проникают в пределы рифовой (где они в виде мощного тела стратифицируются со строматолитами), что указывает на распространение условий данной фации (углубление бассейна) в пределы обширной территории. С другой стороны, иногда (в рамках узкого стратиграфического интервала) отмечается распространение рифовой субфации в пределы локального прогиба, что свидетельствует о временной компенсации последнего осадками хемогенного (или с участием рифогенно-обломочного) типа и общим обмелением в пределах всей территории. Но чаще всего компенсация не наступала в силу более значительной эффективности биогенной седиментации по отношению к хемогенной.

Тем не менее формирование биостромов в конечные этапы указанного времени привело к разрастанию их в сторону локальных впадин и общему выравниванию вершук на одном гипсометрическом уровне (по отношению к уровню палеобассейна). Причиной этого можно счи-

тять сдерживание роста биострома по вертикали (на площади первоначального распространения рифовой субфации) уровнем размыва за счет резкой активизации волн (на глубинах, вероятно, до 10 м), наблюдаемое по учащению стратификации слоевищ водорослей и продуктов их разрушения, и, наоборот, по интенсификации роста строматолитовой постройки в углублениях. В результате этого территория центральной части поднятия приобрела характер платообразной отмели с почти полным господством рифовой субфации.

Указанное выше обстоятельство важно в том отношении, что оно касается вопроса выделения перспективных доломитоносных фаций. Если водорослевые доломиты обычно характеризуются низким содержанием MgO (13–17%), то для доломитов межрифовой фации оно повышается до 18–22%. Это же касается и геохимии фосфора. Для субфаций биострома содержание его не превышает кларкового (0,1–0,2% и ниже, фосфорный ангидрид), в то время как для субфации межрифовых углублений оно возрастает в несколько раз (до 0,8–1,5% P_2O_5). Последнее, по-видимому, связано с более благоприятными условиями сохранения фосфора в пределах данной фации, поступавшего в осадок за счет продуцирования его планктоном. Тем не менее вряд ли следует ожидать концентрации фосфора на этом стратиграфическом уровне. Это обуславливается следующими причинами:

1) Состав бассейновых вод в силу высокой щелочности (соответствовавшей химической садке доломита) был лишен резерва фосфора. Массированного поступления его в стадии направленного воздымания территории антиклинория (как показал анализ фаций) не происходило (хотя это дало бы в данной обстановке несомненный эффект). Вулканической активности (в качестве источника фосфора) для этого периода времени также не отмечено. Что же касается немассированного поступления фосфора в бассейн антиклинория (любым путем), то это реализовалось бы последовательным распылением его в доломитовом осадке;

2) Концентрации фосфора за счет возможного продуцирования его планктоном не происходило в силу полного выноса осадка в периоды водорослевого биоценоза или, наоборот, повышенной щелочности доломитового илового раствора в межводорослевой стадии.

Касаясь выделенных Г.И. Спандерашвили для ряда участков Горной Шории в низах свиты фосфатопроявлений с содержанием P_2O_5 в доломитах до 2%, отметим правильность его выводов.

Наступление эпохи начального засоления бассейна (особенно такой грандиозной по масштабу, как вендское доломитообразование) несомненно вызвало химическую садку имевшегося в бассейновых водах резерва фосфора (ибо существование соединений фосфора в жидкой фазе несовместимо с возросшей щелочностью). Это находится в соответствии с представлениями Н.М. Страхова о приуроченности садки фосфора к начальным этапам засоления бассейнов аридных зон. Однако в данное время для мрасского бассейна отсутствовал ряд факторов: I) резерв фосфора в конце периода накопления кабырзинских известняков; II) новые массивированные поступления фосфора, о чем было сказано ранее; III) контакт с терригенно-карбонатными толщами, синхронными доломитам,

как это отмечено для белкинского времени (Фоминский, 1970). Это не позволяет рассчитывать на сколь-либо существенные концентрации фосфоритов в пределах центральной части Мрасского антиклинория как в составе западносибирской свиты в целом, так и в ее основании.

Этому вопросу мы придаем большое значение в связи с тем, что указанные "фосфоритоносные горизонты" приняты в геологической литературе.

Однако сказанное нами применительно к этим двум горизонтам не имеет отношения к фосфоритоносности в венде (или рифее) в пределах других областей Сибири, там, где аналоги кабырзинской свиты представлены кремнисто-карбонатными или терригенно-карбонатными толщами. В этих условиях резерв фосфора (как наличного, так и поступающего) в водах нейтральной щелочности при резком сдвиге последней в сторону засоления может обеспечить концентрированность садки фосфора.

в) Приповерхностная морская слабозасоленная надфация плато. В конце западносибирского этапа происходит значительное обмеление моря, в связи с чем почти повсеместно в пределах новообразованного плато происходит интенсивное накопление оолитовых, а в основном пизолитовых доломитов. Размеры телец с горошину и крупнее, их сферически-скорлуповатое строение, а также наличие внутри мелких доломитовых обломочков (песчинок) указывают на резко возросшую активность гидродинамического режима, приведившего к интенсивному взмучиванию осадка в условиях весьма незначительных глубин (порядка 3-5 м). По всей вероятности, при этом имел место вынос доломитовой мути в другие зоны, в связи с чем садки илов не происходило (слоистые доломиты отсутствуют), а накопление осадка трансформировалось в пизолитообразование с плотной укладкой телец в слой. По-видимому, большую роль в процессе интенсификации садки доломита имела возросшая концентрация солевого состава вод за счет большей степени прогревания на отмели и возросшего испарения. Доломиты этой надфации характеризуются высоким содержанием MgO - порядка 19-22%, незначительной примесью кальцита (1-2%) и бескремнистостью. Содержание P_2O_5 ниже кларкового. В процессе осушения бассейна в лагунных условиях с достаточно спокойной водной средой промежутки между пизолитами были заполнены доломитовым илом желтого цвета.

Саговое время (формация коры выветривания). Продукты этого периода в связи с резким воздыманием центральной части антиклинория и ее осушением представлены корой выветривания, развивавшейся по доломитам западносибирской свиты (рис. 4).

Центральная часть антиклинория выделена С.В.Левченко (1970) в качестве одной из перспективных площадей вендской формации коры выветривания на бокситы. В бассейне р.Кабырзы, в верхней части западносибирской свиты, встречены пачки, как отмечает С.В.Левченко, содержащие красноцветные прослои глинистых пород, обогащенные глиноземом.

В южной части данной зоны, по правому берегу р.Мрас-Су, в районе устья р.Кийзас, нами отмечены закарстование и красноцветность

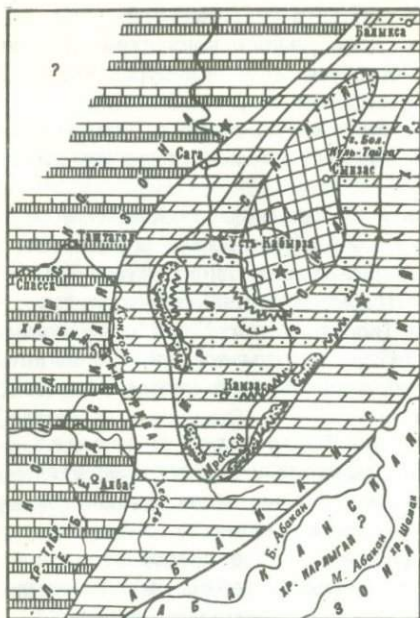
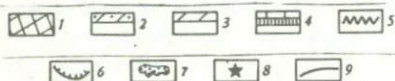


Рис. 4. Литолого-фациальная схема саговой свиты енисейской серии

1 - суша, формация коры выветривания; 2 - мелководная прибрежно-морская лагунная иловая фация ненормальной солёности; 3 - мелководно-морская иловая фация ненормальной солёности; 4 - морская иловая фация средних глубин нормальной солёности; 5 - карст с вторичными фосфоритами; 6 - реликты пестроцветной коры выветривания; 7 - водорослевые рифы; 8 - следы вулканической деятельности; 9 - границы фаций



верхней части доломитов западносибирской свиты. Стратиграфически выше, среди обломочных доломитов мощностью до 50 м, перекрываемых конгломератобрекчией белкинской свиты, встречена пачка пестроцветных песчано-глинистых и мергелистых пород, сильно рассланцованных,

мощностью 15-20 м; в 5 км к востоку были обнаружены тонкие прослойки туфопесчаника. Последние, видимо, представляют собой продукты переотложения коры выветривания. В этой связи интересно отметить, что на данном участке туфиты с содержанием P_2O_5 около 3-4% встречаются также в нижней части белкинской свиты. По-видимому, источник поступления материала был одним и тем же. В этом отношении очень интересен вывод А.Н.Сухариной и др. (1968) об "островных выступах" добелкинских доломитовых толщ, между которыми формировались морские осадки белкинской свиты. По-видимому, в ряде случаев они могли служить причиной образования тех "брекчий обрушения" в основании белкинской свиты, о которых упоминает Г.И.Бушинский (1966). По какому субстрату развивалась кора выветривания, трудно пока сказать утвердительно, однако на участке между р.Кабырзой и Базасом (в районе р.Кыче) Ю.Г.Шербаковым в 1959 г. выделена пачка диабазовых порфиритов, подстилаемая доломитами западносибирской свиты и перекрываемая фосфоритсодержащими известняками, по-видимому, белкинской свиты.

Карстообразование отмечено на Верхнекарасукском фосфоритовом участке по доломитам на контакте западносибирской и саговой свит. Вторичные фосфориты характеризуются средним содержанием (20%)

P_2O_5 .

Эта часть структуры охватывает верхнее течение р. Мрас-Су на отрезке между р. Колзас и пос. Адиаксинским, откуда в виде дугообразной полосы уходит на северо-запад, в район правобережья Кызаса и междуречья Мрас-Су и Кабырзы (в пределах западного крыла), и на северо-восток, в междуречье верхних течений Узаса и Кабырзы (восточное крыло структуры). В пределы этой зоны распространяются с севера фации как кабырзинского, так и западносибирского времени, в главных чертах сохраняя свою сущность, однако выделяемые в составе их субфации имеют значительные различия с центральной площадью. Кроме того, разрез енисейской серии здесь включает третий член — упоминавшуюся нами ранее "переходную толщу", лежащую на водородослевых доломитах западносибирской свиты.

Комплекс фаций, включаемых в состав данной зоны, характеризуется разрезом в бассейне р. Колзас (левый приток р. Мрас-Су, в 25 км южнее пос. В. Карасук; см. рис. 1).

Кабырзинская свита

1. Темно-серые известняки с примесью углеродистых частиц, падающие на северо-запад — $340-350^{\circ}$ под углом $60-65^{\circ}$ (вскрыты в истоках ручья Карабулук). (Неполная мощность 100 м).

2. Темно-серые пелитоморфные известняки, пятнистые.

Мощность 250 м.

3. Горизонт темно-серых известняков с шарообразными конкрециями (археоспонгии?).

Мощность 3-5 м.

4. Серые водородослевые доломиты с тонкими слоевищами, падающие на $СЗ-350^{\circ}$ под углом 60° , чередуются с пачками афанитового доломита. Содержание P_2O_5 колеблется от 0,02 до 0,2%.

Мощность 120 м.

5. Слоистые доломиты с узорчатой текстурой. Мощность 100 м.

6. Серые водородослевые доломиты с тонкими слоевищами *Hadrophycus* sp. и *Sibiriphycus* sp., чередующиеся с пачками доломита. P_2O_5 около 0,02-0,2%.

Мощность 100 м.

7. Серовато-желтые доломиты.

Мощность 50 м.

8. Серые доломиты с чередованием тонких слоевищ *Hadrophycus* sp. P_2O_5 — 0,2-0,3%.

Мощность 100 м.

9. Карстовая брекчия с вторичными фосфоритами. Ширина около 5-10 м.

Саговая свита

10. Доломиты афанитовые, фарфоровидные.

11. Песчаники темно-серые, из мелких зернышек доломита с линзой красноцветной пясчано-глинистой рассланцованной породы.

12. Доломиты слоистые желтовато-серые.

13. Обломочные доломиты с линзами оолитовых, а также пачками вишнево-бордовых сланцев.

14. Зона карстовой брекчии. Ширина около 5 м.

15. Доломит обломочный красноцветный, с 2 линзами черного кремня мощностью 1,5–2 см каждая, непосредственно перекрываемые конгломератобрекчией белкинской свиты с обломками доломитов и цементом известнякового состава. Общая мощность саговой свиты (слои 10–15) около 80–100 м. Содержание P_2O_5 в доломитах достигает от 0,5–0,7 до 1–2 и 2,5%.

Мощность всей енисейской серии более 820 м.

Кабырзинское время (морская иловая фация средних глубин нормальной солёности). Обстановка этого времени (см. рис. 2) характеризовалась развитием к югу фации центральной части структуры, которая нами была проанализирована ранее. Отметим отсутствие доломитизации во второй половине этапа седиментации, что говорит о большей глубине бассейна, и указывающие на это же несколько возросшие мощности отложений.

Западносибирское время (мелководно-морская слабо засолённая фация биостромов и межрифовых впадин). Характер фации был близок центральной части антиклинория. Изменения в основном имели количественную сторону, что отразилось на соотношении подфаций (см. рис. 3).

Субфация собственно биострома. Для нее отмечены возрастание роли хемогенных доломитов, выразившееся в укрупнении межводорослевых слоев и пачек и появлении мощных пачек (до 100 м) афанитовых, иногда с узорчатой и пятнистой текстурой доломитов, а также в целом увеличение мощности всей толщи в полтора раза. Особенно показателен в этом отношении характер афанитовых доломитов за счет накопления илов в условиях продолжительного пребывания ниже уровня слоеобразования.

Все это указывает на возрастание глубины моря, а также на то обстоятельство, что для подфации биострома в области склона были свойственны колебательные движения большей амплитуды.

В конце формирования биостромов море было глубже, чем на этом же стратиграфическом уровне в центральной части поднятия, в связи с чем здесь не отмечено разрастания колоний, а также достижения их вершинными частями единого уровня. По этой же причине не происходило и формирования оолитовых доломитов.

В заключительный момент существования фации биостромов последние были выведены в надводное состояние, в связи с чем отмечается их закарстование, а по правому склону р. Колзас, в 400–500 м от русла, среди доломитов на этом стратиграфическом уровне отмечена пачка бордово-вишневых сланцев, по-видимому, представляющая собой продукты переотложенной коры выветривания.

Субфация межрифовых впадин. В связи с более глубоким положением данного участка пространства между рифами не заполнялись за счет разрастания последних в стороны, как это было отмечено для центральной части, а сохранялись в качестве отрицательных форм рельефа дна. В пределах этих впадин имело место в основном только хемогенное некомпенсированное накопление слоистых доломитов, а также крупных по мощности пластов афанитовых разностей.

Последующее закарстование на таких участках чаще всего никак не выражалось, что указывает на разницу в гипсометрическом положении этих двух субфаций.

Саговое время (прибрежно-рифово-лагунная фация). Для этой фации характерен чрезвычайно сложный комплекс условий, выразившийся в сочетании биостромов и их шлейфов с лагунными и прибрежно-морскими обстановками и накоплении осадков терригенно-хемогенного типа с частыми размывами, а также, по-видимому, с неоднократными осушениями (см. рис. 4).

Условия этого периода по сути дела соответствуют продолжавшемуся поднятию, размывам и закарстованию в центральной части антиклинория и являются дальнейшим продолжением этого процесса во времени. Что касается пространственного распространения этого процесса, то в связи с положением данного участка на периферии поднятия прямое его проявление (размывы) было только периодическим, в то время как косвенное воздействие сказывалось постоянно на формировании фаций и контроле осадконакопления. С.В.Левченко (1970) этот период выделял как вендскую эпоху рудообразования, а продукты переходной толщи относил к формации коры выветривания.

В целом для данной фации характерно присутствие на севере (центральная часть поднятия) суши, представлявшей собой огромное монолитное тело биострома, приподнятое над поверхностью моря. Это обстоятельство подтверждается характером выделяемых субфаций.

а) Прибрежно-лагунная субфация. Эта субфация распространена в северной части зоны, непосредственно окаймляя с юга сушу центрального поднятия. Представлена она разрезом терригенно-хемогенного типа, включающим обломочные доломиты, образовавшиеся за счет осаждения доломитовой мути и цементирования ею окатанных зерен и обломочков доломита. Подобного типа породы были нами рассмотрены в связи с мелководной фацией верхней части кабырзинской свиты в центральном поднятии. Если для последней они представляли нечастое явление, то здесь они широко распространены. Наряду с ними нередки темно-серые и черные мелко- и среднезернистые песчаники, представляющие собой продукты более продолжительного измельчения (подобно коралловому песку) доломитов, окатывания зерен и цементации их пелитоморфной массой. При выветривании такие породы легко рассыпаются. Характерны также пелитоморфные доломиты, которым свойственно в отличие от афанитовых обилие углистого вещества. Как и для всех пород свиты, они содержат очень незначительную примесь некарбонатных терригенных частиц, чуждых данному комплексу (не более 2-3%), что указывает на сохранившееся разобщение с континентом. Наряду с преобладающе темными или серыми окрасками пород на разных уровнях данной фации отмечены вишневые сланцы мергелисто-глинистого состава, что, вероятно, имеет связь с выносом продуктов закарстования с севера из пределов центрального поднятия. В этом отношении, по-видимому, следует устанавливать связь прибрежно-лагунных пород с пестроцветными терригенно-карбонатными образованиями пределов южного края предыдущей зоны (по р.Кийзас), считая последние накопившимися в непосредственной близости к берегу или, возмож-

но, частично на суше. Поступление как пестроцветного, так тонкозернистого и пелитоморфного доломитового материала, по-видимому, надо связывать с процессами закарстования доломитов, а точнее — с красноцветной корой выветривания в более северной зоне.

В верхней части разреза данной субфации нередко встречаются пропластки (чаще всего тонкие слои и линзы) черного кварцита, показывающие 1,5–3% P_2O_5 (по р. Колзас), в ряде случаев обнаруживающие более высокие содержания.

Иногда отмечается присутствие тонких прослоев кремнисто-глинистых сланцев, слабо фосфатосных (обычно не более 1–2% P_2O_5), что подтверждает мнение А.Н. Сухариной (1965) о первично-осадочной природе слабой фосфатизации брекчиевидных доломитов. Такие доломиты отмечались и нами.

Наряду с брекчиевидными доломитами иногда отмечаются прослойки водноосадочной брекчии с мелкими обломками (типа щебенки) черного кварцита, иногда слабо фосфатного, цементированного черным кварцитом или доломитом.

В связи с этими брекчиями надо отметить следующее обстоятельство. На Курлане А.И. Филимоновым была отмечена водноосадочная брекчия, включающая обломки черного кремнистого фосфорита в обычном доломитовом цементе. Общее содержание P_2O_5 — 21,88%. Это обстоятельство указывает на существование процессов формирования высококачественного фосфорита еще до образования брекчии.

б) Субфация лагун. Данная субфация, по-видимому, имела довольно широкое распространение, так как наряду с продуктами существенно терригенного накопления (брекчии и песчаники рассмотренных ранее субфаций), а также брекчиями околорифовой фации (типа обрушения) характерны слоистые, а особенно монолитные хомогенные доломиты, иногда большой мощности, образование которых трудно представить в напряженных гидродинамических условиях зоны обломочных пород открытого моря. Нередко темный цвет окраски, кубики пирита и специфический запах породы указывают на застойные условия. О близости к рифам, которые могли бы играть барьерную роль, говорит присутствие редких обломков водрослевого доломита в мощных пластах массивного, явно хомогенного криптокристаллического доломита.

Доломиты этой субфации могут рассматриваться в качестве полезных ископаемых, так как они содержат от 17 до 23% MgO . Чистота их состава (бескремнистость), предельно низкое содержание кальцита указывают на резко возросшую концентрацию солей в условиях лагуны, что должно привлечь к себе самое пристальное внимание.

Как показывают химические анализы, наиболее чистыми и насыщенными полезным компонентом, а также равномерностью содержаний отличаются пласты слоистых и массивных криптокристаллических доломитов фарфоровидного облика. Чаще всего они имеют светло-серую и серую окраску с синеватым отливом, нередко светло-желтую. Характерна их матовость, а иногда эмалевидный блеск.

Такой пласт высококачественного слоистого доломита мощностью около 100 м разведан А.М. Друзевым по р. Узас и прослежен на значительном расстоянии.

Исходя из этих соображений высококачественные доломиты в первую очередь следует ожидать в пределах данной литолого-фациальной зоны в полосе шириной 20-25 км.

