

553.64

Академия наук
СССР



ЛИТОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ФОСФАТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СССР

Издательство «Наука»



Академия наук СССР
Институт литосферы

ЛИТОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ФОСФАТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СССР



Издательство
«Наука»
Москва
1980

В сборнике рассматривается литологический состав и строение различных по возрасту и геотектоническому положению фосфатоносных формаций СССР, закономерности их размещения и условия образования.

Приведенные в работе материалы могут быть использованы при проведении геологоразведочных работ на фосфатное сырье.

Ответственный редактор

А.А. АРСЕНЬЕВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий тематический сборник посвящен в основном вопросам литологии и генезиса различных по возрасту фосфатоносных формаций СССР. Литологический состав и строение фосфатоносных отложений являются внешним выражением сложных геологических преобразований, которым подверглись эти отложения в процессе формирования. Всестороннее изучение литологических особенностей фосфатоносных формаций позволяет выявить закономерности их размещения и образования, представляющие научную основу прогноза и поисков фосфатного сырья.

В сборнике довольно полно представлены материалы по фосфатоносности докембрия восточных районов нашей страны, с которыми связываются перспективы выявления новых промышленных месторождений фосфатного сырья. Особенно большой научный и практический интерес представляют еще слабо изученные раннедокембрийские осадочно-метаморфические образования, к которым приурочен метаморфогенный тип апатитового оруденения.

Архей-протерозойская метаморфогенная апатитоносность генетически тесно связана с осадочно-метаморфическими гнейсово-мраморной, мраморно-сланцевой, мраморной формациями. Группа метаморфогенных апатитоносных формаций многообразна, однако среди них наметились два основных типа: осадочно-метаморфический и гидротермально-метасоматический. Они приурочены к древним щитам, геосинклинальным областям, а также к долгоживущим зонам разломов.

Осадочно-метаморфический тип апатитового оруденения развит в Восточной Сибири на Алданском щите, в юго-западном Прибайкалье, в Восточном Саяне, в Восточно-Становой горной области, в Северо-Байкальском и Верхне-Витимском районах. Он известен в Западном Криворожье и Приазовье, а также в Китае (Шаньдунский и Утайский докембрийские массивы), в КНДР, СРВ и других районах мира.

В Восточной Сибири типичным представителем осадочно-метаморфического оруденения является апатитоносная гнейсово-мраморная формация юго-западного Прибайкалья, приуроченная к верхам слюдянской серии верхнего архея. Апатитовые проявления осадочно-метаморфического типа на Центральном Алдане сосредоточены главным образом в его восточной части, в поясе распространения пород федоровской свиты. В большинстве случаев они расположены на месторождениях флогопита (Каталах, Эмельджах, Канку) или железных руд (Таежное и др.).

Гидротермально-метасоматическое оруденение развито на Центральном Алдане и в других районах Восточной Сибири. На Центральном Алдане апатитовое оруденение характеризуется отчетливым структурным и литологическим контролем. Первый выражается в приуроченности оруденения в целом к Нимгеркано-Тимптонскому тектоническому блоку и контролируется зоной Удокано-Томмотского регионального разлома и трещиноватости северо-восточного простирания; рудные тела и месторождения расположены на пересечении этой зоны с разломами северо-западного простирания. Литологический контроль оруденения определяется приуроченностью руды прежде всего к брекчированным мраморовидным доломитам и в меньшей степени к брекчированным гранитоидам и гранитизированным гнейсам и сланцам.

Хотя фациальный состав вмещающих апатитовую минерализацию кристаллических толщ варьирует в широких пределах, в целом для них выявляется много общего. Подавляющее большинство проявлений апатита приурочено к мраморно-кристаллосланцевой формации, входящей в группу осадочно-метаморфических формаций докембрия. При этом весьма важно, что в составе этой формации существенная роль принадлежит породам, богатым кальцием и магнием: роговообманково-диопсидовым плагиоклазовым кристаллическим сланцам, гнейсам, доломитовым мраморам и кальцифирам. В ряде случаев (юго-западное Прибайкалье) в них отмечается повышенное содержание кварца. Геохимический парагенезис фосфора с кальцием и магнием характерен не только для докембрийских толщ. Он постоянно отмечается в породах фанерозойских фосфоритоносных формаций. Эта связь определяется как кристаллохимическим единством фосфора и кальция в структуре апатита, так и постоянным парагенезисом апатита с доломитом или кальцитом в составе осадочных и метаморфических пород.

Накопленный в настоящее время материал по апатитоносности докембрийских метаморфогенных формаций свидетельствует о широком развитии уже в раннем докембрии морского фосфатонакопления, теснейшим образом связанного с карбонатонакоплением и биогенными процессами, и указывает, с одной стороны, на перспективность докембрийских осадочно-метаморфических образований в отношении выявления в них месторождений фосфатных руд собственно метаморфического (сланцевого) типа, с другой стороны, на заключенный в них огромный источник фосфора для формирования месторождений гидротермально-метасоматического типа, аналогичного селигдарскому.

Заслуживает внимания разносторонний методический подход авторов к изучению вещественного состава как апатита, так и глубоко преобразованных в процессе метаморфизма, гранитизации и метасоматоза вмещающих его пород Селигдарского месторождения и аналогичных ему проявлений апатита. Это позволяет получить необходимые данные для более объективного выявления генезиса этого типа апатитового оруденения, который в настоящее время трактуется различными исследователями по-разному. Определение генезиса подобного типа апатитовой минерализации имеет принципиальное научное и практическое значение.

Большое внимание уделено фосфоритоносности позднедокембрийских и раннепалеозойских осадочных и вулканогенно-осадочных формаций Восточной Сибири и Дальнего Востока; при этом приводятся результаты исследований последних лет.

На основании литологических исследований фосфоритоносных формаций Ухагольского и Удско-Шантарского районов показаны приуроченность разнотипных фосфоритов к регрессивным частям седиментационных циклов и их фациальная зональность размещения в первом; закономерная связь фосфоритовых залежей с флангами рифовых построек и многостадийность их формирования — во втором районе.

Впервые дается детальное литологическое описание верхнедокембрийских фосфатоносных отложений Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория Западного Урала и закономерности их размещения.

Рассматриваются новые данные о вещественном составе нижнеордовикских фосфоритов Прибалтики и мезозойских фосфоритов Московской синеклизы. Комплексное структурно-фациальное и литологическое изучение позволяет выделить определенные литологические типы и фации фосфоритоносных отложений нижнего ордовика Прибалтики, наметить обстановки осадконакопления.

В. Д. ПАРФЕНОВ, Н. И. ЮДИН

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕТАМОРФОГЕННОГО АПАТИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Геологические исследования последних лет подтверждают ранее высказанную рядом геологов точку зрения о перспективности докембрийских осадочно-метаморфических толщ в отношении выявления в них метаморфогенных апатитовых руд промышленного значения [20, 2, 24]. Отдельные небольшие месторождения и проявления метаморфогенного апатитового оруденения были известны в Прибайкалье и на Алдане сравнительно давно. Открытие Селигдарского месторождения апатитов и ряда проявлений того же типа на Центральном Алдане, находки апатита в Становом хребте [10], на Анабарском щите и в других районах Восточной Сибири представляют большой научный и практический интерес. В настоящее время собран значительный материал, опубликован ряд работ по метаморфогенным апатитам, однако многие вопросы, касающиеся геологических закономерностей их размещения, генезиса, источников фосфора, остаются неясными и требуют дальнейшего изучения. Среди метаморфогенных апатитоносных формаций наметились два основных типа: осадочно-метаморфический и гидротермально-метасоматический.

В Восточной Сибири и на Дальнем Востоке на древних щитах и в геосинклинальных областях широко распространены осадочно-метаморфические апатитоносные формации слюдянского типа, которые пока еще слабо изучены. Для них, как и для осадочных фосфоритоносных формаций, характерны большая мощность и определенная стратиграфическая приуроченность.

На Алданском щите, согласно классификации Т. В. Билибиной и др. [3], к этому типу относится апатит-мраморно-сланцевая метаморфическая формация архейского возраста. Она объединяет, согласно унифицированной стратиграфической схеме, верхнеалданскую и федоровскую свиты, входящие в состав иенгурской серии.

Верхнеалданская свита распространена в западной части Центрального Алдана, в бассейнах рек Нимгеркан, Селигдар, Большой и Малый Нимныр. Она сложена в основном биотитовыми гнейсами, кварцитами, меньше — кристаллическими сланцами. Мощность ее в Нимгеркано-Тимптонском блоке свыше 3500 м и увеличивается к западу и юго-западу до 5500 м (Алданский блок). Верхнеалданская свита делится на две подсвиты. Нижняя подсвита внизу представлена кварцитами с подчиненным количеством биотитовых и кор-

диеритовых сланцев, в верхней части — кварцитами, биотитовыми, силлиманитовыми, гранатовыми сланцами и гнейсами, а также основными сланцами и амфиболитами. Верхняя подсвита в нижней части состоит из гнейсов, гранито-гнейсов, сланцев и амфиболитов, кварцитов, линз карбонатных пород. Вверху она представлена преимущественно основными сланцами, реже гнейсами, включает прослой карбонатных и диопсидовых пород, а также значительное количество глиноземистых пород и кварцитов. По мнению Л.М. Реутова [17], эта подсвита по составу близка к федоровской свите. Мощность ее 2500–3300 м.