в) Субфация проливов. На неглубокое море этого периода времени указывают многочисленные пласты оолитового доломита, как правило, светлой окраски, образование которых, по-видимому, происходило в условиях проливов между рифами. Пласты оолитовых доломитов характеризуются высоким содержанием MgO (22-23%) и могут быть также рекомендованы для поисков огнеупорного сырья.

Субфация оолитовых доломитов представляет собой повторение условий, отмеченных в конце накопления западносибирской свиты, и тем самым свидетельствует о подобной глубине моря, а в целом — об обмелении вендского бассейна и достижении им на данном участке того уровня, который был свойствен центральной части поднятия. Иногда такие пласты приобретают очень широкое распространение, что свидетельствует об общем выравнивании рельефа морского дна в пределах данной зоны. Особенно это относится к верхней части переходной толщи. Такие пласты протягиваются вдоль правого берега р. Колзас вблизи русла.

г) Рифогенная субфация. Для нее характерна некоторая локализация биостромов, что связано, возможно, с изменением условий (а может быть и видового состава водорослей). Такая фация отмечается К. В. Радугиным (1936) как водорослевые доломиты с гигантскими слоевищами типа "альгострома-эльбрус". Для построек этого времени резко возрастает роль органогенного элемента в биостроме, выразившаяся в сгущении слоевищ и их укрупнении, вследствие чего они приобретают порообразующий характер. Это указывает на более мелководную среду и, возможно, более частую повторяемость колебательных движений по сравнению с западносибирским временем. Породы околорифового шлейфа представлены обломочками водорослевого доломита, нередко обросшие водорослевыми каймами и сцементированные доломитом. В отличие от брекчий прибрежно-морского типа они не имеют явных следов окатывания. Между такими подводными возвышениями создавались условия субфаций проливов и лагун.

По-видимому, близостью рифа следует объяснять присутствие значительного количества обломочного материала в разрезе Адиаксинского участка.

Учитывая то обстоятельство, что существовали лагунные условия, а рифы располагались несколько ниже по склону поднятия, т.е. в условиях более глубокого моря, то естественно предполагать расположение рифа в виде барьера, создававшего внешнюю опояску данной литолого-фациальной зоны.

Надфация коры выветривания. Существование данной надфации, по-видимому, следует связывать с периодическими осушениями, имевшими место на саговом отрезке времени.

Как на Адиаксинской, так и на Белкинской и Нымзасской площадях карст приурочен к верхам западносибирской и саговой свит, имеет контактово-шелевидный характер и крутое падение. Ширина зон обычно несколько метров (8-10) с расширениями до 30-50 м. Среди различ-

ных типов континентальных фосфоритов отметим только кремнистый (в связи с присутствием подобных обломков в осадочных брекчиях), характеризующийся высоким (до 39%) содержанием P_2O_5 , значительным количеством углистого вещества (за счет чего приобретает черный цвет), фтанитовым обликом (остроугольчатость, раковистый излом, звенит, подобно роговуку, и другие черты). Характерна приуроченность больших залежей этого типа к лежащему боку карстовых зон. Фосфатное вещество часто группируется сгустками на фоне общей тонкодисперсной вкрапленности. Непосредственно на доломитовом субстрате наряду с обломками доломита, а чаще всего реликтами за счет процессов выщелачивания и метасоматического замещения кремнистым фосфоритом наблюдается много обломков кварцита, свойственного прослоям в составе саговой свиты. Такие обломки нефосфатного или слабифосфатного кварцита, скорее всего свидетельствуют об их образовании в условиях предконтинентальных перемылов в мелководье или кратковременных размывов (т.е. за счет разрушения слоев кварцита в зоне приборя). Обломки такого кварцита, как отмечает Г.И. Спандерашвили (1965), покрыты корочкой или пленкой светлого фосфата, нередко они заключены в составе метасоматического кремнистого форфорита, но сами не фосфатны. Последнее обстоятельство указывает на первичный характер этих включений.

В указанной связи отметим также наличие в составе карстовых образований наряду с обломками кварцита редких обломков "дайковых пород", как это указывалось Г.И. Спандерашвили (1965).

Характер выветривания выражен отмеченным большинством исследователей осветлением, отбеливанием и окварцеванием поверхности доломитов. В.А. Сивов (1968) отмечает присутствие их наряду с обилием обломков кварцита в базальной конгломератобрекчии белкинской свиты.

Присутствие обломков кварцита в указанной брекчии В.А. Сивовым объясняется следующим образом: "Во время предбелкинского перерыва в силу различной устойчивости пород западносибирской свиты (микрочварциты, отбеленные доломиты) процессы выветривания происходили селективно. В результате их деятельности сформировался в той или иной мере расчлененный рельеф, возвышенные части которого были приурочены к микрочварцитам, а депрессии развивались на отбеленных доломитах. Ингрессия насыщенных фосфатом вод белкинского моря затопила только депрессионные участки . . .".

На участке Анзас, также в водноосадочной брекчии, входящей в состав фосфоритоносной пачки (по нашему мнению, эта нижняя из всех брекчий является основанием белкинской свиты), Г.И. Спандерашвили (1965) обнаружил обломки черного кремнистого фосфорита с содержанием 30-35% P_2O_5 , а в доломитовом цементе брекчии 5-8%. Фосфориты с таким содержанием могут быть только вторичными (согласно существующим классификациям). Действительно, в карстах они выделяются как кремнистый тип.

В.А. Сивов фосфатизацию в зоне выветривания связывает с вторичными процессами (метасоматоз) предбелкинского времени. Признавая основную массу карстовых фосфоритов молодыми, мы также не можем к этой категории отнести указанные высококачественные кремнистые

фосфориты, так как с геохимических позиций необъяснимо их массовое скопление (в виде монолитов) в сугубо карбонатной (доломитовой) среде вне связи (даже пространственной), например на Адиаксинском участке, с пластовыми фосфоритами (см. рис. 1).

Для образования этих скоплений вторичного фосфорита (метасоматического или инфильтрационного типа) необходим непосредственный контакт доломитового субстрата (высокощелочная среда) с химически глубоко проработанной корой, которая обеспечивала бы на последнем этапе кислую среду (например, окисление пирита), что надо для перевода фосфата в жидкую фазу, сохранение такого состояния жидкой фазы в течение определенного отрезка времени, необходимого для ее концентрации, а также миграции в нижележащую геохимическую зону.

Такое резкое различие контактирующих по вертикали противоположных по своей сущности геохимических зон могли обеспечить только эффузивные излияния предбелгинского времени. Предполагаемые на определенных стадиях корообразования щелочная и кислая среды могли бы создать условия для перевода эффузивного материала в высокоглиноземистые соединения и раздельной миграции кремнезема и фосфора. В процессе денудации и последующей абразии, по-видимому, чаще всего сохранялись как наиболее стойкие участки кремнисто-фосфатного покрытия на доломитовом субстрате.

В результате глубокого перемыва коры продукты карста попадали в базальную брекчию белкинской свиты или промежуточную брекчию в составе саговой свиты, как это, вероятно, имело место в районе горы Курлан (см. прибрежно-морские фации). Отмеченное общее содержание фосфорного ангидрида (22%) в доломитовой брекчии, по-видимому, может указывать на содержание до 30-35% в обломках кремнистого фосфорита этой брекчии.

Вероятно, реликт такой коры изучен нами и Н. А. Доновым на водоразделе рек Узас и Айзас. Выработка здесь вскрыла крутой контакт доломита с красноцветами, падающий на северо-восток $10-15^{\circ}$ под углом $60-70^{\circ}$. Падение пластов в толще доломитов примерно такое же (по слоевищам строматолита). С северо-востока на доломитах лежат вишневыи серицит-гематитовые сланцы, включающие три линзы рассланцованной песчаникоподобной породы. Указанные линзы (мощностью около 3-5 м и длиной до 50-60 м) ориентированы параллельно как рассланцеванию красноцветных пород данной зоны, так и контакту с доломитами (северо-восточное падение $10-15^{\circ}$ под углом $60-70^{\circ}$). На глубину они прослежены до 5 м.

Изучение сланцев показало следующие содержания: Al_2O_3 валовое - 34%; Al_2O_3 свободное - от до 4,5%; SiO_2 - 33%; Fe_2O_3 - 15-20%; TiO_2 от 3 до 5%; P_2O_5 - 0,01-0,1%.

Изучение структурных особенностей в шлифах показало серицит-гематитовый состав сланцев, а бордовая песчаникоподобная порода обнаружила реликтовую порфиритовую структуру. Минералогический анализ сланцев дал содержание рутила от 4 до 5% и гематита от 15 до 20% (от состава породы), а также рассеянные зерна корунда и ильменита.

На контакте с доломитом отмечены серые обломки окремненной по-

роды, а также белые и голубоватые жирные на ощупь талько- и пиррофилитоподобные развальцованные образования.

Содержание P_2O_5 в них незначительное (1–5%), но в ряде мест на контакте отмечены черные метасоматические кремни, которые, по всей вероятности, являются кремнистыми фосфоритами (к сожалению, они остались неопробованными в свое время). Но поблизости в карстах Верхне-Узасского фосфоритового месторождения Е. Ф. Фроловым (см. Спандерашвили, 1965) они классифицируются как высокофосфатные фосфориты.

Анализ пород Айзасского участка со всей определенностью указывает на кору выветривания, представленную аллитами.

Трудно судить о возрасте этой коры, так как такие же продукты выветривания встречаются по красноцветным эффузивно-сланцевым толщам, закарстованным перед излиянием зеленокаменных оливинодиабазовых эффузивов среднего кембрия, а также по породам эйфеля. Но рассланцевание коры, параллельное крутому падению вендских доломитов, такое же крутое падение трех выделенных линз, говорят о совместном смятии их в складки с вендскими породами (среднекембрийские лавы лежат более полого).

В этом отношении очень интересно отмечаемое Н. И. Юдиным (Юдин, Боровская, 1968) повышенное количество ильменита и рутила (порядка 4–6 кларков) в основании тамалыкской свиты Кузнецкого Алатау, что, возможно, свидетельствует о перемыче подобного типа коры.

Нижняя полоса Западного крыла Мрасского антиклинория

В пределах этой части структуры отложения венда чаще всего глубоко погружены и судить здесь о фациальной обстановке затруднительно. Однако на основании ряда участков можно предполагать следующее.

Кабырзинское время характеризовалось распространением в пределы этой зоны иловых известковых фаший, представленных темно-серыми и черными известняками, как это можно видеть в районе поселков Шортайга, Сага и севернее (см. рис. 2).

Западносибирское время характеризовалось в основном хомогенными фашиями доломитовых илов, свидетельствующими о более значительных глубинах. Отмечаются рифовые постройки ограниченного распространения (см. рис. 3).

Саговое время характеризовалось, по-видимому, доломитовыми илами более глубокого моря, так как для разрезов западного крыла в пределах указанных выше участков свойственны доломиты хомогенного типа. Необходимо отметить присутствие маломощного (до 5 см) покрова пятнистой (зеленого и бордового оттенков) туфолавы среди доломитов саговой свиты (в 20 см ниже контакта с брекчией белкинской свиты) в районе пос. Шортайга, по р. Мрас-Су. Возможно, его следует рассматривать как выклинивание к западу языка эффузивного покрова, сохранившегося от размыва (так же, как и не затронутого процессами выветривания) вследствие более значительных глубин моря для этой зоны (см. рис. 4).

Кондомско-Лебедской синклинорий

В пределах синклинория выделена группа глубоководно-морских иловых фаций преобладающе нормальной солености, которые характеризуются хемогенным известняково-кварцитовым, в меньшей степени доломитовым типом разреза.

В пределах Бийского горста (его следует считать структурой более позднего заложения; см. Фоминский, 1970) разрез енисейской серии вскрыт по р. Кондоме и в бассейне ее правых притоков. В связи с принадлежностью к другому структурно-тектоническому району, карбонатный комплекс венда здесь объединяется в баратальскую свиту, включающую (снизу вверх; см. рис. 1).

1. Мраморизованные известняки массивные, темно-серые и черные, иногда антраконитовые мраморы. Очень редко наблюдаются тончайшие прослойки черного графитистого вещества. Неполная мощность не менее 0,3 км.

2. Мраморизованные известняки темно-серые, массивные, иногда намечается грубая полосчатость, нередко неправильная, с раздувами и сгустками (следы течения вещества?). В верхней части толщи появляются темные доломитизированные известняки, чаще всего однородные, массивные, но иногда с пятнистостью и сгустками. В более светлых (довольно редких) резностях намечаются иногда легкий сиреневый оттенок, а также мелкие участки с антраконитового типа структурами, похожие на реликты обрывков водорослей. Мощность толщи не менее 0,8-1 км.

Севернее, в районе пос. Саза, А.И.Скомороховым и Б.М.Блюманом в верхних горизонтах этой толщи, имеющих там более светлую окраску, выделен горизонт доломитового строматолита, что сближает эти немые толщи с рифогенными доломитами западносибирской свиты.

3. Темно-серые, реже серые мраморизованные известняки с сильным запахом сероводорода, иногда с кубиками пирита, перемежающиеся со слоями черных и серых кварцитов мощностью от 1 до 20-25 см.

Мощность толщи не менее 0,8-1 км.

В центре пос. Спасского эта толща перекрывается мощным, до 100-120 м, конгломератом кондомской свиты, содержащим гальку известняка, кварцита, доломита и, по данным Б.М.Блюмана, изредка спилита.

Комплекс спор (определение Ю. А. Надлера) указывает на верхи синия (венда). Наличие черных микрокварцитов указывает на общность этой толщи и саговой свиты и на принадлежность ее к верхней трети енисейской серии.

Разрез баратальской свиты по р. Кондоме, несмотря на специфические черты, сходен с фосфоритоносным разрезом, описанным Афониным (1968) по р. Катуня (ниже устья Челоша). Как будет видно, этот разрез по своей сущности гораздо ближе разрезам Мрасского поднятия (что указывает на природу Катунского антиклинория), но в данном случае не менее важным является характер его строения. Автор указывает на присутствие в составе "нижней толщи" (сопоставляемой им с западносибирской свитой) фосфоритоносной пачки. Последняя сложена тонкочередующимися кварцитами с толщиной слой-

ков 20 см и слабофосфатными доломитами толщиной слоев 10 см. Содержание P_2O_5 — 0,2–0,4%. Мощность пачек до 140 м. Как видно на рис. 1, фосфатоносная пачка находится в верхней части "нижней толщи". Учитывая стратиграфически высокое положение фосфатоносной пачки в разрезе (показанной на рисунке непосредственно под "верхней толщей", сопоставляемой им с белкинской свитой), а также ее стратиграфическую ассоциацию с известняковым комплексом (разные фациальные пояса), вероятно ее можно считать аналогом спасской свиты. Остальная часть разреза представлена строматолитовыми доломитами, и, по-видимому, соответствует собственно западносибирской свите.

Осевая зона прогиба вендского времени проходила, вероятно, где-то в центральной части Бийского горста, так как в верховьях р. Антропы, по данным В. П. Студеникина и А. И. Смирновой, разрез баратальской свиты несет черты большей глубоководности и тектонической активности. Здесь баратальская свита имеет мощность не менее 2500 м и сложена мраморизованными, иногда доломитистыми известняками; характерны прослои графитистых сланцев и иногда диабазовые лавы.

Кабырзинское время (глубоководно-морская иловая фация нормальной солености). Данная фация характеризуется интенсивным накоплением хомогенных известковых и кремнистых илов, что свидетельствует о нормальной солености бассейна (см. рис. 2). Грубое напластование может говорить о спокойных условиях накопления. Отсутствие аэрации связано с темной окраской пород и их битуминозностью. Условия данной фации не были благоприятными для фосфоритообразования.

Западносибирское время (глубоководно-морская иловая фация неустойчивой солености). Данная фация характеризует сложный комплекс условий, о чем свидетельствуют ассоциации известняково-доломитовых пород (см. рис. 3).

Во время накопления нижних горизонтов, по-видимому, сохранялась обстановка, установившаяся еще в кабырзинское время. Темно-серая окраска пород скорее всего указывает на отсутствие аэрации в условиях больших глубин (учитывая структурно-тектоническое положение участка и большие мощности). Говоря о непостоянстве характера засоления, выраженного присутствием доломитовых мраморов, может быть следует иметь в виду общую обстановку ненормального солевого состава вод бассейна, свойственного этому времени, так как для остальной территории Горного Алтая на этом отрезке времени преобладала доломитообразование (Винкман и др., 1962). Преобладающий известковый состав осадка в районе Бийского горста, так же как и чередование пачек известняков с доломитами и доломитизированными известняками в других разрезах, возможно, следует объяснять местным раскислением вод, а причину этого (так же как и появление в данной ассоциации кварцитов) связывать с воздействием вулканических процессов. Большие мощности пород, несоизмеримые с величиной 300 м в пределах Мрасского поднятия, несомненно, свидетельствуют о значительном и последовательном прогибании синклиория по сравнению с относительной стабилизацией Мрасского антиклиория.

Появление в конце западносибирского времени горизонта доломитов водорослевого типа (строматолиты) говорит о наступлении условий мел-

коморья, сходных с обстановкой Мрасского поднятия, в которых были возможны фотосинтез и водорослевый биоценоз.

В связи с этим встает вопрос о значительном поднятии в период накопления строматолитовых доломитов. По всем данным, о компенсации осадками области глубокого прогиба не могло быть и речи.

Саговое время (глубоководно-морская иловая фация). Для данной фации характерно частое чередование темно-серых битуминозных известняков, иногда тонкополосчатых с тонконаслоенными черными кварцитами (см. рис. 4). В этом отношении разрез у Спасска напоминает саговский. В конце накопления толщи произошло осушение территории, по видимому, не продолжительное, так как следов континентального изменения пород не отмечено. Тем не менее время стабилизации береговой линии у пос. Спасского было достаточным для формирования конгломератобрекчии, мощность которой измеряется 100–120 м.

Интересно отметить, что в начальные моменты абразии накапливались гальки известняка, менее-кварцита, отражая соотношения этих пород на площади размыва. Гидродинамический режим был обычным для зоны прибоя возле плоского берега. Однако вверх по разрезу базального горизонта происходит замещение галек карбонатной породы на обломки кварцита, что указывает, по всей вероятности, на резко возросшую абразию в зоне прибоя, на выработку высокого клиффа и на почти полное истирание обломков известняка с концентрацией обломков кварцита. На высокий клифф и значительную силу ударной волны указывает и тип брекчии (верхней части базального горизонта), приобретающий характер "свалов".

Ритмика толщ и условия седиментации

Анализ ритмики осадконакопления енисейского времени позволяет понять приуроченность процесса фосфатообразования к определенным элементам тектоно-седиментационного цикла.

В разрезе енисейской серии Мрасского района Горной Шории выделяются два ритма осадконакопления: первый, нижний, охватывающий преимущественно глубоководные хемогенные известняки так называемой кабырзинской формации, и второй, верхний, охватывающий существенно мелководные рифовые водорослевые доломиты западносибирской формации.

Каждый из ритмов начинается более глубоководными хемогенными или пелитоморфными известняками и заканчивается водорослевыми доломитами или чередованием известняков с горизонтами водорослевых доломитов (второй, верхний, регрессивный тип ритма).

Таким образом, отмеченные в енисейской серии Горной Шории слабая фосфатоносность, доломитоносность и, возможно, бокситоносность приурочены к самым верхам крупного тектоно-седиментационного цикла (макроритма).

Некоторые черты условий осадконакопления этого времени можно наметить в следующем виде.

В начале упомянутого цикла осадконакопления вдоль северо-западного края Кузнецкого Алатау были заложены борозды рифтового типа,

вдоль которых на месте Кузнецкого Алатау и, по-видимому, Горной Шории происходило излияние диабазовых лав кибрасской свиты. Это положение является ключевым для понимания всех последующих процессов как в смысле формирования толщ осадков, так и в распределении полезных компонентов, так как именно этот вулканогенный "цоколь" определил на дальнейшее сравнительную стабильность территории Кузнецкого Алатау и восточной части Горной Шории, чем было предопределено формирование Горно-Шорского фосфоритоносного бассейна.

В условиях развития максимума верхне-рифейско-вендской? трангрессии (средняя часть цикла) вслед за излиянием лав шло накопление кремнистых хемогенных осадков низов енисейской свиты.

В процессе накопления осадков верхней части цикла, т. е. в стадию общей регрессии моря (период накопления верхней органогенной серии осадков енисейской свиты), сказалась роль вулканогенного цоколя на месте Кузнецкого Алатау и Горной Шории.

Хотя нижний ритм осадков мрасского разреза в целом еще не отличался разнообразием фаций на территории Горной Шории, т. е. как в мрасском, так и кондомском районах в условиях глубокого моря накапливались преимущественно хемогенные карбонатные осадки кабырзинского типа, то уже в верхах его (нижнего ритма) намечается некоторая дифференциация территории, а именно в Мрасском районе появляются незначительные водорослевые постройки, свидетельствующие о моментах мелководья.

Верхний ритм свидетельствует о более значительном воздымании и более ощутимой литолого-фациальной дифференциации территории на два района (см. далее).

1) Мрасский район, где развиты мелководные рифогенные толщи водорослевых доломитов, в кондомском - толщи хемогенных глубоководных известняков и кварцитов,

2) В фациальном профиле бассейна этого времени намечается последовательное нарастание мощностей при движении в сторону кондомского района.

3) В Мрасском антиклинории происходят постоянные размывы водорослевых доломитов, а на его периферии - отложение продуктов размыва.

О строении саговой свиты трудно судить, так как она или слишком маломощна, или фациально мало устойчива (быстро выклинивающиеся линзы). Однако следует отметить, что как в основании ее, так и вверху на контакте с белкинской свитой встречаются осадочные брекчии. Это позволяет и саговую свиту рассматривать как небольшой своеобразный ритм.

Область Горной Шории в это время представляла мелкое море с замедленным прогибанием дна бассейна по отношению к западной ее половине, также к Горному Алтаю и Западному Саяну. В таких условиях пышный расцвет приобретают водоросли, создававшие рифы и целые архипелаги островков. В пределах Кондомско-Лебедской зоны глубина бассейна значительно возрастает, и в районе хр. Бийская Грива появляются уже глубоководные фации, господствовавшие на территории современного Бийского горста. Поступление терригенного материала в

бассейн вендского моря могло быть только с северо-востока из внутренних областей Сибирской платформы. Однако вследствие значительной удаленности Горной Шории от области питания, а также разделения их зоной передового прогиба рифейской геосинклинали накопление толщ в мрасском районе шло в основном за счет хемогенных осадков и местного перемива водорослевых банок. Отсюда понятно отсутствие примесей терригенных частиц в карбонатах описываемой свиты.

В процессе накопления осадков происходило постепенно нараставшее обмеление бассейна, в результате чего на рубеже венд-нижнекембрийского времени отдельные участки рифовых сооружений выходят на дневную поверхность и подвергаются размыву и закарстованию, как это наблюдается во внутренних зонах Горной Шории.

Понятие "рубеж" в данном случае имело объемный стратиграфический и тектоно-магматический смысл, так как С.В. Левченко и нами выделена "переходная толща", которую, по-видимому, рационально называть саговой свитой. Начало этого переходного времени ознаменовалось общим поднятием в пределах как Мрасского антиклинория, так и Кондомско-Лебедского синклинория. В результате этого глубоководные толщи последнего были выведены на уровень мелководья (формирование водорослевого рифа в районе пос. Саза), а соответственно мелководные толщи западносибирской свиты подняты над уровнем моря в области Мрасского поднятия, включая и верхнюю часть склона поднятия (в пределах последней отмечено карстообразование). Если принять глубину отложения темных илов кондомского района от 200 до 300 м, а учитывая полное захоронение планктона и сероводородное заражение - 350-400 м, то величину подъема для этой части территории ориентировочно можно принять за 300-350 м.

Неоднократное сочетание опусканий с подъемами на протяжении сагового времени привело к нескольким уровням закарстования в адиакинском районе и существованию прибрежно-лагунных условий в пределах верхней части склона. За все это время сводовая часть не опускалась ниже уровня моря. В кондомском районе в это время существовали соответственно условия более глубокого моря, чем это было отмечено для рифа в районе пос. Саза.

Наземная вулканическая деятельность обеспечила субстрат для развития вендской, потенциально бокситоносной формации коры выветривания.

На определенных этапах формирования коры создавались условия, благоприятствовавшие миграции фосфора и кремнезема в нижние зоны коры и выпадению их на контакте с доломитами (инфильтрационно-метасоматический тип).

Осушения, сопрядавшиеся закарстованием, приводили к механической дезинтеграции субстрата, что нашло выражение в формировании плаша обломков доломита и кварцита, в том числе кремнистого форфорита. В дальнейшем они были сцементированы в подводных условиях доломитом и предстали как пласты брекчий.

Поднятие непосредственно на границе с белкинским временем было еще значительней, чем предшествовавшие. Оно привело в зоне Кондомского прогиба к осушению с формированием мощной (до 100-120 м)

конгломератобрекчии. Характер ее в начальный отрезок накопления (гальки известняка, менее-кварцита) указывает на обычные условия накопления в прибрежной зоне с не очень высоким берегом. Но остальная, значительная (до 80 м), часть базального горизонта, представленная в основном угловатыми или слабо окатанными обломками кварцита, указывает на длительность стояния береговой линии, высокий выработанный абразией клифф и чрезвычайно активный режим волноприбойной зоны, вследствие чего карбонатные породы (еще недостаточно крепкие) претерпевали полное измельчение. В соответствии с этим сводовая часть Мрасского антиклинория была в течение длительного времени значительно поднята. Если величина поднятия в кондомском районе равнялась глубине саговой моря (около 300-350 м), то в пределах сводовой части антиклинория она, по-видимому, несколько отставала от указанной величины вследствие большей стабилизации этой тектонической структуры.

Базальная конгломератобрекчия белкинской свиты, которая легла непосредственно на закарстованную поверхность саговой и западносибирской свит, по сути дела представляла собой формирование, подобное брекчиям в основании и в ряде случаев внутри саговой свиты. Она была только более мощной (до 100-150 м по р. Погундже и еще более в устье р. Колзас) и содержала окатанные обломки и гальки водорослевых доломитов енисейской свиты, а также (в ряде мест в обилии, например в устье р. Колзас) обломки и гальку кварцита. В составе ее на Белкинском месторождении нами отмечена также галька кремнистого фосфорита из верхов саговой свиты, а В. А. Сивовым - обломки доломита западносибирской свиты, иногда округленные, со следами выветривания, отбеленные и в ряде случаев содержащие реликтовые тектоноструктуры (по Радугину, 1936) в виде прожилков кварца, не входивших в цемент брекчии за пределы гальки.

В связи со сходностью базальной белкинской и саговых брекчий встает законный вопрос: рационально ли обособлять белкинскую и саговую свиты. На него можно ответить только утвердительно. Во-первых, белкинское время ознаменовалось дифференциацией территории на резко различные тектонические районы (прогибы и поднятия), что нашло отражение в разнообразии фациальных зон как в Горной Шории (Фоминский, 1970), так и в Горном Алтае (Афонин, 1968). Это хорошо видно на рис. 1 (Сухарина и др., 1968). Для вендского времени дифференциация в такой мере отсутствовала.

Во-вторых, белкинское время было началом крупных прогибаний и формирования мощных толщ диабазов и спилитов (кондомская, манжерокская, чингинская, а также нижнемонокская свиты), положивших начало заложению мощных офиолитовых поясов Западной Сибири.

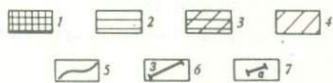
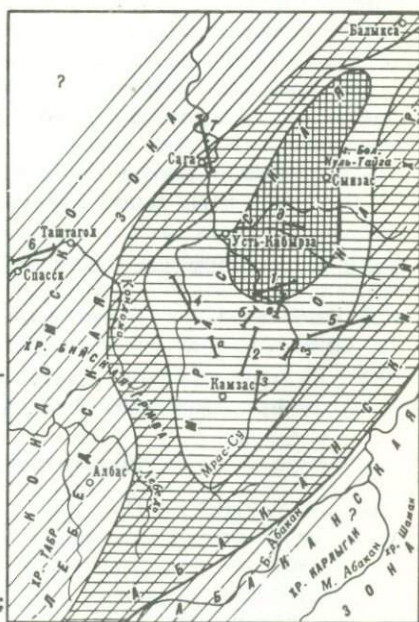
В-третьих, об этом говорят смена исторической эпохи рифей-вендского доломитообразования на известняковое осадконакопление, а также смена бокситообразования (Боксон) на формирование пластовых фосфоритов (Каратау). Как правильно было отмечено А. Н. Сухариной (Сухарина и др., 1968), слабое фосфоритообразование в конце енисейского времени лишь предваряет формирование пластовых фосфоритов белкинского времени.

Особенности накопления карбонатных толщ в двух разнородных по своим тектоническим и палеофациальным условиям районах (кондомский и мрасский) позволяют выделить различные литолого-фациальные зоны, приуроченные к различным тектоническим структурам - Мрасскому антиклинорию и Кондомско-Лебедскому синклинорию.

Такая связь литолого-фациальных зон с крупными структурами района обусловлена характером развития этих структур, т.е. это связь генетическая. Это устанавливается закономерным изменением литолого-фациальных зон и входящих в их состав фаций при переходе от одной структуры к другой, а также приуроченностью мелководных и рифовых отложений, преобладающе доломитового состава, к Мрасскому поднятию, и, наоборот, глубоководных хемогенных, кремнисто-карбонатного состава, - к Кондомско-Лебедскому прогибу.

Рис. 5. Литолого-фациальная схема енисейской серии

1 - литолого-фациальная зона сводовой части поднятия (группа рифогенно-хемогенных фаций преобладающе ненормальной солености); 2 - литолого-фациальная зона верхней части склона поднятия (группа преобладающе хемогенных фаций ненормальной солености); 3 - литолого-фациальная зона нижней части склона поднятия (группа хемогенных фаций преобладающе ненормальной солености); 4 - литолого-фациальная зона прогиба (группа хемогенных фаций преобладающе нормальной солености); 5 - границы зон; 6 - местоположение опорного разреза и его номер на карте [1 - Верхний Карасук (Егоров Лог). Мрасское месторождение фосфоритов; 2 - правобережье р. Колзас (р. Карагол; Польшинский фосфоритовый участок); 3 - пос. Адиаксинский (реки Большой и Малый Курлан; Адиаксинский фосфоритовый участок); 4 - месторождения фосфоритов Нымзас и Белка; 5 - среднее течение р. Узас и водораздел рек Узас и Айзас (Верхне-Узасское месторождение фосфоритов); 6 - правобережье р. Кондомы; 7 - Сага-Шортайга)]; 7 - местоположения дополнительных разрезов и их номера [а - Верхне-Колзасский (Дальний); б - Погунджинский; в - Кийзасский; г - Нижне-Колзасский (в районе устья р. Колзас); д - Анзасский]



На основании этого в пределах Горно-Шорского фосфоритового бассейна нами выделяются следующие структурно-фациальные зоны: Мрасская геоантиклинальная зона и Кондомско-Лебедская геосинклинальная.

В целом предлагаемая нами схема соотношения фаций имеет следующий вид (от антиклинория к прогибу в зависимости от возраста горизонта; рис. 5).

А. Мрасская структурно-фациальная геоантиклинальная зона
(группа фаций с преобладающей ненормальной соленостью)

І. Литолого-фациальная зона центральной части поднятия.

а) Кабырзинское время.

1. Фация средне-мелководно-морская иловая.

б) Западносибирское время;

1. Фация мелководно-морская рифовая.
Субфация рифа.
Субфация межрифовых углублений.
Надфация приповерхностного плато.

в) Саговое время.

1. Фация коры выветривания.

ІІ. Литолого-фациальная зона верхней части склона поднятия.

а) Кабырзинское время.

1. Фация морская, средних глубин, иловая.

б) Западносибирское время.

1. Фация мелководно-морская рифовая и межрифовых впадин.
Субфация рифа.
Субфация межрифовых впадин.

в) Саговое время.

1. Фация прибрежно-рифово-лагунная.
Субфация прибрежно-лагунная.
Субфация лагунная.
Субфация проливов.
Субфация рифа.
Надфация коры выветривания.

ІІІ. Литолого-фациальная зона нижней части склона поднятия.

а) Кабырзинское время.

1. Фация морская средних глубин, иловая.

б) Западносибирское время.

1. Фация мелководно-морская, существенно иловая.

в) Саговое время.

1. Фация мелководно-морская, существенно иловая.

Б. Кондомско-Лебедская структурно-фациальная геосинклинальная зона (группа фаций с преобладающей нормальной соленостью).

а) Кабырзинское время.

1. Фация глубоководно-морская, иловая (известковая).

б) Западносибирское время.

1. Фация глубоководно-морская, иловая (доломито-известковая).

в) Саговое время.

1. Фация глубоководно-морская, иловая (кремнисто-известковая).

Мрасская структурно-фациальная зона охватывает территорию восточной половины Горной Шории, в основном бассейн верхнего и среднего течения р. Мрас-Су. В структурном отношении она соответствует Мрасскому антиклинорию. В вендское время эта часть территории сохраняла относительную стабильность, что проявилось в более медленном опускании по сравнению со смежной зоной. Это отразилось как на составе фаций (ненормальная соленость вод, существенно рифовый тип формирования осадков и малые их мощности, периоды континентального выветривания), так и на наличии полезных ископаемых.

Кондомско-Лебедская структурно-фациальная зона включает территорию западной части Горной Шории и прилегающие районы Горного Алтая (бассейны верхних течений рек Кондомы и Лебеди). В структурном отношении она соответствует Кондомско-Лебедскому синклинорию. Эта территория в вендское время испытывала тенденцию к погружению, что вызвало формирование глубоководных фаций, в основном илового состава. Сочленение зон проходило примерно по линии верховьев рек Лебеди, Кондомы, Нымзаса и устья р. Анзас (пос. Сага).

Таким образом, в пределах Горной Шории в разрезе енисейской серии устанавливается закономерная смена фаций от мелководно-морских лагунных и рифовых (геоантиклинальная область восточной части Горной Шории) к глубоководным иловым (геосинклинальная область западной части Горной Шории и прилегающих районов Горного Алтая).

Намечается группировка пространственно близких и родственных по своей природе фаций в следующие литолого-фациальные зоны.

1) Сводовая часть Мрасского поднятия (центральная часть антиклинория), объединяющей фации существенно рифогенные и коры выветривания.

2) Верхняя часть склона поднятия (соответственно верхняя часть юго-западного крыла антиклинория) - фации рифогенно-хемогенные.

3) Нижняя часть склона поднятия (нижняя часть крыла) - фации существенно хемогенные.

4) Кондомско-Лебедской прогиб - фации хемогенные.

Среди указанных зон выделяются зоны как благоприятные для накопления полезных ископаемых (зоны сводовой части поднятия и верхней части склона поднятия), так и неблагоприятные (зоны прогиба).

В связи с наличием фашиальных изменений устанавливается следующая последовательность в распределении зон минерализации (от сводовой части поднятия к прогибу).

1. Бокситоносная (вендская кора выветривания по эффузивам саговой свиты) и доломитоносная (оолитовые доломиты надфации приповерхностного плато западносибирской свиты).

2. Фосфоритоносная (коры выветривания по доломитам саговой, на контакте с базальным горизонтом белкинской, и западносибирской свиты, на контакте с саговой); доломитоносная (доломиты субфаций лагунной и проливов саговой свит и межрифовых впадин западносибирской свиты).

3. Бокситоносная (переотложенные коры выветривания; субфации прибрежно-лагунная и лагунная саговой свиты).

Рудоносные зоны 1, 2 и 3 входят в состав Мрасской структурно-фашиальной зоны. В составе последней наиболее рудоносными являются литолого-фашиальные зоны сводовой и верхней частей склона Мрасского поднятия. Рудоносность зоны нижней части склона поднятия неопределенна (по видимому, незначительна). Кондомско-Лебедская структурно-фашиальная зона (в целом) подобной минерализации не имеет.

Минерализация первично-фосфатного типа для всех уровней указанных структурно-фашиальных зон незначительна.

В целом в пределах Горной Шории и прилегающих к ней районов Горного Алтая рудоносные зоны объединяются нами в единую Мрасскую фосфорито-доломитово-бокситовую металлогеническую зону, в пределах которой можно выделить боксито-доломитовую металлогеническую и фосфорито-доломитово-бокситовую металлогеническую подзоны. Граница указанных металлогенических подзон соответствует границам литолого-фашиальных зон сводовой и верхней частей Мрасского поднятия.

Приведенный в настоящей статье материал позволяет сделать следующее заключение о перспективности территории Горной Шории в венде на эти виды сырья.

Потенциальные возможности для поисков бокситов коры выветривания и продуктов их переотложения представляются в пределах сводовой части Мрасского антиклинория, менее — в нижней части склона. Наиболее перспективные для поисков фосфоритов коры выветривания в пределах верхних частей склона Мрасского антиклинория, на контактах саговой свиты с белкинской и западносибирской. Наиболее перспективными для поисков доломитов представляются верхняя часть склона Мрасского антиклинория с саговой и западносибирской свитатами, а также сводовая его часть (западносибирская свита).

ЛИТЕРАТУРА

- Афонин А.И. 1968. Фосфатоносные разрезы в центральной и южной частях Катунского антиклинория. - В сб.: "Фосфоритоносные формации Сибири". - Труды СНИИГГИМС, 69, Новосибирск.
- Бушинский Г.И. 1966. Древние фосфориты Азии и их генезис. М., изд-во "Наука".
- Винкман М.К., Гинцингер А.Б., Егорова Л.И. 1962. Опорные разрезы нижнего кембрия и синия Горной Шории и Горного Алтая. - Сов. геол., 12.
- Додин А.Л. 1958. Объяснительная записка к геологической карте Кузнецкого Алатау и Горной Шории. М., Госгеолтехиздат.
- Ильина Н.С. 1959. Стратиграфия и некоторые особенности условий образования боксонской свиты в Восточных Саянах. - Матер. по регион. геол., 5, М., Госгеолтехиздат.
- Красильникова Н.А. 1966. Фосфориты Сибири - закономерности геологического размещения и перспективы поисков. Автореф. докт. дисс. М.
- Красильникова Н.А., Шмелькова Ю.Ф., Гуревич Б.Г., Оболенская Г.А. 1961. Прогнозная оценка фосфоритоносности районов Сибири и Дальнего Востока. - Сов. геол., 9.
- Левченко С.В. 1970. Вопросы осадочной металлогении в Кузнецко-Минусинском рудном районе. - В сб. Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., изд-во "Наука".
- Поспелов А.Г., Надлер Ю.С. 1965. Палеонтологическое обоснование возраста пластовых фосфоритов Горной Шории. - В сб. "Фосфориты Зап. Сибири". Матер. по геол. Зап. Сибири, 65, М., изд-во "Наука".
- Радугин К.В. 1936. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории. - Матер. по геол. Зап.-Сиб. края, 37, Томск.
- Репина Л.Н., Хоментовский В.В., Журавлева И.Т., Розанов А.Ю. 1964. Биостратиграфия нижнего кембрия Саяно-Алтайской складчатой области. М., изд-во "Наука".
- Сивов В.А. 1968. Новые данные по геологии и закономерностям фосфатогоруднения в Горно-Шорском районе. - В сб. "Фосфоритоносные формации Сибири". Труды СНИИГГИМС, 69, Новосибирск.
- Спандерашвили Г.И. 1965. Фосфориты Горной Шории. - В сб. "Фосфориты Западной Сибири". Матер. по геол. Зап. Сиб., 65, М., изд-во "Недра".
- Сухарина А.Н. 1965. Геологические особенности формирования кембрийских отложений в Западной Сибири. - В сб. "Фосфориты Западной Сибири". Матер. по геол. Зап. Сиб., 65, М., изд-во "Недра".
- Сухарина А.Н., Сажин А.И., Спандерашвили Г.И. 1961. Горношорский фосфоритоносный район. - Разведка и охрана недр., 2.
- Сухарина А.Н., Скобелев Ю.Д., Кулешова Н.Н. 1968. Верхнепротерозойские - нижнекембрийские фосфатоносные формации горной части Западной Сибири. В сб. "Фосфоритоносные формации Сибири". Труды СНИИГГИМС, 69, Новосибирск.
- Фоминский В.И. 1970. Структурно-фациальные зоны продуктивной толщи Горно-Шорского фосфоритоносного бассейна. - В сб. "Металлогения осад. и осад.-метам. пород". М., изд-во "Наука".
- Шмелькова Ю.Ф. 1968. Основные условия образования фосфоритовых месторождений в коре выветривания и предпосылки для их поисков. - В сб. "Фосфоритоносные формации Сибири". Труды СНИИГГИМС, 69, Новосибирск.
- Юдин Н.И., Боровская И.С. 1968. Докембрийские фосфориты Тувы. - В сб. "Фосфоритоносные формации Сибири". Труды СНИИГГИМС, 69, Новосибирск.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБАЛТИКИ

Горбунова Л. И.

Фосфоритоносные отложения Прибалтики относятся к пакерортскому горизонту нижнего ордовика. Изучение их производилось нами в аспекте выявления перспективных площадей.