Федоровская свита согласно залегает на верхнеалданской свите. Она состоит из амфиболитовых, диопсид-амфиболитовых, диопсидовых плагиосланцев, биотит-гиперстеновых гнейсов, доломитовых мраморов, кальцифиров и диопсидовых метасоматитов. В разных блоках меняются насыщенность свиты карбонатными породами и ее мощность (от 3700 до 4200 м).

В соответствии с унифицированной схемой, федоровская свита подразделяется на три подсвиты, каждая из которых делится на горизонты. В нижней подсвите выделяются медведевский, преимущественно карбонатный (доломитовые мраморы и кальцифиров), и любкокайский диопсид-амфибол-плагиоклаз-сланцевый горизонты. В составе средней подсвиты выделяются леглиерский, кербиканский и хотыминский горизонты. Леглиерский горизонт представлен диопсид-плагиоклазовыми сланцами и карбонатными породами. Он наиболее выдержан по составу и мощности и является маркирующим. С ним связана большая часть железорудных и флогопитовых месторождений и метаморфических проявлений апатита. Кербиканский горизонт состоит из пироксен- и амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев и гнейсов, чередующихся с биотитовыми гнейсами. Хотыминский горизонт сложен в основном карбонатными породами. Мощность средней подсвиты колеблется от 1500 (Дес-Леглиерский блок) до 2600 м (Нимгеркано-Тимптонский блок). Верхняя подсвита федоровской свиты представлена пироксен-амфибол-плагиоклазовыми сланцами и гнейсами с прослоями в верхах биотит-гранитовых гнейсов. Мощность ее 600–900 м. З.И. Петрова и др. [18] расчленяют федоровскую свиту на восемь ритмов, отвечающих определенным пачкам первичных осадочных пород.

Общая мощность апатитоносной осадочно-метаморфической толщи колеблется в разных тектонических блоках от 7500 до 8700 м. Среднее содержание P_2O_5 в породах верхнеалданской свиты 0,14, федоровской — 0,19% [12].

К средней части формации, где широко развиты карбонатные породы, приурочены в основном железорудные и флогопитовые месторождения, а также апатитопоявления.

Несмотря на сложность решения вопроса о первичном составе метаморфических пород, сделана попытка его реконструкции [20, 22, 11, 18], согласно которой осадочно-метаморфический комплекс иенгрской серии Центрального Алдана возник за счет первичных вулканогенно-осадочных пород.

В тектоническом отношении Алдан представляет собой сложно построенное складчато-купольное сооружение, которое существовало уже в архее и контролировало осадконакопление [27].

Апатитовые проявления осадочно-метаморфического типа на Центральном Алдане сосредоточены главным образом в его восточной части, в полосе распространения пород федоровской свиты, и расположены в основном на месторождениях флогопита (Каталах, Эмельджак, Канку) или железных руд (Таежное и др.). Апатит в количестве от аксессуарного до 3% входит в состав кальцифиров, диопсидовых пород и кристаллических сланцев в форме мелких (обычно первые миллиметры) изометричных и короткопризматических кристаллов голубовато-зеленого цвета. В наиболее обогащенных участках они образуют скопления в виде полос и линз мощностью до 1 м, прослеживающихся по простиранию на десятки и сотни метров. По химическому составу и оптическим свойствам этот апатит относится к фтористой и хлористо-фтористой разновидностям (см. таблицу). Показатели преломления его следующие: $n_o = 1,632-1,635$; $n_e = 1,628-1,632$. В апатите из пластовых метасоматитов, особенно содержащих скаполит, нередко присутствует повышенное количество хлора, что, возможно, связано с обогащением хлором первичных вулканогенно-осадочных пород. Для этого апатита характерны более высокие показатели преломления. Судя по данным рентгеноструктурного анализа ($a = 9,337$; $c = 6,897$), он близок к метаморфическому апатиту Слюдянки. Апатиты метаморфического типа содержат повышенное количество (до нескольких процентов) редкоземельных элементов Ce-La группы с преобладанием Ce над La [14] и обогащены SO_3 .

По мнению многих исследователей, апатит осадочно-метаморфического типа образовался за счет метаморфизма первичных вулканогенно-осадочных пород, содержащих рассеянный фосфор и, возможно, проявления фосфоритов. Регионально-метасоматические процессы в условиях амфиболитовой ступени метаморфизма и гранитизации способствовали перераспределению фосфатного вещества и образованию апатитопоявлений, приуроченных к скарнам, пластовым и жильным флогопит-диопсидовым метасоматитам амфиболитовой фации.

Осадочно-метаморфическая апатитоносная гнейсово-карбонатная формация в типичном ее выражении широко развита и в юго-западном Прибайкалье [24, 26, 25], где эту формацию составляет комплекс глубоко метаморфизованных пород слюдянской серии верхнего архея - нижнего протерозоя, структурно приуроченных к Западно-Хамар-Дабанскому антиклинорию. Хотя эта формация близка по составу и строению к Алданской, она имеет и существенные отличия. Гнейсово-карбонатная формация слюдянского типа, охватывающая слюдянскую серию, прослеживается в субширотном направлении вдоль южной оконечности Байкала и далее на запад более чем на 300 км. В геологическом строении этого района принимают участие самые древние (архейские) породы, разделенные на шарьжальскую и слюдянскую серии.

Химический состав апатитов Центрального Алдана (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	
SiO ₂	1,40	0,70	2,60	
TiO ₂	0,03	0,04	0,10	
Al ₂ O ₃	0,20	0,15	0,47	
Fe ₂ O ₃	0,01	0,20	5,19	
FeO	0,04	0,07	0,10	
MnO	0,05	0,26	0,26	
MgO	0,99	Сл.	4,15	
CaO	52,14	53,14	45,57	
Na ₂ O	0,15	0,47	0,41	
K ₂ O	0,06	Сл.	0,06	
H ₂ O	0,36	0,35	0,81	
P ₂ O ₅	41,00	40,67	29,22	
S _{общ}	0,25	0,51	0,57	
CO ₂	0,53	Не опр.	Не опр.	
F	1,06	0,72	1,20	
Cl	Не опр.	3,86	0,44	
O ~ F	"	0,30	0,51	
O ~ Cl	"	0,89	0,10	
SrO	"	Не опр.	Не опр.	
Сумма	97,95	101,44	100,38	

1, 2 - проявление Каталах; 3, 4 - месторождение Селигдар;
5 - проявление Неринджа; 6 - проявление Осенний лист; 7 - проявление Курунг.

Бесспорно архейский возраст установлен для шарыжалгайской серии Прибайкалья и прилегающей части Восточного Саяна. Нижняя половина этой серии представлена лиловыми и темно-серыми гранатовыми, биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, нередко инъецированными пластовыми и секущими телами и тонкими жилками гранитоидов. К ней же относятся типичные мигматиты, гранулиты и гиперстеновые гнейсы. Верхняя половина серии сложена пироксено-

4	5	6	7
0,70	3,27	3,30	2,80
0,10	0,05	0,03	0,03
0,29	0,32	0,20	0,20
0,96	2,20	0,01	1,30
Не опр.	0,07	0,01	0,01
Не обн.	0,3	0,02	0,03
1,18	1,01	1,02	0,20
52,90	52,40	53,74	52,92
0,61	0,54	0,12	0,15
Сл.	0,12	0,18	0,06
0,84	Не опр.	0,07	0,12
30,40	38,24	40,70	40,70
0,50	0,83	0,38	0,21
10,00	Не опр.	0,12	0,09
0,90	1,25	2,75	2,29
0,16	0,40	Не опр.	Не опр.
0,38	0,53	"	"
0,04	0,09	"	"
0,12	0,11	"	"
100,18	100,18	100,92	100,00

Анализы выполнены в химической лаборатории Геологического факультета МГУ; аналитик М.М. Чеховских.

выми и биотитовыми кристаллическими сланцами, биотит-рогово-обманковыми гнейсами и амфиболитами. Фосфатопоявления в полях распространения этой серии не известны.

Слюдянскую серию многие исследователи относят к верхнему архею; возрастная индексировка ее основывается на данных определений абсолютного возраста, которые неоднозначны и позволяют некоторым исследователям считать эту серию раннепротерозойской и

даже рифейской [1]. Она сложена комплексом глубоко метаморфизованных первично-осадочных и изверженных пород, которые образовались в результате регионального метаморфизма, усложненного воздействием контактового метаморфизма, интрузивной и гидротермальной деятельности, и имеют совершенно иной, резко отличный от первичного минеральный состав.

В бассейне р. Слюдянки и в сопредельных районах слюдянская серия мощностью около 3500 м, по данным Е.П. Чуйкиной и Ф.В. Кузнецовой, расчленяется на три свиты – нижнюю, среднюю и верхнюю, подразделяющиеся, в свою очередь, на 21 горизонт, более или менее ясно выраженные в указанном районе [15].

В нижней свите мощностью около 500 м выделяются восемь горизонтов, представленных биотитовыми гнейсами, диопсид-роговообманковыми, диопсид-скаполитовыми, диопсид-роговообманково-плагиоклазовыми кристаллосланцами и в подчиненных количествах – кварцитами и мраморами. Средняя свита мощностью около 600 м делится на пять горизонтов, сложенных пироксен-биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-роговообманковыми гнейсами, роговообманковыми, диопсид-роговообманковыми пироксеновыми сланцами, кварц-диопсидовыми с апатитом породами и мраморами с форстеритом, диопсидом и мелкочешуйчатым флогопитом вблизи пегматитовых жил. Верхняя свита мощностью 2000–2300 м сложена преимущественно карбонатными породами – мраморами и доломитизированными мраморами, кальцифирами, кварц-апатит-диопсидовыми породами, гранат-графит-биотитовыми, биотит-роговообманково-пироксеновыми, биотит-гранат-силлиманитовыми, биотит-кордиерит-гранатовыми с графитом и силлиманитом гнейсами.