В составе рассматриваемых отложений доминируют мелко- и среднезернистые пески и песчаные алевриты. Среди них присутствуют редкие незначительные прослойки алевритовых глин и сланцевидных аргиллитов, обогащенных органическими веществами. В алевритово-песчаных породах неравномерно рассеяны первичнофосфатные створки беззамковых брахиопод, в том числе оболид, скопления которых до промышленных концентраций фосфата представляют фосфоритовую руду (месторождения Маарду, Тоолсе, Кингисеппское и др.). Фосфоритоносная брахиоподовая толща (до 7 м) залегает на размытой поверхности алевритов кембрийского возраста. Кровлей на большей части изученной территории служат диктионемовые сланцы (до 4 м), тюрисалусского подгоризонта пакерортского горизонта. Сланцы перекрыты глауконитовыми песками (до 1,5 м) лээтсеского горизонта, вверх постепенно переходящими в известняки волховского горизонта.

В районах г. Нарвы и Кингисеппского месторождения почти непосредственно на оболовых песках залегает толща известняков и доломитов.

Постседиментационные изменения в отложениях - ранний диагенез и поздний диагенез (вторичные процессы) - изучались автором путем полевых наблюдений и в шлифах (более 500). В кратком виде главные процессы изменений в разные стадии формирования пород и продукты изменений приведены ниже (см. таблицу).

Таблица

Стадии формирования фосфоритоносных отложений Прибалтики

Процессы	Главные компоненты отложений
I. Седиментационная стадия	
Накопление обломочного терригенного материала, биогенных и хемогенных осадков	Кварц, полевые шпаты, глинистый материал, минералы тяжелой фракции, створки беззамковых брахиопод фосфатного состава, органические вещества, фосфат хемогенный, гидроокислы железа, карбонаты
II. Постседиментационная стадия минералообразования	
1) Диагенез ранний, или сингенез	
Минерализация створок брахиопод, формирование микро- и макроконкреций, локальная цементация осадка	Глауконит, пирит в створках брахиопод; фосфат, кальцит, доломит, анкерит в конкрециях.

Таблица (окончание)

Процессы	Главные компоненты отложений
2) Эпигенез, или поздний диагенез (вторичные процессы—бытие осадочной породы)	
Разрастание обломочных зерен, заполнение пор новообразованными минералами	Кварц и полевые шпаты регенерационных оболочек, цемента разрастания, заполнения пор
Коррозия кварца, полевых шпатов, фосфата, глинистого вещества. Раскристаллизация: фосфата, гидрослюды, карбонатов, сульфидов, сульфатов, кремнезема	Гидрослюды — чешуйки по дисперсно-му глинистому веществу, кварцу, полевому шпату.
Привнос и вынос (цементация и децементация): карбонатов, сульфатов, кремнезема, гидрокислов железа, фосфата	<u>Пирит</u> , замещающий все компоненты породы в виде коррозионного цемента и псевдоморфоз по органическим остаткам <u>Фосфат</u> в виде <u>крукстификационных оболочек</u> , сферолитов, колломорфных натеков, цемента с хорошей раскристаллизацией.
Окисление в зоне гипергенеза: пирита, глауконита, железистого карбоната, органических веществ	<u>Карбонаты конкреций</u> , цемента прорастания и коррозионного, рассеянных агрегатов и отдельных кристаллов Халцедон в цементе
Восстановление в условиях отрицательного Eh окисных форм железа и серы, рассеянных органических веществ	Гипс — цемент прорастания и коррозионный, друзы по створкам брахиопод, заполнение пор <u>Гидроокислы железа</u> : по пириту, карбонатам, в цементе, в створках брахиопод, по глаукониту Каолинит по полевому шпату и слюде.

* Выделение стадий формирования отложений произведено по Л. В. Пустовалову (1940). Подчеркнуты главные компоненты.

Ранний диагенез

Минералы раннего диагенеза в фосфоритоносных отложениях пакерортского горизонта присутствуют в малом количестве и распределены неравномерно. Это глауконит, фосфат конкреций, пирит в створках брахиопод, карбонат (кальцит, доломит, анкерит) в конкрециях, редко цемент слоя песчаников.

Глауконит — наиболее ранний минерал диагенеза, образует тонкоагрегатные зерна, реже заполняет поры среди обломочных зерен и в створках брахиопод. Содержание его в породах ничтожно, и лишь в редких

тонких алевритово-глинистых прослойках глауконит составляет 3-5%. В фосфоритовых конкрециях глауконит иногда находится в смеси с фосфатом. В песках и алевритах глауконит имеет густозеленую окраску, в алевритовой глине (где глауконита до 5%) содержится слабо окрашенный желтовато-зеленоватый глауконит. В контакте с пиритом и карбонатами глауконит корродирован, при выветривании замещается гидроокислами железа.

Пирит в стадию раннего диагенеза мог развиваться, по-видимому, только внутри створок брахиопод, где благодаря органическому веществу в полости створок возникла восстановительная среда. Во вмещающем створки песчаном осадке среда была окислительной, так как бассейн являлся мелководным, донные осадки в нем подвергались перемыву и хорошо снабжались воздухом. Аэрация бассейна была интенсивной, о чем свидетельствуют обильные брахиоподы. Поэтому в раннем диагенезе пирит в песке образоваться не мог. В глинистых прослоях и сланцах, обогащенных органическим веществом, пирит образовался в ранние стадии диагенеза.

Пирит сильно корродирует все компоненты породы, с которыми находится в контакте. В первую очередь замещаются пиритом органическое вещество и фосфат внутренних частей створок брахиопод, от которых остаются лишь реликты, а в пиритовых конкрециях створки целиком замещаются пиритом (псевдоморфозы пирита по створке). Процесс разрушения створок приводит к снижению качества фосфоритовой руды.

Фосфат ранних стадий диагенеза существует и в виде разного типа цемента конкреций. Последние состоят из обломочных зерен песка и алеврита, створок брахиопод, глауконита. Содержание в песках конкреций фосфоритов незначительное, они рассеяны в виде мелких плоских галечек темно-серого цвета размером около $0,5 \times 2$ см и меньше, редко более крупных. Окатанность фосфоритовых конкреций, косая невыдержанная слоистость песков, линзовидное их залегание и резкая изменчивость по разрезу и простиранию, приуроченность створок брахиопод к плоскостям напластования — все это свидетельствует об интенсивной гидродинамике бассейна. Незначительное содержание хемогенного фосфата в раннем диагенезе может объясняться тем, что почти весь фосфат бассейна употреблялся брахиоподами на построение их створок.

Карбонаты раннего диагенеза встречаются в самой нижней части брахиоподовых песков и редко присутствуют в самой толще. К ним относятся первичные карбонаты, послужившие основой для возникновения конкреционных песчаников, и цемент брахиоподового ракушняка.

Таким образом, в раннем диагенезе брахиоподовых песков минералообразование было сравнительно слабо выражено. Породообразующее значение оно имело лишь в отдельных участках (карбонаты).

Поздний диагенез — вторичные изменения

Вторичные изменения отражаются на составе и структуре пород и влияют на качество руд. Поэтому изучение их представляет практический интерес. В фосфоритоносных отложениях вторичные процессы про-

исходят непрерывно, при этом в одних случаях минералы исчезают — растворяются или замещаются новыми минералами, в других — возникают комплекс минералов или разрастание обломочных зерен.

Вторичные изменения в изученных породах находятся в начальной стадии развития. На это указывают слабая литификация, резко подчиненное количество сцементированных пород и локальное, "точечное", развитие вторичного кварца. Однако эти изменения широко распространены как по разрезу, так и по площади и отражаются на качестве фосфоритовой руды. Поэтому автор статьи при литологическом изучении фосфоритоносных отложений Прибалтики уделил вторичным изменениям пород особое внимание, тем более, что эти изменения не изучены.

Вопросу эпигенеза осадочных пород платформенных областей посвящено значительное количество работ, опыт которых учтен в данной статье (Пустовалов, 1940, 1956; Шутов, 1962; Копелиович, 1965; Занин, 1967; Перозо, 1967; Логвиненко, 1968; Рухин, 1969; и др.).

Характер вторичных изменений определяется в основном полевошпатово-кварцевым составом и количеством фосфатных створок брахиопод оболочек песков, а также карбонатным составом кровли. Гидрогеологические и тектонические условия, несомненно, имели большое значение в интенсивности и распространенности процессов изменения этих пород.

Рассмотрим отдельные минералы — продукты вторичных процессов в фосфоритоносной толще.

Фосфат вторичного образования представлен крустификационными оболочками по зернам минералов, створкам брахиопод, изотропному фосфату: он заполняет трещины в створках брахиопод и пространства среди обломочных зерен. Крустификационные оболочки чаще образуются в тех случаях, когда фосфата мало для заполнения пор.

Вторичные образования фосфата встречаются, кроме того, в виде микроскопических натеков и сферолитов (0,01–0,02 мм), замещающих фосфат створки брахиопод. Выходя за ее пределы, сферолиты заполняют ближайшие к ней пространства среди зерен. Вторичная фосфатизация наиболее развита в участках, где содержание створок брахиопод максимальное. Поэтому можно заключить, что одним из источников вторичного фосфата являются сами створки. Другой источник вторичного фосфата — растворы фосфата, мигрирующего из других слоев. Растворение фосфата створок происходит при корродирующем действии пирита и гипса (вторичного) на створки. Сам фосфат корродирует лишь глауконитовые зерна. По отношению к карбонатам фосфат более устойчив, так как известно, что он выдерживает более низкие рН растворов.

Пирит — один из самых распространенных вторичных минералов брахиоподовой толщи. Наибольшее количество его содержится в породах, богатых органическими веществами, и на контактах с этими породами. На границе брахиоподовых песков с вышележащими сланцами пирит цементирует пески, благодаря чему здесь образовались обильные конкреции и плитообразные линзы (плиты) пиритового песчаника. Верхняя часть брахиоподовых песков содержит пирита больше, чем нижняя, благодаря влиянию органических веществ вышележащих горючих сланцев. Кроме цемента конкреций пирит находится в породах в рассеянном состоянии в виде мельчайших частиц, тонкокристаллических аг-

регатов, псевдоморфоз по органическим остаткам и редко в виде сравнительно крупных кристаллов с хорошей ограненностью. Пирит корродирует компоненты породы тем сильнее, чем в большем количестве он присутствует.

В зоне окисления пирит разрушается, в результате чего образуются гидроокислы железа и сульфаты. Внутри створок брахиопод, по понятным причинам, пирит сохраняется дольше, чем во вмещающем брахиоподы песке. Продукты окисления пирита, как и сам пирит, ухудшают свойства фосфоритовой руды, особенно в верхней части разреза, которая пиритизирована в большей степени, чем нижняя часть.

О вторичном происхождении пирита свидетельствуют следующие признаки: коррозия пиритом крустификационных оболочек фосфата (вторичного фосфата), регенерационных оболочек зерен кварца и полевого шпата, зерен глауконита, чешуек гидрослюда, образовавшихся по другим минералам, и коррозия вторичных карбонатов.

Карбонаты (кальцит, доломит, анкерит) распространены в брахиоподовых песках крайне неравномерно. Они находятся в рассеянном состоянии в виде мелкокристаллических агрегатов, монокристаллов, прожилков, оболочек, коррозионного цемента прорастания. Кроме рассеянного карбоната в брахиоподовых песках существуют крупные участки, сцементированные в основном доломитом. Доломитовые песчаники в виде огромных глыбовидных конкреций можно наблюдать в карьерах Кингисеппского месторождения фосфоритов, где они называются столбами. Как фосфоритовое сырье они непригодны и поэтому при выемке руды оставляются на месте. Свое название "столбы" эти образования получили в рудничной практике потому, что возвышаются со дна карьера до кровли брахиоподовых песков. Степень цементации конкреций доломитовых песчаников в разных участках неодинаковая. В центральной части она максимальная. Здесь доломит образует сплошные причудливые сплетения прожилков (2-5 см в поперечнике) почти без примесей песчаного материала. От центра к периферии конкреций степень цементации песка постепенно уменьшается, сходя на нет. Косослоистая текстура брахиоподовых песков в доломитовом песчанике сохраняется без изменений, что может указывать на то, что конкреции образовались после того, как полностью сформировалась текстура породы. Несомненно, процесс доломитизации брахиоподовых песков происходит и в настоящее время, что вытекает из того, что песчаники находятся в участках нарушений пород (трещины, сбросы, раздробление) и что доломиты в кровле залегают почти непосредственно на брахиоподовых песках (сланцы отсутствуют). Следовательно, источником карбоната в цементе песчаников являются прежде всего породы кровли. Другим возможным, но сугубо второстепенным источником карбонатов до некоторой степени, вероятно, являются песчаники, находящиеся в приконтактной зоне пакерортских отложений с кембрийскими. Здесь ниже и выше указанной границы залегают доломитово-анкеритовые конкреционные песчаники (0,5-0,8 м). Форма конкреций шарообразная, размер колеблется в пределах 2 см в диаметр, цвет темно-красный с поверхности и светлый серовато-голубоватый и желтоватый в расколе. Конкреции располагаются преимущественно на плоскостях нап-

ластования, срастаясь местами между собой в сплошной слой. Конкреции частью обособлены и высыпаются из породы, образуя россыпь шариков у обнажения или на дне карьера.

В некоторых участках между прослойками со сплошным развитием конкреций находятся слабо сцементированные или рыхлые прослойки песка. В обнажении р. Нарвы (Ивангород) наблюдается линзовидное и мультобразное залегание конкреционных песчаников на разных уровнях разреза. На поздне-диагенетическое происхождение указывают приуроченность конкреций к сформировавшимся слоям и коррозионный цемент прорастания.

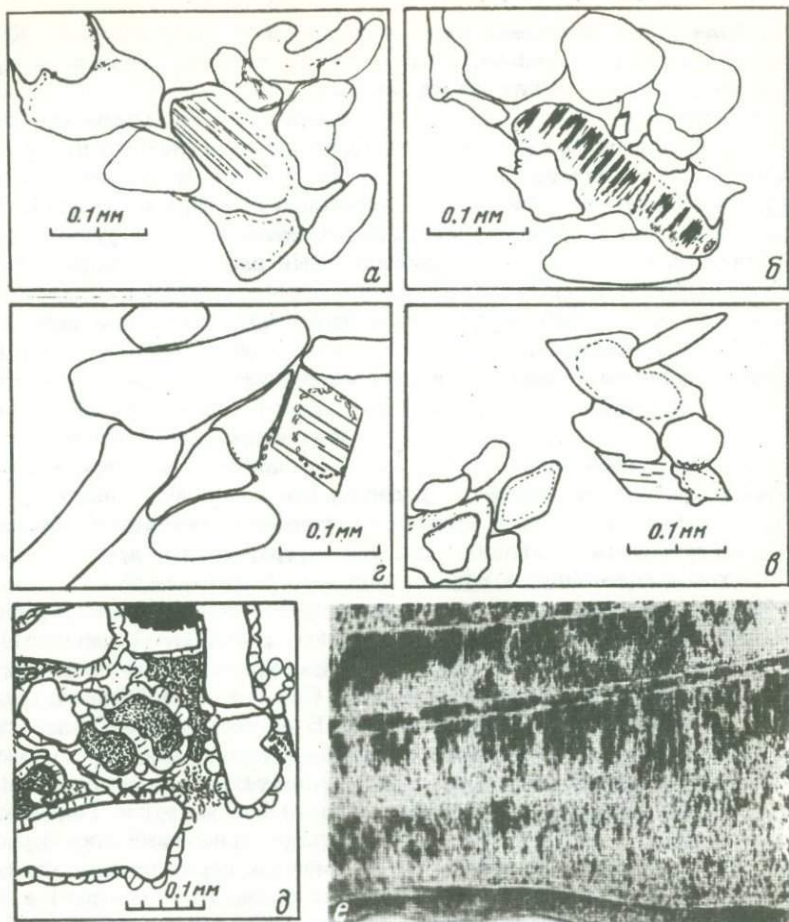
Что касается карбонатов, рассеянных в брахиоподовых песках, то их вторичное происхождение доказывают следующие признаки: заполнение карбонатом трещин в пирите, замещающем створки брахиоподы; коррозия карбонатом регенерационных оболочек и других видов цемента разрастания кварца и полевого шпата; коррозия карбонатом фосфатных оболочек и фосфатных зерен, цемент прорастания; увеличение рассеянных карбонатов кверху по разрезу, где в кровле залегают карбонатные породы. Последние являются источником вторичных карбонатов в результате выщелачивания, миграции сверху вниз в пронизываемую толщу песков и осаждения в виде коррозионного цемента.

Кварц и полевые шпаты вторичного происхождения распространены в брахиоподовых песках всюду, но развиты рассеянно ("точечно") микроскопическими участками. В редких случаях вторичный кварц образует сплошной цемент песчаников (обн. р. Сарьи в с. Войбокало, рек Ломашка, Сяси Ленинградской области). В процессе новообразований кварца и полевых шпатов возникли новые структуры: оболочки разрастания, заполнения пространств среди обломочных зерен, регенерационно-мозаичная структура, внедрения одних зерен в другие (инконформные структуры), выпукло-вогнутые контакты приспособления форм (конформные структуры). Разрастание обломочных зерен происходит с восстановлением кристаллографических форм (алевритовых зерен) и без восстановления граней кристаллов (песчаных и алевритовых зерен) в виде оболочек и заполнения пространств (см. рисунок).

Наиболее распространено разрастание зерен без восстановления кристаллических граней. При сплошном развитии регенерационного цемента восстановления форм кристаллов не наблюдается.

В одном шлифе можно наблюдать два взаимопротивоположных процесса: новообразование кварца и его растворение (коррозию). То и другое могло происходить, вероятно, в одно время вследствие разных условий в участках породы — в одних участках преобладало растворение, в других — разрастание зерен. К этим условиям относятся: неравномерная глинистость, неравномерное развитие пирита и карбонатов; разная крупность обломочных зерен. При избытке в породе глинистого цемента, пирита и карбонатов преобладает растворение обломочных зерен, являющихся в этом случае источником кремнезема для разрастающихся зерен.

Интенсивность процессов новообразования кварца и полевых шпатов в разных типах пород неодинакова, в глинах она минимальная, здесь преобладает растворение кварца.



Регенерационные структуры кварца и полевого шпата (а-г) с восстановлением и без восстановления кристаллографических форм. Регенерационно-мозаичные структуры: а-в - с внедрением зерен (инкорпорация) и г - взаимного приспособления форм (конформация). Круглокристаллические оболочки фосфата по обломочным зернам и скрытокристаллическому фосфату (д) и коррозия пиритом створки брахиоподы (е)

По разрезу прослеживается некоторая приуроченность определенных форм вторичного кварца. В нижней части разреза (при отсутствии карбонатных песчаников), где находится больше мелкозернистых алевритовых пород, наиболее часто встречается регенерация зерен с восстановлением кристаллографической формы. Кроме того, в алевритах регенерационный рост обломочных зерен кварца и полевого шпата развит сильнее по сравнению с песками. В верхней части разреза, состоящей исключительно из песков, распространены оболочки разрастания и регенерация зерен выражена слабее. Наоборот, коррозия зерен пес-

ков верхней части отложений развита больше, что обусловлено более значительной пиритизацией и рассеянной карбонатизацией пород.

Кроме местного источника кварца за счет коррозии обломочных зерен в самих слоях часть кремнезема привнесена из вышележащих слоев карбонатных пород, песков и сланцев, где происходит растворение обломочных зерен щелочными карбонатными растворами, а также замещение кварца пиритом, развитым в верхних частях разреза больше, чем в нижней.

Вышеприведенные особенности развития кварца свойственны не всем разрезам.

В некоторых пунктах песчаники со сплошным регенерационным цементом в виде оболочек разрастания встречаются на разных уровнях разреза. В обнажениях Ленинградской области – Котлы и Ломашка прослой крепких окварцованных песчаников находятся в нижней части ладожского подгоризонта нижнего ордовика; в разрезе р.Сяси – в средней части ладожского подгоризонта; в разрезе р.Сарьи – на двух уровнях: на контакте ладожского и тосненского подгоризонтов и в верхней части тосненского подгоризонта.

В западных разрезах на территории Эстонии таких песчаников не наблюдалось, здесь разрастание обломочных зерен с образованием регенерационного цемента развито по всему разрезу лишь локально – “точечно”.

Качество фосфоритовой руды при разбросанном микроскопическом развитии регенерационного кварца вряд ли существенно меняется, так как брахиоподовые пески остаются в основном рыхлыми или слабо сцементированными.

Кроме регенерационного кварца вторичный кремнезем встречается в виде халцедона, образующего сферолиты и тончайшие натечные наслоения среди зерен песка. В то время как в глауконитовых песках и сланцах кровли халцедон содержится в заметных количествах, в брахиоподовых песках он наблюдается редко.

В сланцах халцедон местами образует конкреции почковидной и линзовидной формы, слабо сцементированные и рассыпчатые (“мучнистые”), расположенные в прослоях непрерывно или разрозненно. В глауконитовых песках халцедон встречается часто, он заполняет пространства среди песчаных зерен.

Присутствие заметных количеств новообразований халцедона в породах кровли брахиоподовых песков говорит о возможности привноса кремнезема в нижележащие слои сверху из карбонатных пород глауконитовых песков и сланцев. Незначительное содержание халцедона в брахиоподовых песках не может оказать влияния на качество руды.

Гипс в брахиоподовых песках является продуктом выветривания пирита и взаимодействия сульфатных растворов с карбонатными. Он рассеян по всему разрезу, но в малых количествах в виде мелких кристалликов, корочек на плоскостях напластования, в трещинках и на поверхности створок брахиопод, в виде коррозионного цемента. Гипс корродирует карбонаты, створки брахиопод, причем степень коррозии самая разнообразная – до реликтового состояния. В шлифах можно наблюдать трещинки в створках, стенки которых покрыты карбо-

натом, центральная часть трещинок заполнена гипсом. Таким образом, гипс образовался позже карбонатов и в трещинах, и в цементе (коррозия гипсом карбоната). Скопления гипса в наибольшей концентрации приурочены к слоям, характеризующимся наибольшей пиритизацией, и к контактам проницаемых слоев с менее проницаемыми. Причина этого заключается в том, что сульфаты образуются при выветривании (окислении) пирита, а выпадение солей растворов происходит на поверхности менее проницаемых слоев, где продвижение растворов вниз замедляется.

В шлифах встречаются две генерации гипса: более ранняя — первая генерация гипса — тонкокристаллические агрегаты; вторая генерация в виде цемента прорастания включает в себя агрегаты гипса первой генерации. Следовательно, продукты выветривания проникают в брахиоподовые пески одновременно, образуя несколько генераций. Содержание гипса в брахиоподовых песках незначительное, поэтому существенно не влияет на качество фосфоритовой руды.

Гидроокисные соединения железа образуются в брахиоподовой толще за счет окисления пирита и железистых карбонатов, часть из них привносится из ниже- и вышележащих слоев, а также может мигрировать по слою. Верхняя часть разреза брахиоподовых песков ожелезнена сильнее по сравнению с нижней частью, что обуславливается большей пиритизацией верхней части разреза и большей ее доступностью проникновению железистых вод сверху. Участками пески бывают значительно сцементированы гидроокислами железа. Привнесенные водами гидроокислы железа осаждаются в брахиоподовых песках по уровню стояния вод, что фиксируется окраской песка в бурый цвет разной интенсивности в горизонтальной плоскости, секущей косую слоистость. Качество фосфоритовой руды снижается примесями железистых компонентов, накапливающихся в песках в зоне окисления.

Глинистые минералы вторичного происхождения представлены чешуйками гидрослюда, образовавшейся за счет дисперсного пелита гидрослюдистого состава и по зернам кварца и полевого шпата. В ничтожном количестве присутствует каолинит, развивающийся по зеленым слюдам и полевым шпатам. Те и другие содержатся в малом количестве.

Сравнивая характер эпигенетических процессов, происходящих в фосфоритоносных отложениях пакерортского горизонта Прибалтики, с эпигенезом других платформенных отложений, мы приходим к выводу, что максимальное сходство изученных отложений в этом отношении имеется с отложениями ордовика Иркутского амфитеатра. Фосфоритоносность песчаных пород ордовика Иркутского амфитеатра обусловлена содержанием фосфатных створок беззачемковых брахиопод и конкреций фосфоритов. В отличие от прибалтийской фосфоритоносная толща ордовика Сибири содержит в своем составе значительное количество фосфоритовых конкреций (зерен), составляющих до 50% и более по отношению к створкам брахиопод. Сходство состава и структуры ордовикских фосфоритоносных отложений Прибалтики и Сибири обуславливает и сходство их вторичных изменений.

Сравнение вторичных изменений ордовикских фосфоритоносных отложений Прибалтики с зонами эпигенеза, выделенными В.Д.Шутовым

(1962) в платформенном чехле района Пачелмы, показывает, что по кварцево-регенерационному цементу наибольшее сходство наблюдается с нижней зоной пачелмского разреза. Но в отличие от последнего в ордовике Прибалтики отсутствуют стилолитовые структуры и замещение кварцем вторичных сульфатов. Такое же различие отмечено Ю.Н.Заниным (1967) для фосфоритоносного ордовика Сибири.

В заключение отметим следующее. Вторичные изменения в брахиоподовой фосфоритоносной толще широко развиты, но неравномерно. Характер процессов изменений обусловлен составом пород брахиоподовых песков и пород подошвы и кровли и, кроме того, гидрогеологическими и тектоническими условиями.

Нижняя часть разреза отличается от верхней в общем более интенсивным ростом кварцевых зерен. Верхняя часть разреза характеризуется сравнительно более интенсивной коррозией зерен и более сильным ожелезнением.

Вторичная карбонизация, локально разбитая в участках нарушения, неглубокого залегания брахиоподовых песков в контакте с карбонатными породами, происходит главным образом за счет процессов выветривания, в частности растворения известняков и доломитов, и миграции карбонатов в нижележащие пески.

Пирит в брахиоподовых песках главным образом вторичный, исключая створки, где он, вероятно, раннедиагенетический.

Конкреционные песчаники приконтактной зоны кембрий – пакерортский горизонт (ниже и выше границы) образовались в эпигенетическую стадию за счет первичного раннедиагенетического карбоната.

Вторичные изменения (цементация карбонатами, пиритизация, ожелезнение за счет местных и привнесенных гидроокислов железа, окварцевание) ухудшают качество фосфоритовой руды. Процессы децементации и вынос карбонатов и гидроокислов железа, наблюдаемые значительно реже, повышают промышленную ценность руды.

Необходимы дальнейшие исследования вторичных процессов на более широкой площади с целью выяснения закономерностей их проявления и влияния на качество фосфоритовых руд.

ЛИТЕРАТУРА

- Занин Ю.Н. 1967. Зоны эпигенеза в ордовикских, силурийских и девонских отложениях Иркутского амфитеатра. М., изд-во "Наука".
- Копелиович А.В. 1965. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. – Труды ГИН АН СССР, 121.
- Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., изд-во "Наука".
- Пероззо Г.Н. 1967. Вторичные изменения мезозойских отложений центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. – В кн. "Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири: М., изд-во "Наука".
- Пустовалов Л.В. 1940. Петрография осадочных пород, ГОСНТИ, М.,–Л.
- Пустовалов Л.В. 1956. Вторичные изменения осадочных пород и их геологическое значение. – Труды ГИН АН СССР, 5.
- Рухин Л.Б. 1969. Основы литологии. Л., изд-во "Недра".
- Шутов В.Д. 1962. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла. – Изв. АН СССР, серия геол., 3.

ФОСФОРИТНОСТЬ ДЕВОНА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Гернгардт Н. Э.

Воронежская антеклизы, расположенная в центральной части Русской платформы, представляет собой крупную положительную структуру северо-западного простирания. Границы ее проходят соответственно на юго-востоке по Днепровско-Донецкой и Донецкой впадинам, на северо-востоке и северо-западе — по Рязано-Саратовскому и Унечскому прогибам.

Эта структура имеет двухъярусное строение: 1) нижний структурный ярус, или кристаллический фундамент архей-протерозойского возраста, и 2) верхний, или осадочный чехол палеозой-мезо-кайнозойского возраста. Породы осадочного чехла лежат с размывом и угловым несогласием на породах кристаллического фундамента.

На северо-восточном склоне Воронежской антеклизы, а также на небольших локальных участках в ее сводовой и присводовой частях непосредственно на породах фундамента залегают терригенные и хемогенные осадки среднего и верхнего девона. На юго-западном склоне наиболее древними породами осадочного чехла являются терригенные и хемогенные осадки карбона, круто погружающиеся в сторону Днепровско-Донецкой впадины. По линии городов Богучар, Ольховатка, Алексеевка выделяется полоса шириной 7–35 км, где на кристаллических породах фундамента залегают песчано-каолиновая толща, выделенная А.Д.Дубяньским в мамонские слои верхнего девона. Структуры осадочного чехла являются унаследованными проявлениями блокового строения кристаллического фундамента. Формирование складчатости и разрывных нарушений в породах чехла объясняется периодически возникающими дифференцированными перемещениями блоков фундамента по ограничивающим их глубинным разломам. Отдельные блоки фундамента в девонское время испытывали самостоятельные инверсионные движения, приводившие к сокращению мощностей некоторых горизонтов девона. Большинство тектонических нарушений, имея додевонское или раннедевонское заложение, прослеживается на протяжении всего девона, а иногда и в более позднее время.

Для девонского этапа развития Центральных областей, а также всей Русской платформы в целом характерно проявление траппового вулканизма. На южном и юго-восточном склонах Воронежской антеклизы в девоне отмечены магматогенные образования, представленные дифференциатами трахибазальтовой магмы в эффузивной и туфовой фациях. С трапповым магматизмом связаны базальты и долериты (диабазы), образующие в шигровском горизонте верхнего девона маломощные покровы (2–34 м).

В верхней части разреза среднего девона — в муллинских слоях — залегают туфогенные образования, подразделяющиеся на несколько пачек мощностью от 3 до 10 м.

Б.Н.Одокий отмечает, что пачки туфогенных пород по петрографическому составу обломков различны. Пирокласты нижней пачки представлены основными эффузивами и стеклом, в средней пачке наряду с основными содержатся пирокласты среднего состава, в верхней пачке — пирокласты субщелочных эффузивов. Различия в составе пирокластического материала говорят об изменении состава магмы от основной и средней в начале извержения до кислой и щелочной в завершающей стадии. Как отмечает В.А.Блинов (Блинов и др., 1963), отличительной чертой вулканогенно-осадочных образований муллинского времени является ильменитоносность.

Наиболее древними породами осадочного чехла в пределах северовосточного склона антеклизы и ее присводовой части являются породы живетского яруса среднего девона; этот ярус делится на нижне- и верхнеживетский подъярусы. Среди отложений нижнеживетского подъяруса выделяются снизу вверх: пярнусский горизонт, морсовская и мосоловско-черноярская толщи. Верхний живет, или старооскольский горизонт, включает воробьевские, ардаатовские и муллинские слои.

Базальными горизонтами осадочного чехла являются отложения мосоловско-черноярской толщи нижнеживетского времени. Более древние отложения — пярнусский горизонт и морсовская толща — известны севернее исследованного района.

Мосоловско-черноярская толща в основании сложена конгломератами, иногда разнозернистыми кварцевыми песчаниками с каолиновым цементом, постепенно сменяющимися (выше по разрезу) мелкозернистыми кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом, выше — органично-обломочными известняками. Вблизи оси антеклизы преобладают разнозернистые песчаники; по мере удаления от осевой зоны осадки постепенно становятся более глубоководными — песчаники сменяются известняками, мергелями и доломитами.

Мощность отложений возрастает с юго-юго-запада на северо-северо-восток соответственно от 0 до 30 м.

С угловым несогласием на мосоловско-черноярских отложениях залегают терригенные и карбонатные породы старооскольского горизонта, базальными слоями которого являются аргиллитоподобные глины воробьевского времени. Вблизи свода Воронежской антеклизы мощность воробьевских отложений колеблется от 2 до 12 м, к северу возрастает до 19 м. Средняя часть старооскольского горизонта сложена осадками ардаатовского времени, залегающими согласно на воробьевских слоях. Вблизи свода Воронежской антеклизы в нижней части разреза преобладают глины, обычно брекчированные, среди которых встречаются прослойки алевролитов с глинистым цементом мощностью до 1 м. При некотором удалении от свода антеклизы в разрезе появляются маломощные прослойки органично-обломочных известняков. Мощность ардаатовских отложений 17–25 м, вблизи оси уменьшается до 7–9 м.

Разрез среднего девона заканчивается муллинскими слоями, сложенными толщей терригенных пород. В разрезе преобладают серые алевролиты, содержащие оолиты и стяжения сидерита, и обуглившиеся растительные остатки.



Вулканомиктовый песчаник (муллинские слои)

А - пирокластический материал; Б - фосфориты, $\times 9$. Николи II

Среди алевролитов встречаются маломощные прослои глинистых мелкозернистых песчаников и глин, которые содержат линзовидные прослои сидерита и шамотита.

В основании муллинских отложений, вблизи осевой зоны Воронежской антеклизы, по линии Георгиу-Деж, Бутурлиновка, Елань-Колено, выделяется полоса субширотного простираения, протяженностью около 40 км, сложенная своеобразными песчаниками. Породы представляют собой зеленые (различных оттенков), хорошо литифицированные косые и пологоволнистые, а в отдельных участках с текстурами взмучивания разнозернистые песчаники. В толще песчаников наблюдаются зеленовато-бурые прослои и остроугольные обломки, вытянутые в виде цепочек, уплотненных глин, обилие которых в отдельных участках создает текстуру внутриформационной брекчи. На контакте песчаников и глин наблюдаются крупные обломки (до 10 см) обугленных растительных остатков.

Параметры гранулометрической характеристики - коэффициент сортировки, равный 2,8-3,8, многовершинный профиль гистограмм - указывают на плохую сортировку материала песчаников. Расположение фигуративных точек песчаников почти в центре классификационного треугольника говорит о значительной примеси глинистого материала.

Песчаники состоят из слабо окатанных зерен кварца, микроклина, пирокластического материала, остроугольных обломков изотропного фосфата, нередко замещающего остатки органики. Цемент песчаников хлоритовый, глинистый или карбонатный, базального или порового типа

(рис.); по хлоритовому цементу развиваются червеобразные, скорлуповатого сложения новообразования шамозита. Обломки фосфата переполнены тонкозернистым углистым веществом, слабо окатаны, имеют остроугольную форму, размер их значительно превышает размеры зерен, составляющих основную массу породы, что говорит об отсутствии длительной гидродинамической обработки.

По ряду признаков описанные выше песчаники можно считать аналогами вулканомиктовых песчаников, широко развитых на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы (Нижний Мамон, Белогорье, Петропавловка и др.). Особенность вулканомиктовых песчаников северо-восточного склона антеклизы состоит в сниженном количестве туфогенного материала, что связано с большим удалением от районов проявления вулканизма.

Мощность песчаников с примесью туфогенного материала колеблется от 0,5 до 1,6 м. Вверх по разрезу песчаники сменяются косослоистыми алевролитами. Общая мощность муллинских отложений вблизи осевой зоны антеклизы колеблется от 4,6 до 10 м, к северу от нее возрастает до 30 м, к востоку — до 45–50 м. Интересно, что в ряде точек муллинские отложения отсутствуют, что, очевидно, объясняется локальными блоковыми поднятиями фундамента по крупным тектоническим разломам.

Изучение терригенных отложений среднего девона северо-восточного склона антеклизы в пределах Воронежской области показало, что в присводовой части антеклизы, в верхней части разреза живетского яруса — в муллинских слоях, отмечается значительное обогащение изотропным фосфатом. Наибольшее обогащение наблюдается в пачках песчаников, содержащих туфогенный материал, что дает основание предполагать генетическую связь фосфоритонности муллинских отложений с эффузивной деятельностью широко развитой в центральных районах Русской платформы в живетское время.

Широкое распространение в пределах Воронежской антеклизы вулканомиктовых песчаников, с которыми помимо ильменитонности, возможно, связана и фосфоритонность, позволяет предполагать, что одним из источников фосфора мезозойских месторождений фосфоритов центральных районов Русской платформы являются эффузивно-осадочные породы среднего девона. Сказанное хорошо согласуется с районом распространения наиболее крупных месторождений фосфоритов. Все они располагаются во впадинах, окружающих Воронежскую антеклизу: с севера — в Московской синеклизе, с юго-запада — в Днепровско-Донецкой впадине (Беляев, 1970).

ЛИТЕРАТУРА

- Беляев В.И. 1970. Фосфоритонность альб-сантонских отложений северо-восточного склона Воронежской антеклизы. Автореф. канд. дисс. М.
Блинов В.А., Дюбюк К.А., Кульмина Л.С., Одокий Б.Н. 1963. О концентрации титана в вулканогенно-осадочных образованиях Ястребовского горизонта на юге Воронежской области. — Геология рудных месторождений, 5, № 1.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЯТСКО-КАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФОСФОРИТОВ

Боровская И. С.

Расположенное на севере Кировской области Вятско-Камское месторождение является одним из крупнейших месторождений платформенного типа в Советском Союзе.

Продуктивная толща валанжинского возраста представлена конкрециями фосфоритов, заключенными в кварц-глауконитовых и глауконитовых песках. Вся площадь распространения фосфоритовых отложений по степени разведанности делится на участки, среди которых детально разведаны Сординский, Верхне-Нырмычский, Гилевский, Гидаевский, Правобережье р. Нырмыч, Рудничный и др. (рис. 1). Рудничный участок объединяет Нырмычский, Нырмыч-Пьянковский, Горшковско-Пьянковский, Мало-Созимский, Прирудничный и Больше-Созимский участки.

Промышленная добыча фосфоритов производится на Рудничном участке (Вятско-Камский фосфоритовый рудник). В ближайшие годы проектируется строительство завода по производству желтого фосфора и сложных фосфорных удобрений путем электротермической и кислотной переработки.

Технология производства желтого фосфора до сих пор еще полностью не разработана, поэтому установленные для этого кондиции по содержанию в фосфоритовых рудах основных химических элементов — фосфора, железа, алюминия, кремния и магния — не являются окончательными. Несмотря на это, представляет большой интерес характер их распределения в различных промышленных концентратах классов фосфоритов, которые могли бы быть учтены при окончательной промышленной оценке качества этих руд.

Повышение эффективности минеральных удобрений выдвигает проблему комплексного использования фосфоритовых руд, отличающихся присутствием в них различных редких элементов. Примесь некоторых редких элементов даже в незначительных количествах повышает эффект использования фосфоритовых удобрений. Поэтому значительный интерес представляет и изучение редких элементов, содержащихся в фосфоритах.

В связи со сказанным исследованием геохимических особенностей фосфоритовых отложений Вятско-Камского месторождения становится весьма актуальным и своевременным.

С этой целью автором были изучены разрезы разрабатываемых карьеров, а также керн ряда скважин на Рудничном, Сординском, Верхне-Нырмычском, Гилевском, Гидаевском и Дедовском участках.

Химические анализы фосфоритов из коллекции автора выполнены химиком-аналитиком ИГЕМа Л.Б.Некрасовой. Кроме того, использовались химические анализы фосфоритовых руд из материалов Г.А.Гапеевой, М.Д.Бруданиной, Ю.С.Рубцова, Ю.А.Стоумова и др. Редкие элементы определены количественным спектральным анализом Н.П.Сечиной в ЛОПИ.

Рис. 1. Карта-схема расположения основных разведочных участков

I – схематический контур выходов отложений валанжинского яруса; II – границы разведочных участков; III – участки: 1 – Гидаевский; 2 – Гилевский; 3 – Сординский; 4 – Верхне-Нырмычский; 5 – Северо-Западный; 6 – водораздел рек Вятки-Нырмыч; 7 – Березовский; 8 – Дедовский; 9 – правобережье р. Нырмыч; 10 – Рудничный; 11 – левобережье р. Вятки; 12 – Черниговский



Анализы редкоземельных элементов выполнены Г.С.Дудинской под руководством инженера-химика ИГЕМа В.М.Павлуцкой, расшифровка состава этих элементов выполнена методом хроматографии в том же институте.

Породообразующие компоненты

Содержания основных породообразующих компонентов в фосфоритах- P_2O_5 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MgO и SiO_2 , а также нерастворимого осадка в исходной руде и промышленных концентратах классов +50, 50-10, +10, 10-1 и -1 мм иллюстрируются диаграммой (рис. 2).

Характер распределения этих компонентов по площади месторождения отражен по средним значениям их, вычисленным по разведочным участкам.

Средние значения основных породообразующих компонентов рассчитаны для исходной руды и концентратов классов +10, 10-1, -1 мм по разведочным участкам – Гилевскому, Гидаевскому, Сординскому, Верхне-Нырмычскому, Северо-Западному, Правобережью р.Нырмыч, Рудничному, Дедовскому и Березовскому, охватывающим большую часть площади Вятско-Камского месторождения (табл. 1).

Фосфор (P_2O_5). Характер распределения фосфорного ангидрида в исходной руде, концентратах классов +10, 10-1 мм, а также в классе -1 мм неодинаков (см. рис. 2).