Апатитовая минерализация связана с кварц-карбонатно-диопсидовым комплексом пород, который приурочен к карбонатным частям разреза верхней свиты (горизонтам A_2c^A , A_2c^1 , A_2c^2 , A_2c^3 , A_2c^4 , по Е.П. Чуйкиной и Ф.В. Кузнецовой) слюдянской серии или к нижней части култукской и перевальной свитам стратиграфической схемы А.А. Шафеева [23].

Стратиграфический диапазон апатитоносности в разрезе слюдянской серии очень большой по мощности и достигает в Слюдянском районе 1300–1500 м. Апатитоносный комплекс включает несколько апатитосодержащих горизонтов. В районе г. Слюдянки горизонты карбонатных и кварц-диопсидовых пород с апатитом ритмично чередуются с горизонтами гнейсов и кристаллических сланцев.

Важная характерная особенность этого комплекса, являющаяся одним из основных поисковых признаков метаморфических фосфатных руд, – приуроченность апатита к мраморам и кварц-диопсидовым породам, связь апатита с диопсидом.

Связь апатитоносности с фациальной изменчивостью пород слюдянской серии заключается в том, что по мере убывания в разрезе слюдянской серии кварц-диопсидовых пород и кварцитов и преобладания карбонатных пород содержание апатита уменьшается. Это отчетливо наблюдается к востоку от Слюдянского месторождения в

междуречье Большого Бурутуя и Большой Быстрой и к западу от Обрубского месторождения, в районе пос. Хамар-Дабан. Однако следует при этом иметь в виду, что кварц-диопсидовые породы не всегда сопровождаются апатитовой минерализацией.

М.С. Сахарова [19] выделяет в районе г. Слюдянки восемь апатитоносных горизонтов, которые, по ее мнению, прослеживаются на большие расстояния. Так, в пределах горизонта A_{2c}^A она выделяет два выдержанных пласта апатитовых руд мощностью в среднем от 5-8 до 10-15 м. Однако, как показала разведка этого горизонта на участке Сюточкина падь, в пределах горизонта A_{2c}^A выделяются 22 рудные залежи мощностью 1-36 м, протяженностью 30-400 м с содержанием 3,11-10,4% P_2O_5 . Они представляют собой линзы, расположенные в пределах горизонта на различных стратиграфических уровнях.

Данные по разведке апатитовых руд на ряде участков (Сюточкина падь, Улунтуй, Похабиха, Бурутуй) свидетельствуют о том, что в пределах карбонатных горизонтов рудные залежи не имеют строгой стратиграфической приуроченности.

Линзовидное строение залежей, отсутствие строгой приуроченности их к определенной части разреза апатитоносных горизонтов указывают на сильную фациальную изменчивость первичных фосфатоносных осадочных пород, за счет которых образовались апатитовые руды слюдянской серии.

На Слюдянском месторождении выделяются два основных типа апатитовых руд - кварц-диопсидовый и карбонатно-диопсидовый. Кварц-диопсидовые апатитовые руды могут быть подразделены по текстурным особенностям на два подтипа: слоистый и вкрапленный. Первый подтип характеризуется тонким чередованием кварцевых, диопсидовых, апатитовых и смешанных прослоев. По мощности прослоев можно различать грубополосчатые (10-30 см), полосчатые (2-10 см) и тонкополосчатые (до 2-3 см) руды.

Слоистые или полосчатые кварц-диопсидовые апатитовые руды отражают, по-видимому, текстуру первичных слоистых или тонкослоистых карбонатно-кремнистых фосфоритов, подобных тем, которые наблюдаются на Тамалыкском месторождении в Кузнецком Алатау. В этих рудах вторичное перераспределение фосфата было самым незначительным. Вкрапленный подтип характеризуется массивной текстурой и наличием гнезд зернистого апатита различной величины и формы. Вкрапленная текстура кварц-диопсидовых руд, вероятно, возникла за счет массивных кремнисто-карбонатных фосфатсодержащих пород в процессе вторичного перераспределения фосфатного вещества при эпигенезе, метаморфизме и гранитизации.

Карбонатно-диопсидовые апатитовые руды обычно массивного строения содержат апатит в виде гнездо- и мелких линзообразных скоплений, неравномерно распределенных в основной карбонатно-диопсидовой массе. По текстурным особенностям оба типа руд схожи.

Апатит слюдянского типа представлен в основном мелкими зернами светло-голубого и голубого цветов размером 0,1-0,5 мм;

более крупные кристаллы (до 1–2 мм) встречаются редко. Форма зерен обычно округлая, хотя наблюдаются и кристаллы призматического строения. Именно округло-зернистая, а не кристаллическая структура характерна для метаморфического апатита рассматриваемого района. На Слюдянке встречается также крупнокристаллический апатит голубовато-зеленого и зеленого цветов, приуроченный к кальцит-флогопитовым жилам и имеющий гидротермально-метасоматическое происхождение за счет первично-осадочного фосфата. Этот апатит подобен алданскому на флогопитовых месторождениях Эмельджак, Каталах, Канку и др.

Со слюдянской серией связаны такие полезные ископаемые, как флогопит, мрамор, графит, апатит, лазурит.

В тектоническом отношении слюдянская серия юго-западного Прибайкалья приурочена к крупному Западно-Хамар-Дабанскому антиклинорию северо-западного простираения. В юго-восточном направлении антиклинорий постепенно погружается, и породы слюдянской серии перекрываются более молодыми отложениями или в значительной степени "съедаются" широко развитыми здесь магматическими образованиями. Антиклинорий осложнен структурами второго (Комаро-Быстринская, Центральная и Безымянская синклинали) и третьего (Центральная антиклиналь, Слюдянская синклиналь и др.) порядков. По всей области юго-западного Прибайкалья широко развиты разломы. Наиболее крупный – верхнеархейская – раннепротерозойская (?) зона Восточно-Саянского краевого разлома, отделяющая краевую часть кристаллического цоколя Сибирской платформы от складчатой области Саяно-Байкальского нагорья. Сложная серия разломов наблюдается в области молодых Тункинских впадин, вытянутых в широтном направлении и являющихся западным продолжением Байкальской впадины. Наиболее четко выражен громадный северный разлом, отделяющий Торскую, Тункинскую, Туранскую и Мондинскую впадины от обрамляющего их высокогорного поднятия Тункинских Альп. Несколько слабее выражен Южный разлом, отделяющий упомянутые впадины от хребта Хамар-Дабан.

Названные выше впадины разделяются между собой серией более мелких косых и поперечных разломов, образуя приподнятые перемычки или, как их принято здесь называть, отроги – Еловский, Ниловский и др. Область молодых тектонических впадин сильно нарушила общую структуру Хамар-Дабанского антиклинория, сложенного апатитовыми отложениями слюдянской серии, отдельные фрагменты которого в пределах впадин опущены на большую глубину и перекрыты мощными третично-четвертичными отложениями. В связи с этим не исключена возможность новых находок апатитовых руд в погребенных под впадинами участках пород слюдянской серии. Это предположение вытекает из палеотектонических условий образования слюдянской серии, фосфатоносные отложения которой, по Ю.З. Елизарьеву [9], накапливались на шельфовых склонах древнего Катархейского массива (Слюдянский апатитовый район) и Гарганского выступа (Обрубское месторождение).

Согласно исследованиям Ю.З.Елизарьева по истории геологического развития юго-западного Прибайкалья, в раннем докембрии архейские структуры Сибирской платформы срезаются Главным Саянским разломом и его северо-восточным продолжением – Приморским сбросом, возраст которых датируется докембрием. Эти тектонические швы разделяют поля развития различных по возрасту и степени метаморфизма метаморфических пород и связанных с ними полезных ископаемых. К юго-западу от Главного Саянского разлома и к юго-востоку от Приморского сброса архейские породы сложены преимущественно карбонатно-гнейсовыми образованиями слюдянской серии; породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Горизонты мраморов, кальцифиров, парагнейсов и других кристаллических пород собраны в систему складок, огibaющих зону выхода пород нижележащей шарыжалгайской серии.

По мнению Ю.З.Елизарьева, апатитоносный комплекс слюдянской серии в первичном виде сформировался в постпротогеосинклинальном мелководном бассейне и представлял собой фосфоритоносную кремнисто-карбонатную формацию. Накопление фосфатного вещества происходило, по-видимому, в условиях быстро погружающегося дна морского бассейна, о чем свидетельствуют значительная мощность фосфатоносной толщи и отсутствие богатых апатитовых руд.

Апатитоносные осадочно-метаморфические формации, аналогичные Южно-Прибайкальской и Алданской, известны и в Восточном Саяне, в бассейне р.Казыр. Здесь обнаружено Бочуриинское апатитопоявление, связанное с базыбайской свитой среднего протерозоя, представленной мраморами и кристаллическими сланцами. В ней установлены три пласта апатитосодержащих пород, прослеженные горными выработками по простиранию на 1,5 км, мощностью 6–18 м и со средним содержанием P_2O_5 от 5 до 11,5%. Отложения сироткинской свиты дербинской серии протерозоя, представленные мраморизованными известняками и доломитами, тоже содержат повышенное количество фосфора. На Дальнем Востоке, в бассейнах верхнего течения Зеи и Уды (Восточно-Становая горная область), в нижне-среднепротерозойских метаморфических толщах, включающих пачки кальцифиров и мраморов, установлены апатитопоявления, приуроченные к мраморам и кристаллическим сланцам. На территории Бурятии, в Северо-Байкальском (Баргузинская горная страна) и Верхне-Витимском районах развиты слабо изученные нижне-среднепротерозойские апатитосодержащие карбонатные и кварц-карбонатные осадочно-метаморфические породы.