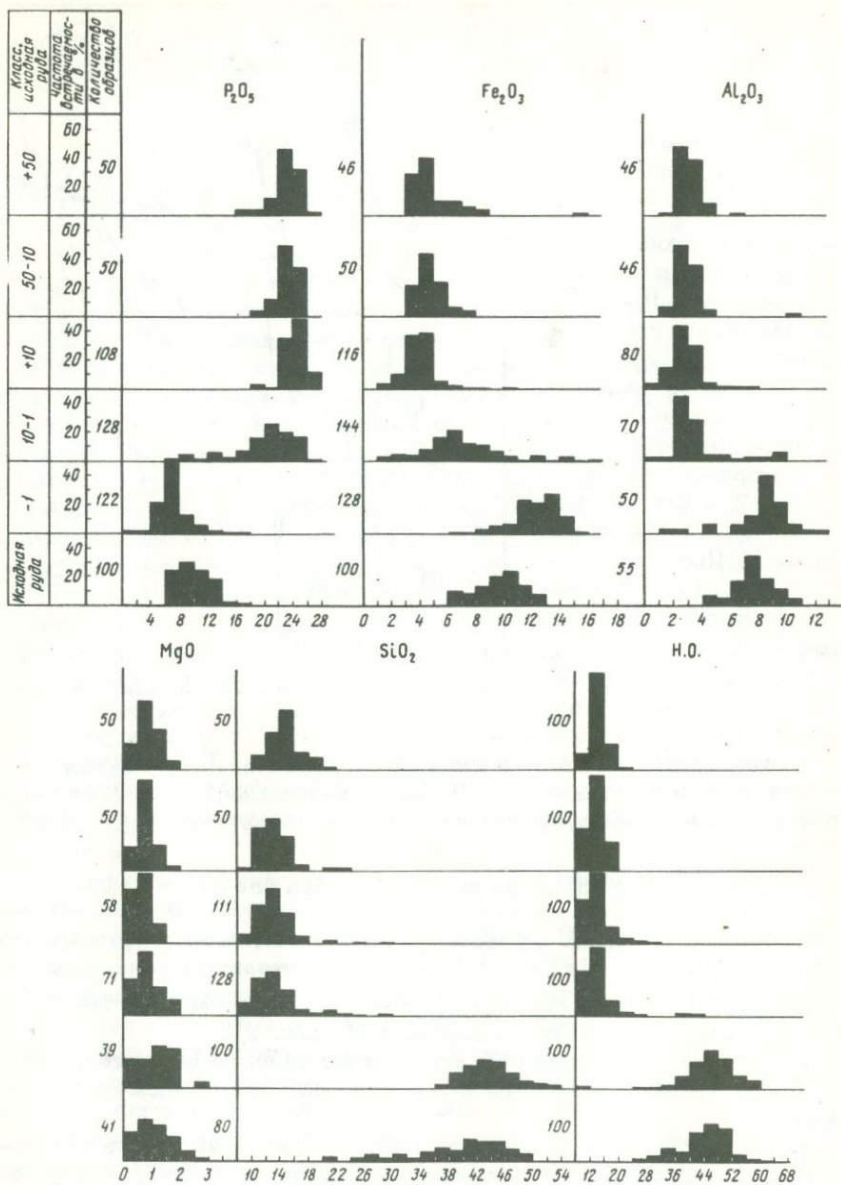


Рис. 2. Распределение основных породообразующих компонентов в концентратах классов фосфоритов и исходной руде (по данным 558 обр.)

Таблица 1

Содержание основных породообразующих компонентов в исходной руде и концентратах классов фосфоритов

Участок	Промышленные классы, исходная руда	Среднее содержание, %					
		P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	SiO ₂	HO
Гидлевский	Исходная руда	9	8,5	8	1	46	50
	Класс -1 мм	6,5	11	7	1,1	50	57
	" 10-1 мм	20	5	3,8	0,6	20	27
	" +10 мм	25	3,5	2,7	0,6	12	13
Гилевский	Исходная руда	10	8,5	6	1	40	43
	Класс -1 мм	6,5	12,5	8,5	1,3	43	52
	" 10-1 мм	20	6,5	2,6	0,9	14	20
	" +10 мм	23,5	3,5	2,7	-	12	13
Сординский	Исходная руда	10	10	6	1	40	41
	Класс -1 мм	6,5	12,5	8,5	1,1	43	52
	" 10-1 мм	20	6,5	3,2	0,6	14	20
	" +10 мм	23,5	3,5	2,7	0,6	13	13
Верхне-Нырмычский	Исходная руда	10	8,5	6	1,5	35	43
	Класс -1 мм	6,5	12,5	8,5	1,3	43	52
	" 10-1 мм	20	6,5	2,6	0,9	14	20
	" +10 мм	23,5	3,5	2,7	0,6	14	14
Северо-Западный	Исходная руда	10	8,5	6	1,5	35	43
	Класс -1 мм	6,5	8	-	-	43	52
	" 10-1 мм	18	8	3,8	0,9	14	22
	" +10 мм	23,5	3,5	2,7	0,8	14	12
Правобережье р. Нырмыч	Исходная руда	9	10	8	1,5	35	41
	Класс -1 мм	6,5	12,5	10	1,7	47	47
	" 10-1 мм	18	6,5	3,2	0,6	14	20
	" +10 мм	23,5	3,5	3,4	0,6	14	12
Рудничный	Исходная руда	14	10	9	-	20	43
	Класс -1 мм	6,5	8	10	1,7	22	38
	" 10-1 мм	22,5	6,5	3,2	0,6	14	18
	" +10 мм	23,5	5,5	2	0,6	11	12
Дедовский	Исходная руда	12	10	9	1,5	20	43
	Класс -1 мм	10	12,5	8	1,1	38	38
	" 10-1 мм	22,5	6,5	3,2	0,6	14	18
	" +10 мм	23,5	5,5	3,4	0,6	12	12
Березовский	Исходная руда	11	10	8	1,5	32	-
	Класс -1 мм	-	-	-	-	-	-
	" 10-1 мм	-	-	-	-	-	-
	" +10 мм	-	-	-	-	-	-

Распределение его в классах +50 и 50-10 мм, как и следует ожидать, повторяет наблюдаемое в классе +10 мм.

В исходной руде преобладают низкие содержания фосфорного ангидрида - от 6 до 14%.

Наибольшие концентрации P_2O_5 в исходной руде приурочены к крайней восточной и юго-восточной частям месторождения: на Рудничном участке среднее содержание P_2O_5 по участку составляет 14%, на Дедовском - 12% (см. табл. 1). В западном и северо-западном направлениях среднее содержание этого компонента снижается до 11-10%, а на северо-востоке - на Гидаевском участке - до 9%.

В классе -1 мм содержание фосфорного ангидрида наиболее низкое, в основном в диапазоне 4-12%.

Характер распределения среднего содержания P_2O_5 по участкам месторождения однообразен и составляет большей частью 6-7%, увеличиваясь до 10% лишь на Дедовском участке.

В концентрате класса 10-1 мм содержания P_2O_5 заключены большей частью в диапазоне 16-26%, максимальное количество проб содержат 22-20%.

Характер распределения фосфорного ангидрида по площади месторождения в рассматриваемом классе в общем идентичен описанному для исходной руды. Здесь также наибольшие средние содержания P_2O_5 - 22-23% приурочены к восточной и юго-восточной частям месторождения - Рудничному и Дедовскому участкам, уменьшаясь до 20% в западном и северном направлениях.

В концентрате класса +10 мм содержания фосфорного ангидрида заключены в основном в диапазоне 22-28%, причем половина проб содержит 24-26%.

Характер распределения среднего содержания P_2O_5 по участкам месторождения однообразен - 23-24%, увеличиваясь до 25% лишь на северо-западе - на Гидаевском участке. Распределение содержаний фосфорного ангидрида в концентратах классов +50 и 50-10 мм аналогично рассмотренному для класса +10 мм.

Железо (Fe_2O_3). В продуктивной толще Вятско-Камского месторождения отмечаются относительно высокие содержания полутормного окисла железа. Железо связано в основном с глауконитом и в меньшей мере - с глинистым материалом, пиритом, сидеритом и свободными гидроокислами, диспергирующими фосфатное вещество. В исходной руде содержания Fe_2O_3 меняются от 6 до 13% (см. рис. 2).

На большей части площади месторождения средние содержания по Рудничному, Верхне-Нырмычскому, Дедовскому и Березовскому участкам составляют 10%, уменьшаясь в северном направлении до 8-9%.

В классе -1 мм диапазон содержаний железа несколько смещен в сторону больших количеств - до 15%, а в некоторых пробах - до 16%. Наибольшее количество проб содержит от 11 до 14% Fe_2O_3 .

Характер распределения железа в рассматриваемом классе по площади месторождения весьма однообразен, средние содержания - 12-13% - отмечаются для большинства участков - Дедовского, правобережья

р.Нырмыч, Рудничного, Сординского, Верхне-Нырмычского и Гилевского, 11% - для Гидаевского и 8% - для Северо-Западного.

В концентрате класса 10-1 мм содержания железа в рудах изменяются в широких пределах - от 1 до 17%. Максимальное количество проб содержит от 5 до 8% Fe_2O_3 .

На большей части территории месторождения - на Дедовском, Правобережье р.Нырмыч, Рудничном, Сординском, Верхне-Нырмычском и Гилевском участках средние содержания Fe_2O_3 в рудах составляют 6-7%, на Гидаевском они уменьшаются до 5%, а на Северо-Западном, напротив, увеличиваются до 8%.

В концентрате класса +10 мм содержания Fe_2O_3 в основном заключены в пределах 1-7%. Максимальное количество проб содержит 3-5%.

Характер распределения Fe_2O_3 по площади месторождения в рассматриваемом классе руд лишь в самых общих чертах повторяет наблюдавшийся в классе 10-1 мм. Здесь также наиболее высокие содержания Fe_2O_3 , составляющие 5-6%, приурочены к западной части месторождения - Дедовскому и Рудничному участкам, а также Сординскому; значительно меньше его - 3-4% - на севере - на Гидаевском, Гилевском, Верхне-Нырмычском и Северо-Западном участках.

Алюминий (Al_2O_3). Содержания алюминия в продуктивной толще Вятско-Камского месторождения весьма высоки.

Al_2O_3 , так же как и Fe_2O_3 в фосфоритах и вмещающих песках, связан с присутствием в них глауконита, глинистого материала и мусковита. Эти два полоторных окисла тесно связаны, между ними существует надежная положительная связь. Коэффициент корреляции их составляет +0,85. Наоборот, сильная отрицательная связь, приближающаяся к 1, связывает сумму полоторных окислов и фосфорный ангидрит.

В исходной руде количество Al_2O_3 изменяется от 4 до 11%, максимальное количество проб содержит 7-8% (см. рис. 2). В классе -1 мм диапазон его содержаний расширяется от 1 до 13%, максимальное количество проб содержит 8-9% Al_2O_3 . Резко уменьшается количество Al_2O_3 в концентратах классов 10-1, +10, 50-10, +50 мм, в которых наибольшее количество проб содержит 2-4% этого компонента.

Характер распределения средних содержаний Al_2O_3 по участкам месторождения в основном повторяет характер распределения Fe_2O_3 (см. табл. 1),

Магний (MgO). Содержания MgO в продуктивной толще Вятско-Камского месторождения относительно невысоки.

Присутствие его в фосфоритах и вмещающих песках связано с несколькими минералами - глауконитом, мусковитом и монтмориллонитом.

Распределение содержаний MgO в исходной руде и классе -1 мм близки (см. рис. 2). Диапазон изменения содержаний здесь от 0 до 3%.

Как это наглядно видно на диаграмме, для концентратов классов 10-1, +10, 50-10, +50 мм распределение содержаний MgO в диапазоне от 0 до 1,5% идентично для этих классов.

Характер распределения средних содержаний MgO по участкам месторождения показан в табл. 1.

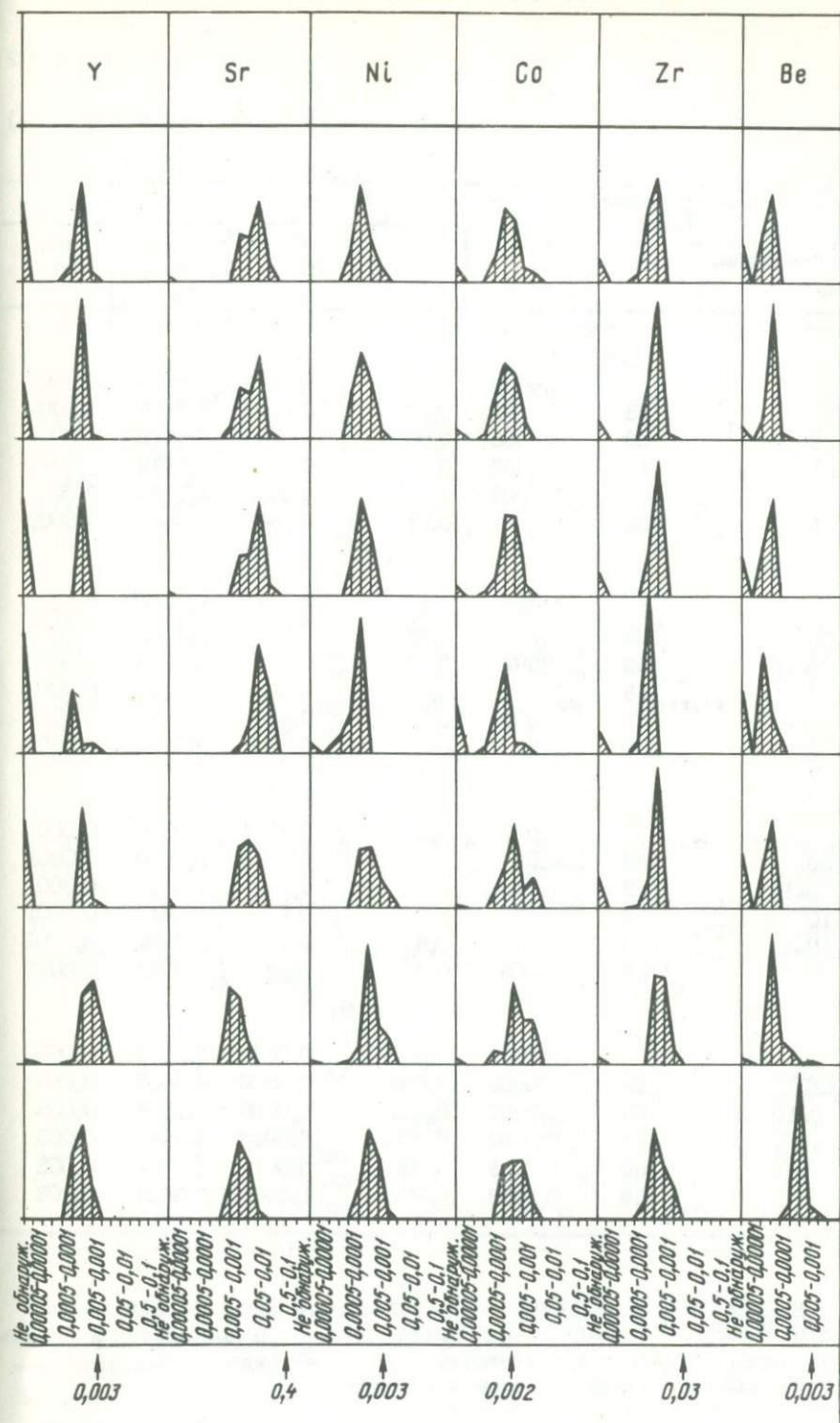
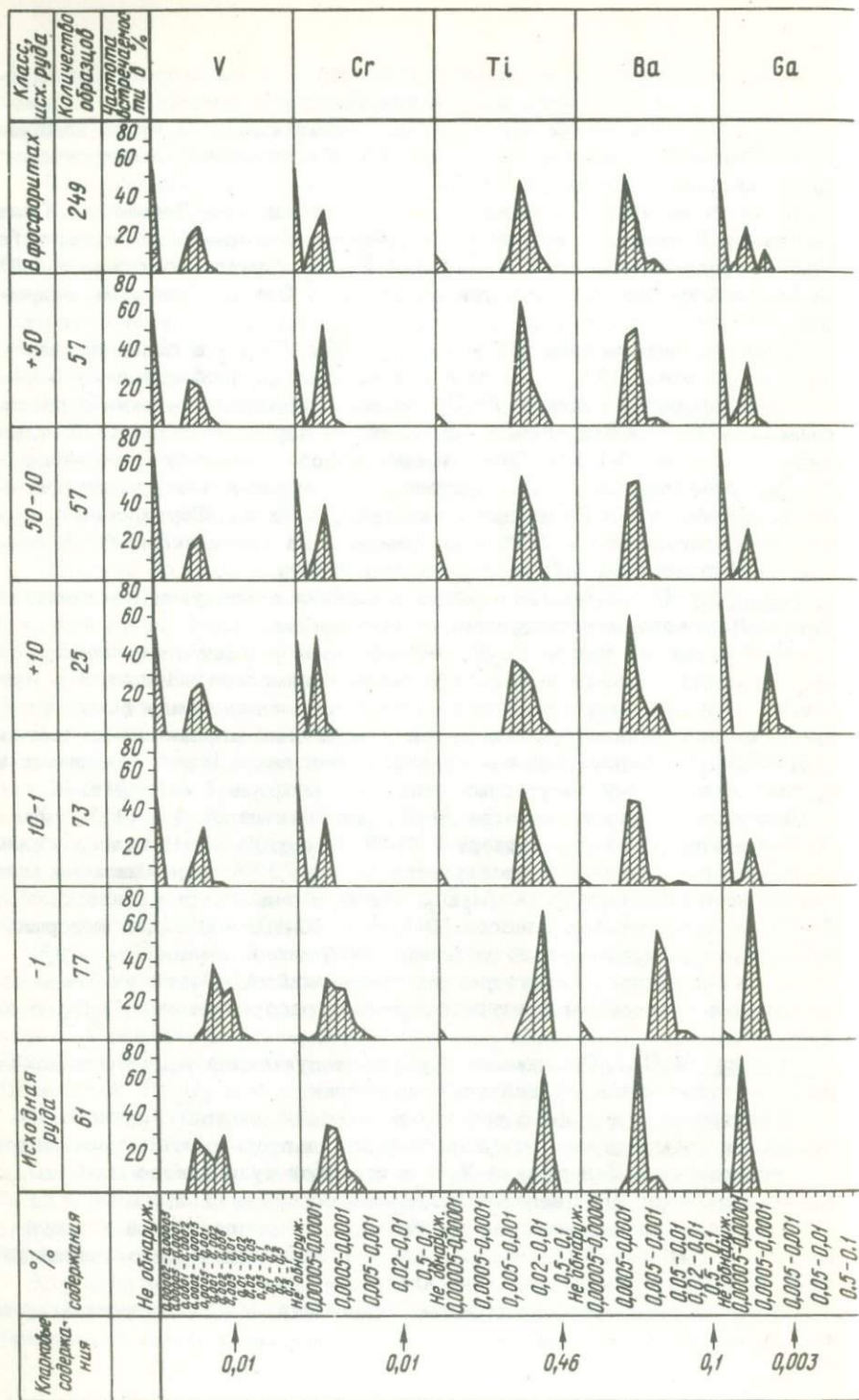


Рис. 3. Вариации редких элементов в концентрациях классов фосфори Кларковье содержания даны по А.П.Виноградову (1949)

тов и исходной руде (по данным 350 обр.).

Таблица 2

Содержание редких элементов (в %)

Концентраты классов фосфоритов, мм	Кол-во анал. образ.	Элемент				min сод.
		min сод.	max сод.	средн. арифм.	средн. логар.	
V						
		0,0003	0,001	0,005	3,7076	0,0001
50	53	0,0003	0,001	0,0005	4,7160	0,0001
0-10	53	0,0003	0,0005	0,0003	4,4472	0,0001
10	16	0,0003	0,001	0,0003	4,4472	0,0001
0-1	69	0,0003	0,005	0,0005	4,7234	0,0001
1	69	0,0001	0,01	0,004	3,5441	0,0001
Ti						
		0,007	0,1	0,1415	1,1461	0,0005
50	53	0,01	0,07	0,02	2,3802	0,0005
0-10	53	0,007	0,05	0,02	2,3222	0,0005
10	16	0,01	0,05	0,02	2,3222	0,0005
0-1	69	0,008	0,07	0,03	2,4150	0,0001
1	69	0,01	0,1	0,05	2,690	0,0005
Mn						
		0,005	0,2	0,4747	1,6721	0,0001
50	53	0,01	0,3	0,1	1,0000	0,0001
0-10	53	0,02	0,3	0,1	1,1139	0,0001
10	16	0,02	0,5	0,1	1,0414	0,0001
0-1	69	0,01	0,5	0,1	1,0792	0,0001
-1	69	0,005	0,2	0,02	2,2788	0,0001
Ni						
		0,0003	0,002	0,006	3,7782	0,005
50	53	0,0002	0,003	0,0009	4,9685	0,003
0-10	53	0,0002	0,002	0,0008	4,9138	0,003
10	16	0,0002	0,002	0,0005	4,7243	0,005
0-1	69	0,0003	0,008	0,001	3,1761	0,003
-1	69	0,0003	0,007	0,002	3,3424	0,003

Кремний (SiO₂). Содержания кремнезема в продуктивной толще Вятско-Камского месторождения высокие. SiO₂ в фосфоритах и вмещающих песках связан с присутствием в них глауконита, глинистого материала, кварца, полевых шпатов и мусковита.

в концентратах классов фосфоритов

Элемент			Элемент			
max сод.	средн. арифм.	средн. логар.	min сод.	max сод.	средн. арифм.	средн. логар.
Ga			Cr			
0,0001	0,0001	3,7559	0,0001	0,001	0,0005	4,6628
0,0003	0,00010	5,9823	0,0001	0,002	0,00004	5,5682
0,0001	0,00009	5,9542	0,0001	0,001	0,0001	4,0414
0,0001	0,00009	5,9685	0,0001	0,0001	0,00009	5,9542
0,0003	0,00010	5,9868	0,0001	0,0002	0,00008	5,8751
0,0005	0,0003	3,7243	0,0001	0,003	0,0002	4,1761
Ba			Zr			
0,002	0,008	3,8921	0,001	0,01	0,01	2,2553
0,005	0,002	3,1761	0,001	0,003	0,001	3,0414
0,002	0,001	3,0000	0,001	0,002	0,001	3,0000
0,005	0,001	3,1139	0,001	0,001	0,0009	4,9542
0,005	0,003	3,4914	0,001	0,005	0,01	2,1139
0,005	0,0010	4,9956	0,001	0,01	0,003	3,3979
Be			Co			
0,0001	0,0006	4,7782	0,0003	0,001	0,007	3,8195
0,0004	0,00011	4,0414	0,0003	0,003	0,0010	4,9912
0,0001	0,0001	4,0000	0,082	0,003	0,0010	4,9823
0,0002	0,00011	4,0000	0,1002	0,001	0,0003	4,5315
0,0002	0,0001	4,0414	0,0003	0,002	3,2553	0,0003
0,0005	0,0002	4,3010	0,0003	0,008	0,003	3,4150
Sr			J			
0,3	0,23	1,3617	0,001	0,03	0,007	3,8382
0,07	0,02	2,3802	0,001	0,005	0,001	3,0414
0,05	0,03	2,3979	0,001	0,002	0,0009	4,9731
0,3	0,04	2,6435	0,001	0,003	0,001	3,0000
0,07	0,02	2,2553	0,001	0,002	0,001	3,0722
0,03	0,1	1,0792	0,001	0,03	0,003	3,4314

Распределение содержаний SiO₂ в исходной руде и классах аналогично рассмотренному для Fe₂O₃ и Al₂O₃.

Наиболее высокие содержания SiO₂ в основном в диапазоне 34-54%, заключены в исходной руде и классе -1 мм (см. рис. 2). Значи-

тельно ниже они, преимущественно 8-18%, в концентратах классов 10-1, +10, 50-10 и +50 мм.

Характер распределения средних содержаний SiO_2 по участкам месторождения показан в табл. 1.

Нерастворимый остаток (H_2O). Содержания и распределение нерастворимого остатка в продуктивной толще близки к рассмотренному для кремнезема, что иллюстрируется диаграммой и таблицей (см. рис. 2, табл. 1).

Редкие элементы

В фосфоритах Вятско-Камского месторождения заключена большая гамма редких элементов, наблюдаемая в большинстве известных фосфоритовых месторождений.

Некоторые сведения о редких элементах, содержащихся в фосфоритах этого месторождения, имеются в литературе (Холодов, 1963; Ясырев, 1964; Полянин, 1969; и др.).

По нашим данным фосфориты Вятско-Камского месторождения содержат ванадий, хром, титан, барий, галлий, иттрий, стронций, никель, кобальт, цирконий, бериллий, свинец, медь и марганец¹.

Как показано на графиках вариаций, содержания редких элементов в промышленных классах - классе -1 мм и исходной руде, как правило, низкие - ниже кларковых, а кларк концентрации их составляет десятые доли процентов (рис. 3).

Кларковые содержания и содержания, несколько превышающие их, наблюдаются лишь в некоторых образцах класса -1 мм для иттрия, и в классе -1 мм и исходной руде - для марганца, никеля, кобальта, свинца и меди.

Из прилагаемых графиков и таблиц видно, что минимальные и максимальные значения редких элементов, а также их средние содержания, дисперсии содержаний и общий характер кривых вариаций во всех классах фосфоритов непостоянны. Наиболее близки, а часто и одинаковы они, как и следует ожидать, для классов +50, 50-10, +10 мм; для класса -1 мм и исходной руды они несколько иные (см. рис. 3, табл. 2).

Сравнительно высокие концентрации редких элементов заключены в классе -1 мм и исходной руде. Исключение составляет лишь стронций, наибольшее содержание которого наблюдается в промышленных классах фосфоритов, а наименьшее - в классе -1 мм и исходной руде.

Частота встречаемости этих элементов в разных классах фосфоритов и исходной руде неодинакова. В исходной руде и классе -1 мм их присутствие почти повсеместно, исключение составляет свинец, частота встречаемости которого - 65 и 50%.

В промышленных классах почти повсеместно встречаются лишь стронций, титан, никель, кобальт, цирконий и медь, для остальных элементов частота встречаемости изменяется от 80 до 40%, наиболее низка она у свинца - 20%.

¹ Медь и марганец включены в группу редких элементов ввиду их малых содержаний в фосфоритах.

Корреляционные связи редких элементов

Весьма интересным представляется вопрос о корреляционных связях редких и основных породообразующих элементов в фосфоритах.

С этой целью построены корреляционные диаграммы, наглядно иллюстрирующие характер связи между элементами, а также вычислены их коэффициенты корреляции, позволяющие весьма точно сравнивать между собой величины изучаемых связей (табл. 3). Корреляционные диаграммы из-за ограничения объема статьи в ней не приводятся.

Для наиболее полного раскрытия совокупностей исследовалось большое количество образцов - 247, в которых были включены все классы фосфоритов и исходная руда, отличающиеся как высокими, так и низкими содержаниями фосфора и таких породообразующих компонентов, как алюминий и железо.

Корреляционные связи редких элементов с фосфором. Анализ коэффициентов корреляции показывает, что по величине корреляционной связи с фосфором ряд редких элементов четко разделяется на три группы (табл. 3).

Одна из них включает такие элементы, как ванадий, хром, галлий, бериллий, стронций. Она характеризуется коэффициентами корреляции с фосфором 0,6-0,5. Следовательно, можно считать, что между этой группой и фосфором существует надежная сильная связь.

Вторая группа элементов - барий, титан, иттрий - имеет коэффициент корреляции с фосфором 0,4-0,3, что свидетельствует о наличии небольшой средней связи.

Наконец, третья группа элементов включает никель, кобальт, цирконий. Она отличается малой величиной коэффициентов корреляции с фосфором - 0,2-0,1, что свидетельствует о том, что связи между этими элементами отсутствуют.

Рассмотрение характера связи показывает, что она неодинакова. В одном случае связь положительная, во всех других отрицательная. Так, стронций имеет положительную связь с фосфором, а все остальные из рассматриваемых элементов - ванадий, хром, титан, галлий, барий, иттрий, бериллий, цирконий, никель и кобальт - отрицательную.

Корреляционные связи редких элементов с алюминием. Анализ коэффициентов корреляции показывает, что группа элементов, включающая ванадий, хром, галлий, барий, титан, бериллий, отличающаяся сильными и средними отрицательными связями с фосфором, имеет положительные связи с алюминием: у ванадия и хрома по величине она сильная, у титана и галлия она средняя и лишь у бария слабая (см. табл. 3).

Корреляционные связи некоторых редких элементов с железом. Никель и кобальт имеют сильную положительную связь с железом.

Таковы в общих чертах корреляционные связи редких элементов в фосфоритах.

Проведенный анализ корреляционных связей позволяет подойти к вопросу о локализации ряда редких элементов в фосфоритах рассматри-

Таблица 3

Коэффициенты корреляции редких и некоторых породообразующих, элементов

Взаимосвязи	Выборочные коэффициенты корреляции, г	Истинные коэффициенты корреляции*, ρ	Взаимосвязи	Выборочные коэффициенты корреляции, г	Истинные коэффициенты корреляции*, ρ
V/P	-0,60	-0,5	V/Al	+0,52	+0,42
Cr/P	-0,63	-0,52	Cr/Al	+0,57	+0,48
Ti/P	-0,40	-0,33	Ti/Al	+0,4	+0,27
Ba/P	-0,31	-0,17	Ga/Al	+0,45	+0,33
Ga/P	-0,9	-0,87	Ba/Al	+0,08	
Be/P	-0,58	-0,46	Be/Al	+0,15	+0,22
Sr/P	+0,05	+0,38	I/Al	+0,4	+0,27
J/P	-0,4	-0,34	Ni/Fe	+0,6	+0,5
Zr/P	-0,14	-0,10	Co/Fe	+0,6	+0,5
Co/P	-0,21	-0,06			
Ni/P	-0,19	-0,05			

* Доверительная вероятность 0,99.

ваемого месторождения. Так, стронций, отличающийся сильной положительной связью с фосфором, в основном связан с фосфатным минералом. Это подтверждается также высоким коэффициентом корреляции его с фтором, являющимся неотъемлемой принадлежностью только фосфатного минерала в фосфоритах. По-видимому, он изоморфно замещает кальций в фосфате.

Отсутствие линейного характера связи между стронцием и фосфором дает основание считать, что этот элемент входит также в состав и других минералов. Спектральный анализ мономинеральных фаций глауконита и глинистого материала действительно показывает присутствие в них стронция.

Другая группа элементов — ванадий, хром, галлий, бериллий, барий, титан и иттрий, отличающаяся отрицательной связью с фосфором, среди которых для первых четырех она сильная, а для следующих трех средняя, и, наоборот, положительными связями с алюминием, в основном связана с алюмосиликатами. Последние, как показано проведенное минералого-петрографическое изучение фосфоритов, представлены главным образом глинистым материалом и глауконитом.

Как показали микроскопические исследования, количества этих минералов резко увеличиваются в ряду — средние-бедные фосфриты — фосфатизированные разности (эфеля), отличающиеся уменьшением количества P_2O_5 . Именно этим фактом объясняется отрицательный характер связи фосфора с алюминием и связанной с последним группы редких элементов.

Сравнительно высокий коэффициент корреляции с алюминием таких элементов, как ванадий, хром, галлий, по всей вероятности, показывает, что эти элементы заключены как в глинистом материале, так и в глауконите.

Барий, по-видимому, в основном связан только с глинистым материалом, а титан содержится в нем в больших количествах, чем в глауконите, что было установлено при изучении мономинеральной фракции глинистого материала и глауконита.

Высокие положительные коэффициенты корреляции никеля и кобальта с железом дают основание считать, что эти редкие элементы заключены как в глинистом материале и свободных гидроокислах железа, так и в глауконите, где они изоморфно замещают железо.

Редкоземельные элементы

В фосфоритах Вятско-Камского месторождения постоянно содержатся редкоземельные элементы.

Корреляционной связи между количеством редких земель и содержанием фосфорного ангидрида не устанавливается.

Индивидуальный состав редкоземельных элементов близок к наблюдаемому в фосфоритах других месторождений, детально описанных Е.И. Семеновым, В.Н. Холодовым, Р.Л. Баринским (1962) и Т.И. Степановой (1970). Здесь также преобладают редкоземельные элементы цериевой группы. Количественный состав их очень близок. Все образцы имеют цериевый, лантановый, гадолиниевый и тербий-иттриевый максимумы. Некоторые несущественные отличия имеют место лишь в относительных количественных соотношениях редкоземельных элементов.

Проведенное геохимическое исследование фосфоритов Вятско-Камского месторождения позволяет сделать следующие выводы.

1. Фосфориты рассматриваемого месторождения являются высококачественными, отличающимися высоким содержанием фосфорного ангидрида и сравнительно небольшими количествами нерудных компонентов — Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MgO и SiO_2 . Промышленные концентраты классов фосфоритов и исходная руда характеризуются определенным количественным соотношением этих компонентов и закономерностями распределения их по площади месторождения.

2. Фосфориты Вятско-Камского месторождения содержат значительное количество редких элементов, содержания которых близки к кларковым.

Из группы редких элементов, заключенных в фосфоритах, стронций связан главным образом с фосфатным минералом, вследствие чего максимальные его количества наблюдаются в промышленных концентратах классов +50, 50-10, +10 мм.

Наиболее высокие содержания стронция должны иметь место на Рудничном и Дедовском участках, отличающихся, как было показано нами выше, максимальными для данного месторождения содержаниями фосфорного ангидрида.

Ванадий, хром, титан, барий, бериллий, иттрий и другие элементы заключены в основном в алюмосиликатах – глауконите и глинистом материале.

Повышенные содержания этой группы редких элементов наблюдаются в классе –1 мм и исходной руде. Наиболее высокие содержания этой группы элементов должны иметь место на Рудничном, Дедовском участках и на правобережье р.Нырмыч, характеризующихся наиболее высокими для данного месторождения количествами глинозема.

3. Интерес представляет группа редкоземельных элементов, заключенных в фосфоритах. Они рассеяны в виде элементов-примесей, по-видимому, в ряде минералов, лишь несколько концентрируясь в глауконите, вследствие чего не наблюдается какой-либо локализации их в промышленных концентратах классов фосфоритов и исходной руде.

ЛИТЕРАТУРА

- Блисковский В.З., Минеев Д.А., Холодов В.Н. 1969. Акцессорные лантаноиды в фосфоритах. – *Геохимия*, 11.
- Вистелиус А.Б. 1948. Мера связи между членами парагенезиса и методы ее изучения. – *Зап. Всес. минер. об-ва, втор. серия*, 77, вып. 2.
- Семенов Е.И., Холодов В.Н., Баринский Р.Л. 1962. Редкие земли в фосфоритах. – *Геохимия*, 5.
- Степанова Т.И. 1970. Геохимические особенности продуктивной толщи фосфоритового бассейна. – В кн. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". М., изд-во "Наука".
- Требования промышленности к качеству минерального сырья. – *Справочник для геологов*, вып. 19. Фосфатное сырье, 1959.
- Фосфориты Среднего Поволжья. 1969. Изд-во Казанского университета.
- Холодов В.Н. 1963. О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах. – *Труды ИМГРЭ*, 17.
- Холодов В.Н., Горский С.П., Казанский М.Г. 1966. Редкие земли в глауконитах. – *Литол. и полезн. ископ.*, 5.
- Четыркина А.А., Шугин А.А. 1937. Геологический очерк Вятско-Камского фосфоритового района. – *Труды НИУИФ*. М.
- Школьник М.Я., Макарова Н.А. 1957. Микроэлементы в сельском хозяйстве. М., изд-во АН СССР.
- Ясырев А.П. 1964. Микроэлементы в пластовых и желваковых фосфоритах некоторых месторождений Центральных районов РСФСР. – *Литол. и полезн. ископ.*, 3.

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ И МИНЕРАЛОВ — ПРИМЕСЕЙ В РУДАХ И ПОРОДАХ ЕГОРЬЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Степанова Т. И.

Егорьевское месторождение фосфоритов расположено в 90 км к юго-востоку от Москвы и занимает водораздел между левыми притоками рек Москвы и Оки.

Фосфоритовые руды на Егорьевском месторождении приурочены к волжскому ярусу верхней юры и берриасскому ярусу нижнего мела. Они образуют два составляющих продуктивную толщу фосфоритовых горизонтов — нижний, средневожский, и верхний, объединенный рязано-верхневожский, которые разделяются между собой слоем кварцево-глауконитовых песков (средне-верхневожским).

Средневожский фосфоритовый горизонт является базальным. В его составе преобладают конкреции фосфоритов и фосфатизированные остатки фауны, представляющие собой продукты перемыва и переотложения подстилающих нижележащих глинистых келловей — оксфордских толщ (Бушинский, 1937; Гиммельфарб, 1965). Для переотложенных конкреций фосфоритов характерны глянцевая, хорошо отполированная поверхность, округлая и округло-вытянутая форма. Размер конкреций колеблется от 0,2 до 7 см и больше.

Морфологический облик конкреций фосфоритов рязано-верхневожского горизонта отличен от переотложенных (средневожских). Они имеют округло-неправильную форму, меньший размер (0,2–5 см), шероховатую поверхность, иногда слабую окатанность, что свидетельствует о незначительном их перемещении от места своего образования или образовании на месте.

Конкреции фосфоритов в средне- и рязано-верхневожском горизонтах залегают в глинистых кварцево-глауконитовых песках. Насыщенность продуктивных горизонтов конкрециями фосфоритов достигает 30–70%.

Мощность нижнего фосфоритового горизонта на месторождении в среднем составляет 0,30 м, верхнего — колеблется от 0,5 до 2 м и более.

Кварцево-глауконитовые пески, разделяющие нижний и верхний фосфоритовые горизонты, мелкозернистые, темно-зеленого цвета, с редкими конкрециями фосфоритов (1,5–2 см в поперечнике) и с неравномерным содержанием ростров белемнитов. Нижняя ее часть более глинистая по сравнению с верхней. Мощности кварцево-глауконитовых песков колеблется от 1 до 5 м и более. Увеличение мощности продуктивной толщи на месторождении происходит в направлении с юго-востока на северо-запад от 1,5 до 8 м в основном за счет изменения мощности кварцево-глауконитовых песков среднего подъяруса волжского яруса.

Егорьевское месторождение фосфоритов представляет одну из крупнейших сырьевых баз Советского Союза для производства фосфоритовой муки, являющейся наиболее дешевым видом фосфорных удобрений.

Однако вследствие сравнительно низкого содержания в ней фосфора (при повышенном количестве полуторных окислов и углекислоты) использование фосфоритовой муки ограничено.

В последние годы ведутся опытные работы и технологические исследования по разработке эффективных методов обогащения, переработке и использованию конкреционных фосфоритов для производства легкорастворимых удобрений. Эта задача может быть решена при условии детального исследования вещественного состава фосфоритов. Выявление количественных соотношений минералов в рудах и породах играет важную роль при выборе рациональной технологии переработки фосфоритовых руд на легкорастворимые минеральные удобрения.

Для выявления состава, содержания и закономерностей распределения рудо- и породообразующих минералов и минералов-примесей в фосфоритовых рудах и кварцево-глауконитовых песках Егорьевского месторождения было проведено не только минералого-петрографическое их исследование, но и изучение в них минералов тяжелой и легкой фракций. Для этого в тяжелой и легкой фракциях пород и руд был произведен количественный подсчет зерен (до 600) глауконита, кварца, пирита, сидерита, фосфата.

В результате изучения минералов тяжелой и легкой фракций фосфоритовых руд и кварцево-глауконитовых песков исследуемого месторождения установлен довольно близкий состав и сходный характер распределения породообразующих минералов снизу вверх по всем разрезам продуктивной толщи. Кроме того, данные минералогических анализов дали возможность вычислить среднее содержание каждого минерала в фосфоритовых рудах обоих горизонтов и кварцево-глауконитовых песках по отдельным разрезам, вскрывающим продуктивную толщу месторождения.

Выявленные закономерности в распределении минералов тяжелой и легкой фракций в фосфоритовых рудах и кварцево-глауконитовых песках, слагающих продуктивную толщу центральной части месторождения, показаны на прилагаемых схемах (рис. 1, А, Б).

Распределение минералов тяжелой фракции. Фосфат кальция. В фосфоритовых рудах рязано-верхневолжского горизонта наблюдается некоторое колебание в содержании фосфата. Так, на территории Воскресенского (центрального) участка месторождения в тяжелой фракции (в среднем 50%) фосфоритовых руд содержится 91-95% фосфата (рис. 1, А). В направлении от Воскресенского участка к северу, востоку и югу отмечается уменьшение фосфата в рудах до 80-86%, что связано в основном с появлением в составе тяжелой фракции фосфоритовых руд сидерита и в меньшей мере пирита.