Архейские апатитоносные формации известны на территории Кореи и Китая [25].

Проявления апатита в формации гидротермально-метасоматического типа расположены главным образом в западной части Центрального Алдана [14, 3], в бассейне рек Нимныр и Алдан, среди гранитизированных метаморфических образований верхнеалданской и федоровской свит, реже они фиксируются в восточной части шита,

располагаясь совместно с проявлениями метаморфического типа. Стратиграфический контроль для них менее очевиден. Часто из-за сильной гранитизации вмещающих толщ и жильной формы залегания метасоматитов затруднительно установить, к какому горизонту или даже части иенгрской серии приурочено конкретное проявление. Тем не менее приуроченность этих проявлений в целом к сланцам федоровской и верхнеалданской свит несомненна — они практически отсутствуют среди кварцитов верхнеалданской свиты.

Главная полоса апатитизации, в пределах которой сосредоточено большинство крупных проявлений и месторождение Селигдар, совпадает с зоной Удокано-Томмотского разлома, протягивающегося к юго-западу от г. Алдана на 100 км. При этом все крупные проявления апатита расположены в узлах пересечений этого разлома с разрывами северо-западного простирания.

Апатит гидротермально-метасоматического типа входит в состав пластовых и жильных Ca-Mg метасоматитов, приуроченных к зонам разрывных нарушений обычно северо-западного простирания. Месторождение Селигдар отличается от сходных апатитовых проявлений масштабностью. Это не просто зона метасоматического изменения в гранитизированных вмещающих породах, а крупный структурный элемент — шовная впадина, длительно развивавшаяся в течение всего протерозоя, что обусловило сложность строения месторождения. Селигдарская грабен-синклиналь в среднем — позднем протерозое представляла собой замкнутую впадину, в пределах которой в результате перемыва апатит-доломитовых гидротермально-метасоматических пород отлагались терригенно-карбонатные образования: доломиты, их песчанистые и брекчиевые разности и кварц-apatитовые песчаники, а в рифее (по-видимому, в предвендское время) в результате размыва апатитоносной коры выветривания в пределах впадины накопились продукты ее перемыва (песчанистые брекчии).

Выделяются апатитовые метасоматиты амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой ступеней метаморфизма. Первые из них образуют жильные тела на флогопитовых месторождениях, а также в наиболее глубоких частях структуры месторождения Селигдар. Апатит в них тесно ассоциирует с диопсидом и роговой обманкой. На месторождениях флогопита для таких пластовых и жильных апатитовых метасоматитов характерна тесная пространственная связь их с апатитовыми проявлениями метаморфического типа, за счет перекристаллизации которых они, по-видимому, и сформировались. Перемещение фосфора в условиях амфиболитовой ступени метаморфизма в сравнительно замкнутой системе было местным, в пределах полей гранитизации вмещающих пород, испытавших ультраметаморфизм и гранитизацию. Иное поведение фосфора имеет место при метасоматозе в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой ступеней метаморфизма. Миграция его происходила при более низкой температуре, в более открытой системе, вдоль поверхности протяженных разломов, сопровождающихся сетью интенсивной трещиноватости. Такая обстановка способствовала интенсивному выщела-

чиванию рассеянного фосфора (и его проявлений) из метаморфических пород метаморфогенными (ювенильно-инфильтрационными) растворами, его перемещению и отложению в структурно и литологически благоприятных условиях (зоны разломов и трещиноватости в брекчированных гранитизированных сланцах, гнейсах и карбонатных породах).

Окраска апатита гидротермально-метасоматического типа обычно красновато-бурая, реже зеленая. Местами отмечается полихромный (пятнистый) апатит. Для него характерно наличие спайности по призме, природа которой не ясна. Форма кристаллов призматическая. Размер их достигает 30 см, преобладают зерна размером 0,5–1,0 см. По составу он принадлежит к фторапатиту (см. таблицу), в котором часть фтора замещена гидроксильными и карбонатными группами. Характерны повышенное содержание SO_3 , редких земель Ce-La группы и обедненность Sr, Eu и Sm. Таким образом, на Алдане химический состав апатитов гидротермально-метасоматического типа в общем соответствует составу апатитов метаморфического типа и метаморфогенных апатитов вообще, заметно отличаясь от апатитов типичных карбонатитов, богатых Sr, Eu и Sm.

Показатели преломления его ($n_o = 1,633$; $n_e = 1,629$), данные рентгеновской дифракции ($d/n = 2,80$ – $2,81$; $2,76$; $2,70$ – $2,71$; $3,45$ и нередко $8,18 \text{ \AA}$; $a = 9,346$; $c = 6,899$), ИК-спектроскопии (наличие полос поглощения CO_3 -ионов в области $1420, 1460 \text{ см}^{-1}$, OH-ионов в области $3540, 3570 \text{ см}^{-1}$) также свидетельствуют о принадлежности его к карбонат-гидроксил-apatиту. Для понимания генезиса гидротермально-метасоматического апатита важно постоянное присутствие в ИК-спектрах полос поглощения в области 2850 – 2960 см^{-1} , указывающих на наличие в структуре углеводородных связей, что свидетельствует об осадочно-метаморфическом источнике фосфатного вещества.

У некоторых кристаллов зеленого апатита гидротермально-метасоматического типа из месторождений флогопита показатели преломления и параметры решетки ($a = 9,337$; $c = 6,902$; $d/n = 2,845$; $2,782$; $2,752$; $2,642 \text{ \AA}$) высокие, что указывает на принадлежность его к элестадиту, в котором часть фосфора замещена кремнием и серой [5].

В приразломных апатитосодержащих метасоматитах устанавливаются три группы парагенетических ассоциаций минералов, соответствующие трем стадиям внутрирудных тектонических подвижек, трем моментам закономерного изменения состава (щелочности-кислотности) гидротермальных растворов. В первой группе – в наиболее ранних и наиболее высокотемпературных ассоциациях – апатит присутствует в парагенезисах с диопсидом, роговой обманкой и доломитом (наиболее глубокая часть месторождения Селигдар); микроклином, альбитом, мирмекитом (проявления Осенний лист, Неринджа); диопсидом и калиевым полевым шпатом (проявление Капля); доломитом, магнетитом (мартитом), флогопитом (месторождение Селигдар, проявления Осенний лист, Нимгеркан). Три первых параге-

незиса являются относительно более высокотемпературными и соответствуют амфиболитовой ступени метаморфизма, в то время как ассоциация апатита с флогопитом и доломитом соответствует, по-видимому, фации эпидотовых амфиболитов. Группа более низкотемпературных ассоциаций представлена парагенезисом апатита с кварцем, мусковитом, мелкочешуйчатым флогопитом, цирконом, местами эпидотом, сфеном (проявление Трубка), турмалином (месторождение Селигдар) или баритом (проявление Нимгеркан). Во всех ассоциациях второй группы кварц кристаллизовался в первую очередь. Наиболее молодые и низкотемпературные ассоциации представлены парагенезисами мелкокристаллического (обычно менее 0,02 мм) апатита с низкотемпературным адуляровидным калиевым полевым шпатом, хлоритом, кальцитом. Гематит является сквозным минералом: кристаллизация его началась в наиболее раннюю и высокотемпературную щелочную стадию метасоматоза и завершилась в наиболее поздние моменты позднещелочной стадии. В приразломных метасоматитах апатит обычно содержится в количестве от десятых долей до нескольких процентов.

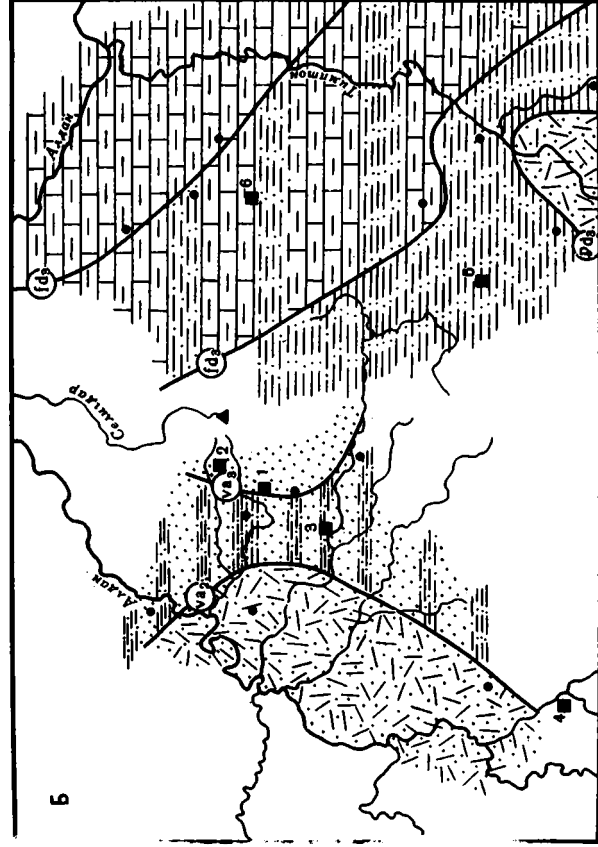
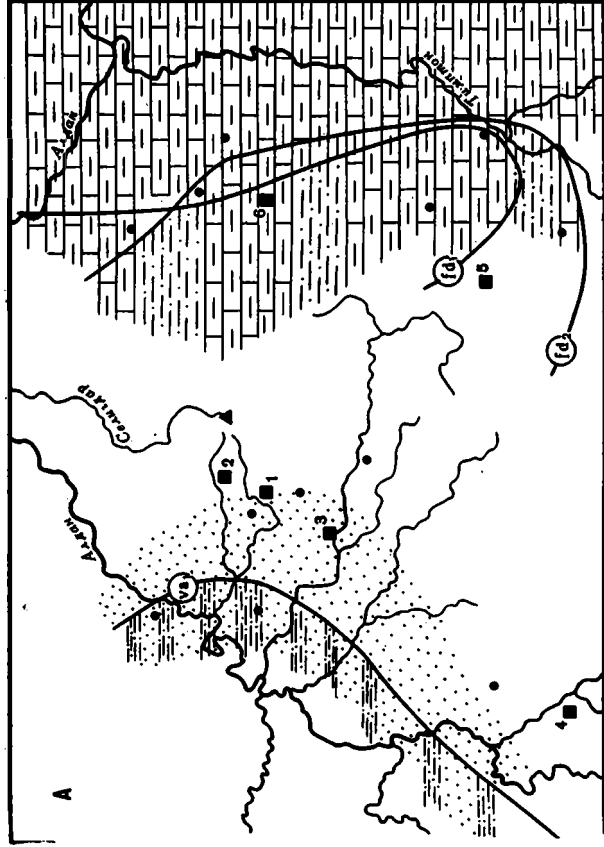
По минеральному составу на месторождении Селигдар выделяются пять главных видов апатитовых руд: 1) существенно доломитовые, наиболее распространенные; 2) мартит-флогопит-доломитовые; 3) их окварцованные разновидности, обычно тяготеющие к зонам катаклаза и дробления; 4) карбонатно-кварц-хлоритовые, связанные с секущими метасоматическими жилами и разрывами; 5) песчано-брекчиевые. К сожалению, проследить распространение каждого типа руд не удастся из-за их невыдержанности по мощности. Установлено только, что руды 3 и 4 типов в целом тяготеют к периферии месторождения, руды 2 типа более распространены в глубоких частях его структуры, а песчано-брекчиевые руды, наоборот, характерны для наиболее верхней части месторождения. Среднее содержание P_2O_5 в руде около 6%.

Доломитовые апатитовые руды в среднем состоят (в %) из доломита (60-70), апатита (10-20), мартита и флогопита (5-10),

Схема реконструкции первичной литологии для различных частей верхнеалданской и федоровской свит архея

А - нижняя часть верхнеалданской свиты, нижняя и средняя части федоровской свиты; *Б* - верхние части верхнеалданской и федоровской свит

1 - мергели; 2 - мергелисто-песчано-глинистые породы; 3 - терригенно-глинистые породы; 4 - глинисто-терригенные породы; 5 - терригенные породы; 6 - эффузивно-терригенные породы; 7 - литологические границы для различных моментов верхнеалданского (*а*) и федоровского (*б*) времени; 8 - главные разрезы верхнеалданской и федоровской свит; 9 - месторождение Селигдар (*а*) и проявления (*б*) апатита: 1 - Неринджа, 2 - Нимгеркан, 3 - Осенний лист, 4 - Саап-Кюэль, 5 - Канку, 6 - Каталах



кварца (5–10), циркона (до 1). Текстура руд массивная, полосчатая; структура порфирообластовая, гранобластовая. Мартит–флогопитовые разности руд от описанных выше отличаются большим (в среднем 15–20%) содержанием мартита и флогопита за счет сокращения количества доломита. В окварцованных разностях руд среднее содержание кварца 20–30%. Текстура их вкрапленная, прожилковая; структура гетеробластовая, брекчиевая. Следует отметить, что циркон и апатит обычно приурочены к зонам окварцевания. Песчано–брекчиевые руды наиболее богатые. Содержание апатита в них обычно превышает 20%, местами достигая 50% и более. Эти руды представлены обломочными породами рудной толщи и образованиями рифейской коры выветривания.

Апатитовые руды других проявлений гидротермально–метасоматического типа представлены главным образом кварцевыми мартит–флогопит–доломитовыми породами и их окварцованными разностями. Подчиненное значение имеют баритсодержащие кварц–apatитовые руды (проявление Нимгеркан).

Сравнение химического состава метаморфогенных апатитов различных типов (см. таблицу), спектры редких земель в них, данные изотопного анализа серы [7], углерода и кислорода [21] свидетельствуют об осадочно–метаморфической природе источника фосфора для обоих типов. Таким образом, гидротермально–метасоматические апатитовые породы возникают в результате перекристаллизации и регенерации апатитов осадочно–метаморфического происхождения.

Общность источника для различного рода метаморфогенных образований характерна не только для апатита. Ранее она была доказана для метаморфогенных проявлений аналогичных типов железа и флогопита [20, 14], жильные разности которых совместно с апатитом принадлежат к одной и той же формации рудоносных Ca–Mg метасоматитов, возраст которой на Алдане около 2 млрд. лет. Все метаморфогенные месторождения фосфора, флогопита и железа сконцентрированы в полузамкнутой полосе выходов верхнеалданской и федоровской свит, причем проявления гидротермально–метасоматического типа этих руд сосредоточены в основном в пределах зоны Удокано–Томмотского разлома, наложенного на Центральнo–Алданский купол. В этой зоне значительно распространены поля гранитизации и приразломных метасоматитов.

Работы, проведенные в последнее время различными геологами [12, 18, 17] по реконструкции первоначального состава пород, соответствующих метаморфическим образованиям иенгурской серии, позволили восстановить палеофациальную обстановку осадконакопления (см. фигуру, А, В). Оказалось, что все проявления апатитов приурочены к терригенно–карбонатным фациям. Известно, что аналогичная закономерность характерна как для древних метаморфогенных проявлений апатитов Прибайкалья, так и для более молодых фанерозойских фосфоритоносных формаций [2, 25].

Решение проблемы источника метаморфогенной апатитовой минерализации на Алдане имеет первостепенное значение потому, что

она сопряжена с проблемой генезиса этого оруденения, еще не решенной. Относительно происхождения апатитового оруденения на Центральном Алдане существуют различные мнения. Большинство исследователей полагают, что оно имеет гидротермально-метасоматическое происхождение и сформировалось в результате воздействия фосфорсодержащих растворов на мраморы, кристаллические сланцы и гранитизированные породы. При этом главные расхождения между разными точками зрения этого направления выражаются в различном подходе к вопросу об источнике фосфора. Точка зрения большинства исследователей отражена в сборнике "Фосфаты Якутии" [8, 27]. Они признают ювенильный источник фосфора. Авторы же настоящей статьи полагают, что он извлекается из осадочно-метаморфических толщ растворами смешанного (ювенильно-инфильтрационного) происхождения. Существует также мнение, что руды Селигдарского месторождения являются карбонатитами [21]. Не имея возможности в рамках данной работы подробно рассматривать различные гипотезы происхождения апатитового оруденения селигдарского типа, мы лишь отметим, что проведенные исследования не подтверждают карбонатитовую гипотезу.

Изучение парагенетических ассоциаций минералов апатитоносных метасоматитов приразломного (селигдарского) типа, взаимосвязь их с пластовыми апатитовыми метасоматитами амфиболитовой фации, данные абсолютного возраста и изотопного анализа метасоматитов свидетельствуют о генетической связи их с процессами ультраметаморфизма, региональной гранитизации и Ca-Mg метасоматизма на Алдане.

Вопросы генезиса рудоносных Ca-Mg метасоматитов докембрия Алдана обстоятельно рассмотрены в работе Д.А. Михайлова [14]. Хотя она посвящена главным образом флогопитоносным диопсидовым метасоматитам, в ней отмечается приуроченность к ним апатитовых и железорудных проявлений и сделан правильный вывод о формировании их в процессе Ca-Mg метасоматоза, приходящегося на заключительные стадии ультраметаморфизма и региональной гранитизации. Существенную роль при этом, как показал Д.А. Михайлов, играли масштаб метасоматического процесса и состав вмещающих пород, богатых глиноземом и магнием.

Исследования показывают, что образование апатитовых руд селигдарского типа происходило в основном путем экстрагирования фосфора из вмещающих метаморфических пород. Это предположение подтверждается многочисленными фактами регенерации апатита низкотемпературными гидротермальными растворами в процессе тектонических подвижек и отсутствием связи апатитовых проявлений с каким-либо магматическим комплексом. Приразломный метасоматизм, по-видимому, имел смешанный (ювенильно-инфильтрационный) характер, а не являлся чисто инфильтрационным, о чем свидетельствуют связь его с гранитизацией и широкое участие в нем окварцевания и калишпатизации, независимо от того, по каким породам формировались метасоматиты. В этом процессе имел место привнос значи-

тельного количества кремния и калия, поступивших, по-видимому, в основном с глубины. Остальные элементы, включая фосфор и редкие земли, заимствовались из вмещающих пород.

Возможность и вероятность кристаллизации фторапатита из сравнительно низкотемпературных метаморфогенных растворов была доказана экспериментами В.М. Валяшко и др. [4] по равновесию апатитов с водными растворами, показавшими, что способность гидротермальных растворов к переносу, перекристаллизации и извлечению апатита из вмещающих пород возрастает при понижении температуры и (что особенно важно) кристаллизация фторапатита из низкотемпературных растворов осуществляется при весьма незначительной концентрации в них фосфора. При высокой температуре минимально необходимая концентрация фосфора возрастает во много раз. Поэтому вывод Д.А. Михайлова о малой подвижности фосфора справедлив лишь для высокотемпературного Ca-Mg метасоматоза амфиболитовой ступени метаморфизма. При более низкотемпературных условиях (эпидот-амфиболит-зеленосланцевая ступень) во фтористо-углекисло-щелочной среде фосфор, по-видимому, может быть достаточно подвижным.