В тяжелой фракции (50%) фосфоритовых руд средневолжского горизонта содержание фосфата постоянно и составляет 92-95%.

В кварцево-глауконитовых песках самое низкое содержание фосфата, равное 77-78% от состава тяжелой фракции (15%), оказалось на территории Воскресенского участка и на площадях к югу от него. На участках, прилегающих к Воскресенскому участку, с севера, в тяжелой фракции кварцево-глауконитовых песков содержание фосфата увеличивается до 92-95%.

Пирит. Содержание пирита в фосфоритовых рудах рязано-верхневолжского горизонта колеблется от 1,3 до 7,0% (от среднего состава тяжелой фракции 50%) (рис. 1, А). Максимальное содержание пирита, равное 7%, наблюдается в фосфоритовых рудах Лопатинского участка, непосредственно примыкающего к Воскресенскому. Южнее Лопатинского участка фосфоритовые руды характеризуются сравнительно невысоким содержанием пирита, где он составляет 3,6-4,5%, севернее той же площади содержание пирита в фосфоритовых рудах снижается до 1,3-2,0%.

В фосфоритовых рудах средневолжского горизонта содержание пирита колеблется от 1 до 5%. Южнее Воскресенского участка, включая фосфоритовые руды и данного участка, содержание пирита составляет 1-2%, севернее - 2,7-5%.

В тяжелой фракции (15%) кварцево-глауконитовых песков среднее содержание пирита колеблется от 0,5 до 5,5%.

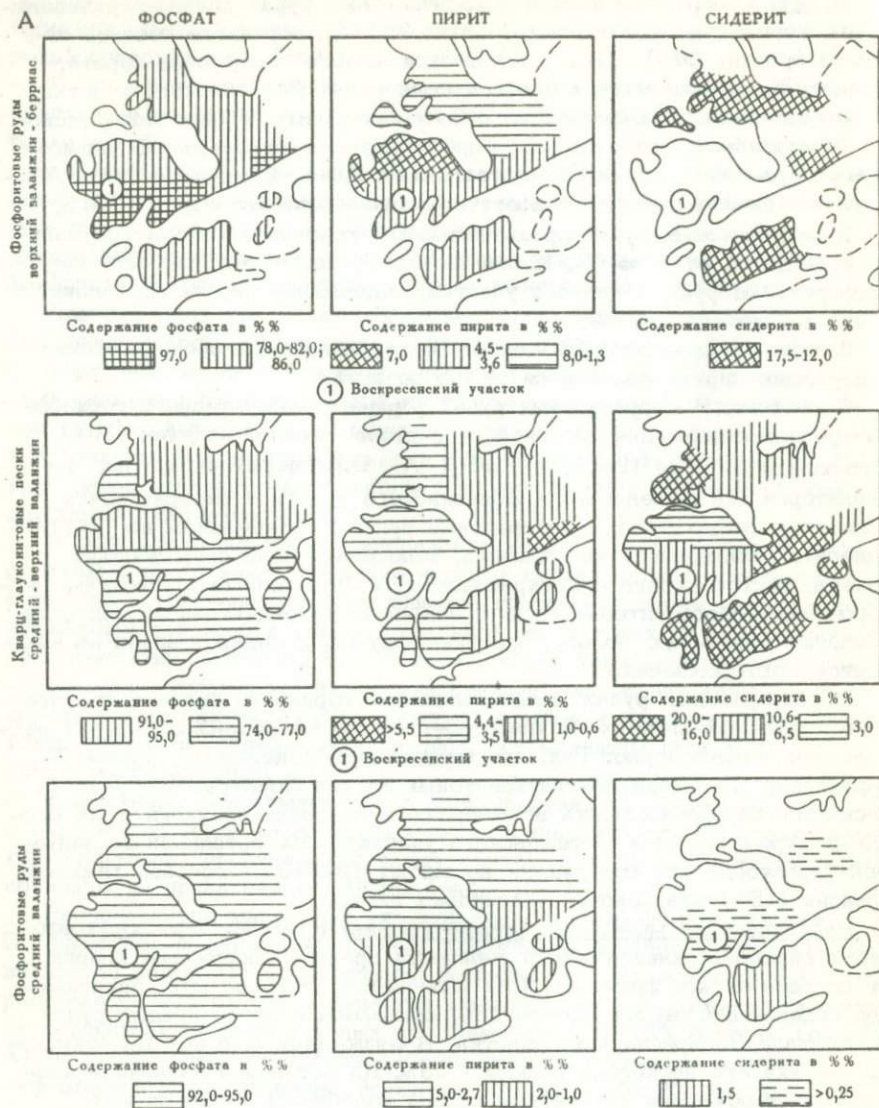
Сидерит. В фосфоритовых рудах верхнего продуктивного горизонта среднее содержание сидерита от состава тяжелой фракции (50%) колеблется от 0 до 12-17,5% (рис. 1, А). В фосфоритовых рудах на территории Воскресенского и Лопатинского участков сидерит почти полностью отсутствует. Фосфоритовые руды с содержанием до 12-17,5% сидерита наблюдаются на площадях, непосредственно примыкающих с севера, востока и юга к Воскресенскому и Лопатинскому участкам месторождения. Фосфоритовые руды с повышенной концентрацией сидерита образуют неширокую полосу, протягивающуюся с северо-запада на юго-восток месторождения.

В фосфоритовых рудах средневолжского горизонта сидерит отмечается в единичных случаях. В кварцево-глауконитовых песках сидерит распределен неравномерно. Так, его минимальное содержание, равное 3%, характерно для кварцево-глауконитовых песков Лопатинского участка; несколько больше сидерита встречается в кварцево-глауконитовых песках Воскресенского и Осташевского участков. На остальной исследуемой территории его содержание достигает 16-20% от состава тяжелой фракции (15%) кварцево-глауконитовых песков.

Распределение минералов легкой фракции. Кварц. В фосфоритовых рудах рязано-верхневолжского горизонта среднее содержание кварца от состава легкой фракции (50%) колеблется от 18 до 29%. Минимальное содержание кварца, равное 18%, оказалось в фосфоритовых рудах на площади Воскресенского участка. В фосфоритовых рудах Лопатинского участка его несколько больше - 23%. На остальной изученной площади месторождения содержание кварца колеблется от 25 до 29% (фиг. 1, Б).

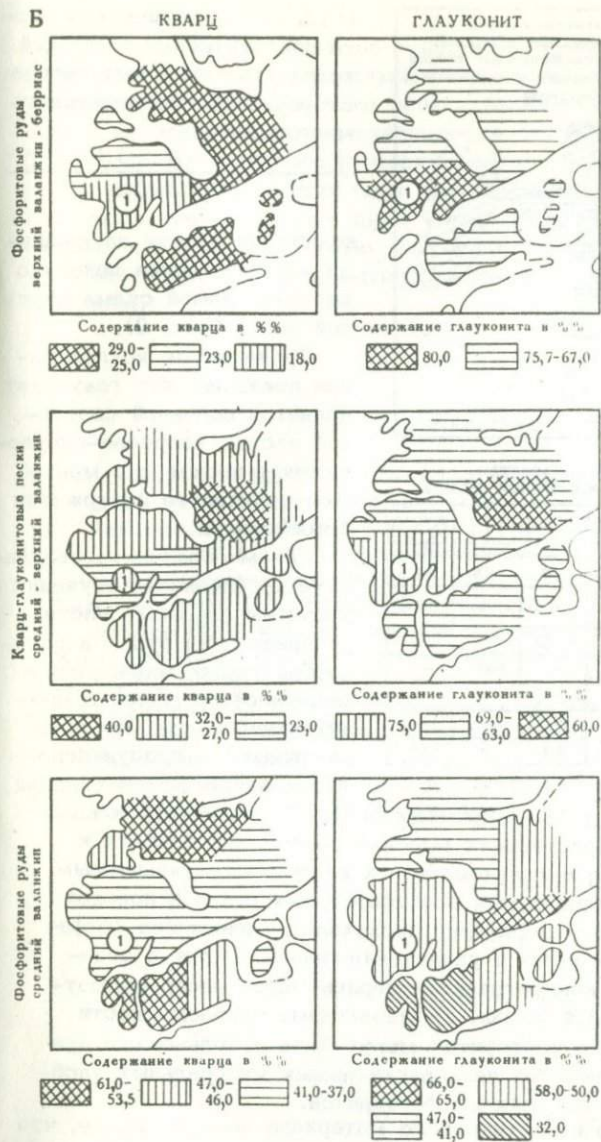
В легкой фракции фосфоритовых руд средневолжского горизонта кварца больше и его распределение на отдельных участках месторождения колеблется в более широких пределах - от 37 до 61%.

В кварцево-глауконитовых песках содержание кварца колеблется от 23 до 32%. Минимальное содержание его характерно для кварцево-глауконитовых песков Воскресенского участка. На остальной территории кварца несколько больше - 27-32%, а на площади Игнатьевского участка содержание его увеличивается до 40%.



Глаукоцит. В легкой фракции (50%) фосфоритовых руд рязано-верхневолжского горизонта содержание глаукоцита достигает 67-80% (рис. 1, Б). Максимальное его количество характерно для фосфоритовых руд Воскресенского участка и равно 80%. В фосфоритовых рудах других площадей его содержится 67-72%.

Фосфоритовые руды нижнего продуктивного горизонта по сравнению с фосфоритовыми рудами верхнего горизонта содержат несколько меньше глаукоцита. На большей части исследуемой территории его содер-



жание составляет 50-58%. К северу и югу от центральных частей месторождения содержание глаукоцита в фосфоритовых рудах несколько уменьшается (до 41-47%).

В кварцево-глаукоцитовых песках на изученной территории месторождения наблюдается довольно равномерное распределение глаукоцита. Его содержание колеблется от 63 до 69% с некоторым максимумом в кварцево-глаукоцитовых песках Воскресенского участка - 75% (от состава легкой фракции 85%). Распределение глаукоцита в кварцево-глау-

Рис. 1. Распределение минералов тяжелой и легкой фракций в фосфоритовых рудах и кварцево-глаукоцитовых песках Егорьевского месторождения
А - минералы тяжелой фракции; Б - минералы легкой фракции



ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ПРИ ВСПЛУАТАЦИИ КВАРЦ-ГЛАУКОЦИТОВЫХ ПЕСКОВ

Толщина кварц-глаукоцитовых песков	Очередность				
Средняя мощность толщ в м	1,50	2,40	1,35	3,5	> 4
Средняя мощность верхней более глинистой части толщ в м	—	0,40-0,80	—	> 2	> 2
Среднее содержание глауконита в %	> 65	> 65	< 65	< 65	< 65
Содержание беломышья в толще песков в %	—	0-40	—	0-40	—
Совместная разработка с богатыми фосфоритовыми рудами в %	13-18	14-18	—	—	—
Совместная разработка с бедными фосфоритовыми рудами в %	—	—	10-12	10-12	10-12
Мощность верхних пород в м	3,9 — 10,0	3,2	—	16,0	

Рис. 2. Схематическая карта перспективных площадей кварц-глаукоцитовых песков Егорьевского фосфоритового месторождения

конитовых песках на площади месторождения показано на прилагаемой схематической карте (рис. 2).

Проведенные исследования показали, что глаукоцит является основной составной частью кварцево-глаукоцитовых песков и в меньшем количестве содержится в фосфоритах.

Таким образом, в результате проведенного изучения уточнены закономерности распределения рудо- и породообразующих минералов и минералов-примесей в продуктивной толще. По всем разрезам продуктивной толщи наблюдаются близкий

состав и сходный характер распределения фосфата, глауконита и кварца, выражающийся в приуроченности высоких содержаний фосфата к фосфоритовым горизонтам, а глауконита — к кварцево-глаукоцитовым пескам. По площади месторождения в фосфоритовых рудах и породах от центра по направлению к периферии происходит уменьшение фосфата, в меньшей мере глауконита и увеличение кварца. Пирит и сидерит образуют невысокие концентрации и неравномерно распределяются в породах продуктивной толщи. Установленные закономерности распределения минералов в фосфоритах могут быть использованы при оценке перспектив производства легкорастворимых минеральных удобрений из егорьевских и подобных им фосфоритов.

Анализ литературного и фактического материала показал также, что глаукоцит, как и фосфат кальция, является полезным компонентом в породах продуктивной толщи исследуемого месторождения. Он интересен не только с научной точки зрения, но имеет также огромное практическое значение (Казаков, 1957; Бескровный и др., 1970; и др.). Прежде всего его рассматривают как агрономическую руду, из которой получают калийное удобрение. Он является хорошим адсорбентом, применяется как заменитель пермутитов, используемых в качестве смягчителя жестких вод. Глаукоцит — дешевое сырье для получения зеленой краски.

Совсем недавно (Холодов и др., 1966) выяснилось (это было подтверждено и нашими исследованиями), что глауконит содержит в своем составе повышенное количество редких элементов (Степанова, 1970). Несмотря на это, кварцево-глауконитовые пески с содержанием от 2 до 15% P_2O_5 Егорьевского фосфоритового месторождения до сих пор продолжают выбрасываться в отвалы при разработке фосфоритов. На прилагаемой выше схематической карте (см. рис. 2) приведены основные показатели, которые необходимо учитывать при совместной разработке фосфоритовых руд и кварцево-глауконитовых песков Егорьевского месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Бескровный Ю.В., Веретенников Г.Г. и др. 1970. Глауконит месторождения Чанги и перспективы его использования. - Труды САИГИМС, 28. Ташкент, изд-во "ФАН".
- Бушинский Г.И. 1937. Петрография и некоторые вопросы генезиса егорьевских фосфоритов Московской области. - Бюлл. МОИП, Отд. геол., 5.
- Гиммельфарб Б.М. 1965. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация, М., изд-во "Недра".
- Казakov А.В. 1957. Глауконит. - Труды ГИН АН СССР, 152, серия геол., 64. М., изд-во АН СССР.
- Степанова Т.И. 1970. Геохимические особенности фосфоритового бассейна. - В сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород" М., изд-во "Наука".
- Холодов В.Н., Горский С.Л., Казанский М.Г. 1966. Редкие земли в глауконитах. - Литол. и полезн. ископ., 5.

СОДЕРЖАНИЕ

Леонид Васильевич ПУСТОВАЛОВ	3
Юдин Н.И. К вопросу фосфоритообразования в свете учения Л.В. Пустова- лова	5
Арсеньев А.А., Ручкина Ю.Р. Закономерности образования и размеще- ния фосфоритовых отложений хребта Джагды (Хабаровский край) . . .	13
Фоминский В.И. Фосфоритовость венда Мрасского антиклинория (Ал- тае-Саянская складчатая область)	44
Горбунова Л.И. Постседиментационные изменения фосфоритовых отло- жений Прибалтики	78
Гериградт Э.Н. Фосфоритовость девона Воронежской антеклизы	88
Боровская И.С. Геохимические особенности фосфоритовых отложений Вятско-Камского месторождения фосфоритов	92
Степанова Т.И. О распределении породообразующих минералов и минера- лов-примесей в рудах и породах Егорьевского месторождения	107

УДК 553.641.001

К вопросу фосфоритообразования в свете учения Л.В. Пустовалова, Юдин Н.И. Сб. "Генезис и закономерностей размещения фосфоритов". 1974 г.

В статье на основании новых фактических данных, накопившихся за последние годы, по фосфоритонности осадочных, осадочно-вулканогенных, осадочно-метаморфических образований и кор выветривания рассматриваются некоторые вопросы закономерностей размещения и условий образования фосфоритов с позиций учения Л.В. Пустовалова об осадочных породах и осадочных полезных ископаемых.

Библ. 16 назв.

УДК 553.641(571.62)

Закономерности образования и размещения фосфоритонных отложений хребта Джамгы (Хабаровский край), Арсеньев А.А., Ручкина Ю.Р. Сб. "Генезис и закономерностей размещения фосфоритов". 1974 г.

В статье приводится схематическое геологическое строение Удского фосфоритонного района, где непосредственно в фосфоритах обнаружена среднекембрийская фауна беззамковых брахиопод.

Выделяются три типа фосфоритов, связанных с кремнистыми, карбонатными и вулканогенными породами. Приводится вещественный состав вмещающих пород. Детальное изучение фосфатного вещества фосфоритов современными методами исследования доказывает его принадлежность к фтор-карбонатапатиту. Подтверждается вулканогенно-осадочный генезис фосфатонакопления геосинклинального типа.

Табл. 1, илл. 2, библ. 14 назв.

УДК 553.641.551.71(235.222/224)

Фосфоритонность венда Мрасского антиклинория (Алатае-Саянская складчатая область). Фоминский В.И. Сб. "Генезис и закономерностей размещения фосфоритов". 1974 г.

На основании анализа различных типов разреза енисейской серии венда выделяются комплексы фаший, группируемые в литолого-фациальные и структурно-фациальные зоны. В пределах зон показана приуроченность фосфатных пород, карстовых фосфоритов, доломитов и глиноземистых продуктов коры выветривания к определенным стратиграфическим горизонтам и группам фаший.

Илл. 5, библ. 19 назв.

УДК 552.144.553.641(474)

Постседиментационные изменения фосфоритонных отложений Прибалтики, Горбунова Л.И. Сб. "Генезис и закономерностей размещения фосфоритов". 1974 г.

В оболовых песках пакерортского горизонта нижнего ордовика Эстонии и Ленинградской области изучено минералообразование разных стадий диагенеза. В позднем диагенезе (эпигенез - вторичные изменения) широко распространены регенерационный рост кварца и полевого шпата, образование пирита, гипса, гидроксидов железа, цементация карбонатами.

Наряду с новообразованиями минералов происходит их растворение, замещение другими минералами, разрушение в зоне выветривания.

При вторичных процессах меняются состав и структура пород. Промышленная ценность фосфоритовых руд при вторичных изменениях в большинстве случаев снижается (накапливаются железо и магний, происходит цементация песков).

Табл. 1, илл. 1, библиограф. 8 назв.

УДК 553.641.551.734 (470-324)

Фосфоритонасность девона Воронежской антеклизы, Гернгарт Н.Э. Сб. "Генезис и закономерностей размещения фосфоритов". 1974 г.

В статье дана характеристика вещественного состава, геологического положения и распространенности вулканомиктовых песчано-алевролитовых пород муллинских слоев среднего девона в пределах северо-восточного склона Воронежской антеклизы. Характерной особенностью муллинских песчаников является обогащение их в районе присводовой части Воронежской антеклизы изотропным фосфоритом, максимальные содержания которого отмечены в породах, содержащих туфогенный материал. Высказывается предположение, что одним из источников фосфора мезозойских фосфоритовых месторождений центральных районов Русской платформы были эффузивно-осадочные породы среднего девона.

Илл. 1, библиограф. 2 назв.

УДК.550.42.553.641 (470,34)

Геохимические особенности фосфоритонасных отложений Вятско-Камского месторождения фосфоритов, Боровская И.С. Сб. "Генезис и закономерностей размещения фосфоритов". 1974 г.

В работе рассматриваются состав и характер распределения основных породообразующих компонентов - P_2O_5 , Fe_2O_3 , MgO , SiO_2 , H_2O , а также редких элементов - стронция, ванадия, галлия, хрома, титана, бария и других - и редкоземельных элементов в фосфоритах, промышленных концентратах их, исходной руде и эфелях, а также по площади месторождения.

Применены некоторые методы математической статистики. Так, для выявления взаимосвязи между редкими элементами и породообразующими компонентами вычислялись их выборочные и оценивались истинные коэффициенты корреляции.

Табл. 3, илл. 3, библиограф. 11 назв.

УДК 553.12:553.641 (470,311)

О распределении породообразующих минералов и минералов-примесей в рудах и породах Егорьевского фосфоритового месторождения. Степанова Т.И. Сб. "Генезис и закономерностей размещения фосфоритов". 1974 г.

Впервые для Егорьевского месторождения приводятся схематические карты распределения породообразующих минералов и минералов-примесей в рудах и кварц-глауконитовых песках, которые могут быть использованы при выборе рациональной технологии и переработки фосфоритовых руд на минеральные удобрения.

Илл. 2, библиограф. 6 назв.

Исправления и опечатки

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
5	15 сн.	Хубсугульское и	Хубсугульское в
11	3 св.	которко	коротко
16	Подпись к рис. 1 7 св.	Е	Є
22	Подпись к рис. 2 3 и 4 сн. (3 раза)	С	Є
44	1 св.	Фосфоритносность	Фосфоритоносность
65	8 сн.	от до 4,5%	от 4 до 4,5%
110-111	Рис. 1	На надписях с левой стороны картосхем вместо слова "валанжин" должно быть "волжский"	
114	11 св.	Гернградт. Э. Н.	Гернгардт Н. Э.

"Генезис фосфоритов"

85 коп.

940