Следовательно, в природных условиях при наличии в породах разломов и дренирующей сети мелкой трещиноватости вполне реально образование гидротермально-инфильтрационных месторождений за счет перекристаллизации рассеянного апатита из метаморфических пород на заключительных, относительно низкотемпературных стадиях процесса ультраметаморфизма и гранитизации. Среднее содержание P_2O_5 в породах иенгрской серии архея 0,18%, в палингенных гранитах периода гранитизации — только 0,05% [27]. Поэтому при гранитизации относительно небольшого блока метаморфических пород (размером порядка $5 \times 5 \times 1$ км) должно высвободиться количество P_2O_5 , равное запасам крупного месторождения. Однако для формирования апатитовых месторождений гидротермально-метасоматического типа, помимо присутствия в регионе пород апатитоносной формации, разрывных нарушений и трещиноватости, необходимы также благоприятные литологические условия (наличие гранитизированных кристаллических сланцев, карбонатных пород и брекчированных гранитоидов, являющихся хорошими осадителями фосфора). Важное значение имеют состав растворов и режим щелочности-кислотности в них. Перенос фосфора, по-видимому, осуществлялся щелочными растворами, богатыми фтором и углекислотой в виде сложных комплексов типа $K_{3-n}(PO_4)_nF$ [13] или $F(HPO_4)^+$ и $F(HPO_4)_2^-$ [6].

Накопленный в настоящее время материал по апатитоносности докембрийских осадочно-метаморфических формаций свидетельствует о широком развитии уже в раннем докембрии морского фосфатонакопления, теснейшим образом связанного с карбонатонакоплением, и указывает, с одной стороны, на большие перспективы докембрийских осадочно-метаморфических образований в отношении выявления в них новых месторождений фосфатных руд собственно метаморфи-

ческого (слюдянского) типа, с другой стороны, на заключенный в них огромный источник фосфора для формирования месторождений другого типа метаморфогенных апатитоносных формаций – гидротермально-метасоматического, аналогичного селигдарскому.

Проведенное сравнение метаморфогенной апатитовой минерализации докембрия Восточной Сибири показало, что в различных районах она обнаруживает определенные черты сходства в составе, литолого-формационной приуроченности, генетических типах, источнике фосфатного вещества, путях и способах ее формирования. Она возникла за счет первичного фосфатного вещества карбонатно-терригенных осадочных толщ, последующего его перераспределения в процессе метаморфизма, ультраметаморфизма, гранитизации и Ca-Mg метасоматизма с образованием проявлений жильного гидротермально-метасоматического типа.

Есть основания предполагать, что возможно выявление апатитов подобного типа в других регионах на древних щитах и в геосинклинальных областях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алтухов Е.Н., Смирнов А.Д. Главнейшие структуры рифеид юга Сибири. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, 41, № 1.
2. Арсеньев А.А. Апатитовые месторождения и рудопроявления Восточной Сибири. – В кн.: Апатиты. М.: Наука, 1968.
3. Билибина Т.В., Дашкова А.Д., Донаков В.И. и др. Геологические формации и металлогения Алданского щита. – Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1976, 276.
4. Валяшко В.М., Когарко Л.Н., Ходаковский И.Л. Равновесия F , Cl , OH^- апатитов с водными растворами при различных температурах. – Геохимия, 1968, № 1.
5. Васильева В.В. Минералогические особенности и химический состав апатитов. – В кн.: Апатиты. М.: Наука, 1968.
6. Везер Ван Джон. Фосфор и его соединения. М.: Изд-во иностр. лит., 1962.
7. Виноградов В.И., Егин В.И. Значение литологического контроля апатитоносности архейских образований Алданского щита. – Литол. и полезн. ископ., 1974, № 5.
8. Егин В.И., Кичигин Л.Н., Крук Н.И. Апатитовое оруденение Центрального Алдана. – В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск: Якутск. кн. изд-во, 1975.
9. Елизарьев Ю.З. Главные черты геологии раннего докембрия Прибайкалья и Восточного Саяна. – В кн.: Геология докембрия. М.: Недра, 1964.
10. Корсаков Л.П. Первые находки апатитоносных пород в раннем докембрии Восточного Становика. – В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их литология. Л., 1973.
11. Кулиш Е.А. Особенности осадконакопления высокоглиноземистых пород иенгурской серии алданского архея. – ДАН СССР, 1968, 179, № 3.
12. Кулиш Е.А. Литология высокоглиноземистых метаморфических пород нижнего архея Алданского щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1972.

13. Маракушев А.А. О генезисе апатитовых месторождений в докембрийских толщах магнезиальных мраморов. - В кн.: Апатиты. М.: Наука, 1968.
14. Михайлов Д.А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. Л.: Наука, 1973.
15. Налетов П.И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. М.: Геолтехиздат, 1961.
16. Парфенов В.Д., Юдин Н.И. К вопросу об апатитоносности докембрия Центрального Алдана. - ДАН СССР, 1976, 229, № 5.
17. Реутов Л.М. Стратиграфия и структура архея Центральной части Алданского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. науч. Владивосток, 1974.
18. Петрова З.И., Пожарицкая Л.К., Рейзман Б.М. и др. Метаморфический комплекс алданских месторождений флогопита. Новосибирск: Наука, 1975.
19. Сахаров М.С. Проблема комплексов метаморфических фосфатов в Сибири. - В кн.: Вопросы геологии агрономических руд. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
20. Сердюченко Д.П., Глебов А.В., Коленская М.И. и др. Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
21. Смирнов Ф.Л. Новый генетический тип промышленных месторождений апатита. - ДАН СССР, 1976, 230, № 3.
22. Фрумкин И.М., Нужнов С.В. Основные проблемы геологии архея Алданского щита. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск: Якутск. кн. изд-во, 1968, вып. 18.
23. Шафеев А.А. Стратиграфия и метаморфизм докембрия Юго-Западного Прибайкалья. - ДАН СССР, 1964, 158, № 3.
24. Юдин Н.И., Арсеньев А.А. Фосфатоносность древних толщ юга Восточной Сибири. М.: Наука, 1970.
25. Юдин Н.И., Арсеньев А.А., Горбунова Л.И. Фосфоритоносные формации. - В кн.: Генетические типы осадочных рудоносных и угленосных формаций. М.: Наука, 1974.
26. Юдин Н.И., Егорова О.П. Юго-Западное Прибайкалье. - В кн.: Фосфоритоносные формации юга Сибири. Красноярск: Кн. изд-во, 1972.
27. Энтин А.Р., Смирнов Ф.П., Угрюмов А.Н., Бурнайкин А.Н. Апатитоносные геологические комплексы Алданского щита. - В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск: Якутск. кн. изд-во, 1975.

Б. А. ПОТАШНИК, В. Я. ШАБАШЕВ

ТИПИЗАЦИЯ АПАТИТОВЫХ РУД СЕЛИГДАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЕЕ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Селигдарское апатитовое месторождение, находящееся в настоящее время в стадии предварительной разведки, расположено в центральной части Алданского шита, в 30 км к юго-западу от г. Алдана. Оно приурочено к Нимгеркано-Тимптонскому блоку Алданского шита, а в его пределах – к Дес-Дьялконяхской синклинали, сложенной породами федоровской свиты, и находится вблизи западной границы Якутского грабена, на участке пересечения Томмотской и Юхтинской зон глубинных разломов.

В плане месторождение имеет форму неправильного, вытянутого в северо-западном направлении овала, площадь которого около 2,5 км². Северный фланг месторождения выходит на поверхность, западный и юго-восточный – перекрыты чехлом венд-нижнекембрийских отложений и пластами мезозойскими интрузиями сиенит-порфиров. В разрезе Селигдарское месторождение напоминает грабенообразное тело, наклоненное к северо-востоку под углами 45–65°.

В строении месторождения принимают участие мелко-среднезернистые мраморовидные апатитоносные известковисто-доломитовые породы, среди которых встречаются маломощные линзы- и пластообразные прослои кварцевых песчаников, алевролитов, пелитоморфных доломитов и мергелей. Вмещающие породы представлены кристаллическими сланцами и гнейсами федоровской (?) свиты. Широкое развитие тектонических нарушений значительно усложняет структуру месторождения, придавая ей блоковый характер. С тектонически ослабленными зонами связаны многочисленные дайки пород щелочного и среднего состава и интенсивные вторичные изменения апатитовых руд, проявляющиеся обычно в их окварцевании и калишпатизации.

Апатитовое оруденение более или менее равномерно распределено в пределах всей толщи терригенно-карбонатных пород, составляющих месторождение. Характер распределения апатита – вкрапленный. Повышенные концентрации его нередко приурочены к приконтактовым зонам месторождения, где апатит образует иногда крупные скопления.

Минеральный состав апатитовых руд Селигдарского месторождения сложен и разнообразен. Существенную роль в селигдарских ру-

Типы и разновидности апатитовых руд Селенгдарского месторождения

Геологические				Геолого-технологические		
типы		разновидности		типы	разновидности	
название	степень распространенности, %	название	степень распространенности, %		название	степень распространенности, %
Смешанного состава, дезинтегрированный	0,2					
Мартит-кварц-карбонатный		Доломитовая	61,0	Мартит-кварц-карбонатный	Доломитовая	63,0
		Кальцитовая	8,0		Кальцитовая	10,5
		Кварц-кальцитовая	1,5			
		Мартит-кальцитовая	1,0			
		Кварц-доломитовая	9,0		Мартит-кварц-доломитовая	26,5
		Мартит-доломитовая	10,5			
		Мартит-кварц-доломитовая	3,0			
		Карбонатно-кварцевая (песчаниковая)	2,0			
		Разного состава (дезинтегрированная)	1,5			
Гематит-карбонатно-кварцевый	0,5	-	-			

Апатитовая руда среднего состава

дах, помимо апатита, играют карбонаты (доломит и кальцит), кварц, мартит, гематит, присутствие которого обуславливает специфическую сургучную окраску апатитоносных пород, флогопит и в меньшей степени гидроокислы железа, хлорит, серпентин, тальк, сульфиды железа и гипс. Для апатитовых руд месторождения характерно значительное разнообразие текстурно-структурных особенностей. Основная масса рудного тела сложена рудами с массивной, брекчиевидной, полосчатой, пятнистой и кавернозной текстурой. Структура их разномзернистая, в основном среднезернистая, реже разномзернистая обломочная (гравелито-песчанистая). Содержание и характер распределения в апатитовых рудах всех перечисленных выше минералов чрезвычайно изменчивы и неравномерны как по глубине, так и по площади месторождения.

На первом этапе типизации, при подходе к выделению геологи-

Химический состав, вес. %						Минеральный состав, %					
P ₂ O ₅	CaO	MgO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	CO ₂	апатит	доло- мит	каль- цит	кварц	мартит	
6,2	32,6	16,7	4,3	2,0	38,6	14,3	76,3	4,5	4,3	2,0	
4,7	46,6	1,6	12,8	2,7	33,4	11,2	5,9	69,5	12,8	2,7	
6,5	28,3	12,7	16,2	4,1	28,6	15,3	58,0	2,2	16,2	4,1	
6,3	33,1	12,0	11,8	3,2	32,2	14,6	55,0	16,0	11,8	3,2	

ческих (природных) типов и разновидностей, был применен статистический математический анализ распределения основных химических компонентов (CaO кальцитовое, SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO, P_2O_5), определяющих каждую конкретную разновидность. Этот анализ показал наличие достаточно четко выраженных двухвершинных кривых, что связано, очевидно, с присутствием различных генетических групп пород или минералов. Наиболее характерные точки перегибов полученных кривых соответствуют "пороговым" значениям CaO кальцитового (25%), MgO (7%), SiO_2 (14%), Fe_2O_3 (4%), т.е. их минимальным содержаниям, определяющим кальцитовую, доломитовую, кварцевую и мартитовую разновидности.

Полученные пороговые значения, естественно, весьма условны. Они имеют значение лишь для подразделения апатитовых руд месторождения на разновидности, каждая из которых характеризуется

вполне определенными средними значениями соответствующего химического компонента (в %):

Кальцитовая разновидность		Кварцевая разновидность	
CaO кальцитовое	35-40	SiO ₂	15-18
MgO	1,5-2	Мартитовая разновидность	
Доломитовая разновидность		Fe ₂ O ₃	6-7
CaO кальцитовое	3-5		
MgO	14-16		

Весьма четкий двухвершинный характер распределения имеет также P₂O₅, что связано с наличием, с одной стороны, апатитовых руд, слагающих основную массу рудного тела и, с другой – апатитосодержащих образований дайкового и вмещающего комплексов, а также небольшой части бедных апатитовых руд. Четко выраженная точка перегиба между ними позволяет обосновать бортовое содержание P₂O₅ в апатитовых рудах Селигдарского месторождения в пределах 2,5–3%.

В настоящее время по минеральному составу, структурным особенностям и условиям залегания на Селигдарском месторождении выделяются три геологических типа апатитовых руд (см. таблицу).

1. Апатитовые руды мартит-кварц-карбонатного состава, слагающие основную часть рудного тела.

2. Апатитовые руды смешанного состава, дезинтегрированные, представляющие собой современную кору выветривания рудного тела.

3. Апатитовые руды гематит-карбонатно-кварцевое состава, характеризующие древнюю, переотложенную кору выветривания.

Последние два геологических типа из-за весьма незначительного распространения на месторождении самостоятельного практического значения, видимо, иметь не будут.

В пределах основного – мартит-кварц-карбонатного типа апатитовых руд выделяются (на основе пороговых значений химических и минеральных компонентов) семь геологических разновидностей (см. таблицу): 1) доломитовая, 2) кварц-доломитовая, 3) мартит-доломитовая, 4) мартит-кварц-доломитовая, 5) кальцитовая, 6) кварц-кальцитовая, 7) мартит-кальцитовая. Кроме того, по текстурно-структурным особенностям выделяются еще две разновидности: 8) карбонатно-кварцевая (песчаниковая), 9) апатитовая руда разного состава, выщелоченная (карст, линейные коры, выветривания).

Выделение большого числа геологических (природных) разновидностей апатитовых руд, многие из которых на месторождении распространены незначительно, обоснованно лишь для начального этапа типизации, для решения ряда частных технологических, а также геологических задач, в первую очередь для выяснения структуры месторождения и его генезиса.

Большинство выделенных геологических разновидностей апатитовых руд в рудном теле локализуется в виде линз и горизонтов, обрисуемых пологую синклиналию складку. Особенно важное значение для расшифровки структуры месторождения имеют горизонты песчаников как несомненно осадочных стратифицированных образова-

ний. Выявленная структура рудного тела – реликтовая и, видимо, отражает "первичное", дорудное строение Селигдарского месторождения, сложенного терригенно-карбонатными отложениями (доломитами, известняками, песчаниками, алевролитами, мергелями).

Предварительная типизация апатитовых руд Селигдарского месторождения (выделение геологических разновидностей) позволила решить ряд геологических вопросов и обосновать места отбора и назначение частных лабораторных технологических проб.

В последующую стадию типизации, в соответствии с данными геолого-технологического изучения геологических разновидностей, проведено укрупнение последних в геолого-технологические типы апатитовых руд. В настоящее время для апатитовых руд Селигдарского месторождения выделяются один геолого-технологический тип (мартит-кварц-карбонатный) и три геолого-технологические разновидности: 1) доломитовая, 2) кальцитовая, 3) мартит-кварц-доломитовая.

В таблице приведены степени распространенности выделенных геолого-технологических разновидностей в рудном теле, их средний химический и минеральный состав. Кроме того, рассчитан средний химический и минеральный состав апатитовой руды среднего состава (в целом по месторождению).

Полученные новые данные о типизации и геометризации апатитовых руд позволяют приблизиться к решению вопроса генезиса Селигдарского месторождения, который до настоящего времени остается дискуссионным. Большинство исследователей относят его к первично-осадочным образованиям архейского или нижнепротерозойского возраста, рассматривая генезис апатитового оруденения как гидротермально-метасоматический, а формирование месторождения связывая с образованием грабен-синклинали [2]. Некоторые исследователи включают данное месторождение в группу карбонатитовых [3], связывая его формирование с палингенезом карбонатных пород федоровской свиты. А.Р.Энтин предполагает, что Селигдарское месторождение является трубкой взрыва.

Наличие кварцевых песчаников и алевролитов, обособляющихся в ряде своеобразных маркирующих горизонтов среди апатитоносных доломитов Селигдарского месторождения, не находит достаточно обоснованного объяснения у сторонников карбонатитовой гипотезы и служит, по нашему мнению, наиболее веским аргументом в пользу первично-осадочного происхождения пород, слагающих месторождение.

Присутствие практически неметаморфизованных кварцевых песчаников, алевролитов, а также полосчатых пелитоморфных красноцветных доломитов служит также своеобразным стратиграфическим критерием более молодого, чем архейский, возраста доломитов Селигдара. В то же время апатитоносные породы месторождения перекрываются осадочными толщами юдома и содержатся в виде обломков в его базальном слое, что позволяет четко определить их верхнюю возрастную границу как докембрийскую.

Сопоставление разрезов протерозойских отложений Алданского шита и Селигдара позволяет обнаружить наибольшее сходство колонки

последнего с колонкой верхнепротерозойских отложений Учуро-Майского прогиба. Различия их проявляются лишь в необычно большой мощности карбонатной толщи Селигдара, не известной в других разрезах протерозоя на шите. Эта особенность может быть объяснена двойным циклом карбонатакопления, связанного с образованием протерозойской грабен-синклинали, в пределах которой и локализовано Селигдарское месторождение. В целом схема формирования его нам представляется в следующем виде.

Часть карбонатных пород, слагающих месторождение и образующихся хемогенным путем, отлагалась в условиях морского бассейна и была опущена вместе с блоком пород в момент возникновения грабена. Продолжение процесса карбонатакопления обусловило дальнейшее осаждение доломитов в грабене, происходившее частично хемогенным путем, частично путем размыва карбонатных пород в пределах приподнятых блоков. В верхних частях разреза отлагались кварцевые песчаники, образование которых связано, видимо, с размывом вмещающих гнейсов и гранитов. В результате тектоно-магматической активизации региона возникали тектонически ослабленные зоны, контролирующие размещение даек микродиоритов и диабазов и служившие путями миграции гидротермальных растворов, обогащенных летучими компонентами (P, F).

Развитие в пределах месторождения отложений перебитой, обогащенной апатитом коры выветривания указывает на то, что после этапа рудообразования морские условия в районе Селигдарского грабена сменились континентальными. Однако новые тектонические подвижки, происходившие в конце протерозоя, вновь вызвали блоковые опускания отдельных участков региона и образование на месте их морского бассейна, в котором вновь отлагались доломиты и песчаники.

Недостаточно ясен источник фосфора. Часть его, видимо, присутствовала в рудовмещающих породах, о чем свидетельствуют отмеченные в процессе работ по типизации находки фосфатного вещества в кварцевых песчаниках Селигдара. Однако основная масса апатита, по нашему мнению, образовалась гидротермально-метасоматическим путем.

Предлагаемая схема формирования Селигдарского месторождения хорошо объясняет большинство особенностей его внутреннего строения, однако ее нельзя пока признать универсальной вследствие слабой изученности месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Егин В.И., Кичигин Л.Н., Крук Н.И. Апатитовое оруденение Центрального Алдана. - В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск: Якутск. кн. изд-во, 1975.
2. Парфенов В.Л., Юдин Н.И. К вопросу апатитоносности докембрия Центрального Алдана - ДАН СССР, 1976, 229, № 5.
3. Смирнов Ф.Л., Новгородов П.Г. Новые данные по условиям формирования Селигдарского месторождения. - В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск: Якутск. кн. изд-во, 1975.

*Е. К. ГЕРАСИМОВ, Л. Г. ГИЛИНСКАЯ, В. Ф. КОЗЛОВ, Н. Т. МАНДРИКОВА,
Р. Г. МАТУХИН, Г. Н. ПЕРОЗИО, М. В. СУХОВЕРХОВА*

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА АПАТИТ-КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩИ СЕЛИГДАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

По вопросу происхождения Селигдарского месторождения высказываются три точки зрения в рамках осадочно-метаморфической, гидротермально-метасоматической и карбонатитовой гипотез. Выяснение генезиса Селигдарского месторождения апатита имеет как теоретическое, так и практическое значение и определяется прежде всего необходимостью научного прогнозирования для обоснования направления поисковых работ на территории Алданского шита.

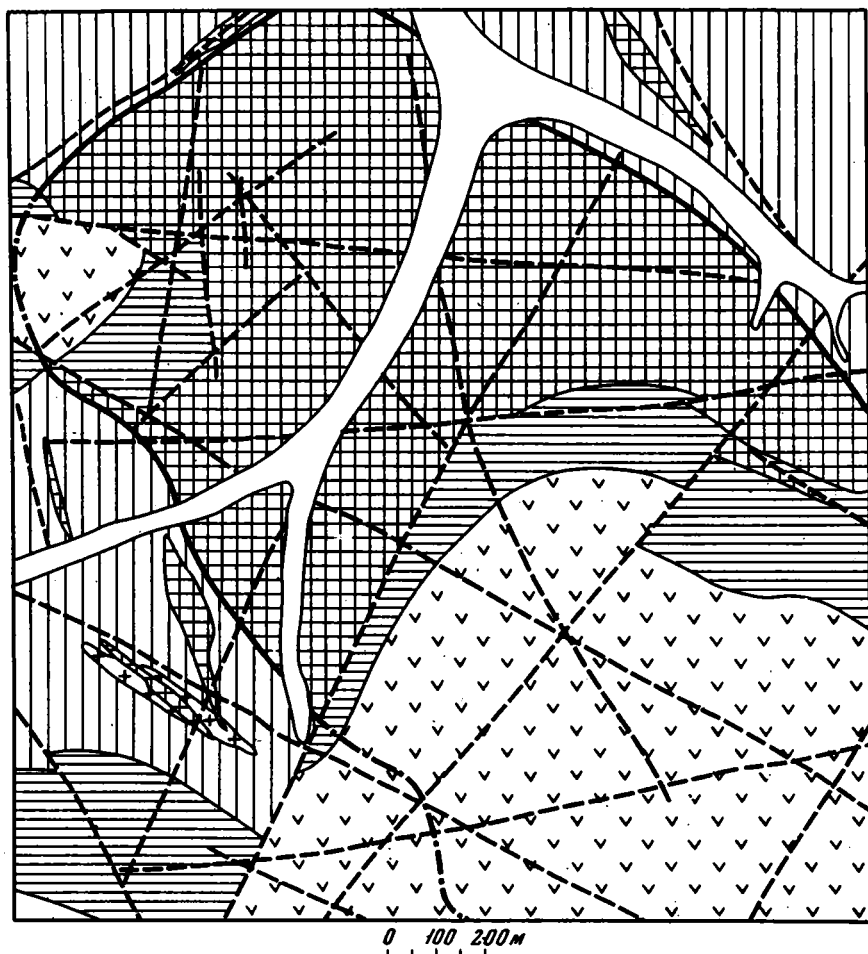
Селигдарское месторождение расположено в верховьях р. Селигдар, в 25 км юго-западнее г. Алдана. Рудное тело локализуется в грабене, выполненном протерозойскими образованиями, среди которых различаются апатитоносные карбонатные и карбонатно-терригенные породы, а также продукты протерозойской коры выветривания (фиг. 1). По долгоживущим разломам¹ протерозойские образования контактируют с верхней подсвитой верхнеалданской свиты иенгурской серии архея. Слагающие ее породы метаморфизованы в условиях алданской субфации гранулитовой фации. В основном это биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-кордиеритовые, гранат-силлиманит-кордиеритовые и другие кристаллические сланцы, а также гнейсы с прослоями и линзами диопсидовых пород.

В разрезе протерозойских образований выделяются три апатитоносные толщи: нижняя — апатит-карбонатная, средняя — продукты коры выветривания железисто-кварц-apatитового состава, верхняя — апатитсодержащая карбонатно-терригенная (фиг. 2).

Апатит-карбонатная толща установлена в грабене повсеместно и содержит основные запасы апатита. Она сложена мраморизованными доломитами, реже известняками и в подчиненном количестве — маломощными (2–3 м) горизонтами терригенных пород. В некоторых разрезах наблюдаются сульфатно-карбонатные отложения в виде линзоподобных горизонтов мощностью от 1 до 10 м, представленные гипсом, ангидритом и доломитом.

Отмечаются некоторые закономерности пространственного распределения отдельных разновидностей пород на площади Селигдарского

¹ Есть основания полагать, что эти разломы были заложены в архее. Активизация их проходила неоднократно в докембрии и фанерозое.



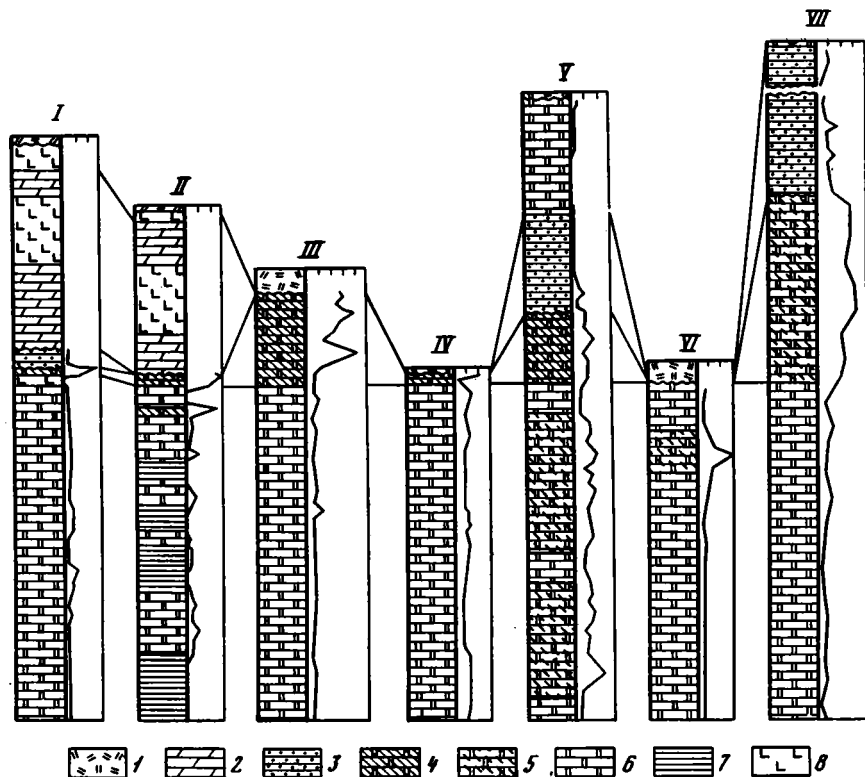
Фиг. 1. Схема Селигдарского месторождения

1 - четвертичные отложения; 2 - юдомская свита нижнего кембрия: доломиты, песчанистые доломиты, песчаники, конгломераты; 3 - федоровская свита нижнего архея: двупироксеновые, гиперстен-биотитовые, амфиболовые, диопсидовые кристаллические сланцы и гнейсы, кальцифиры; 4 - апатит-карбонатные, апатит-кварц-карбонатные, апатит-магнетитовые и другие апатитоносные породы рудного тела; 5 - сиенит-порфиры пластовых интрузий; 6 - гранитоиды; 7 - разломы; 8 - контуры рудного тела: а - прослеженные, б - предполагаемые

месторождения. Центральная часть рудного тела сложена преимущественно апатит-карбонатными породами, которые довольно четко по периферии окаймляются апатит-кварц-карбонатными образованиями. Такое распределение отдельных разновидностей пород обусловлено особенностями структурно-тектонического строения месторождения — широким развитием зон разломов, в том числе и ограничивающих Селигдарский грабен. По зонам разломов проходило гидротермально-метасоматическое преобразование пород, выразившееся в значительном окварцевании апатит-карбонатных образований. Эти же зоны были подвержены наиболее интенсивному гипергенному преобразованию, приводившему к некоторому растворению и выносу карбонатной составляющей и обогащению продуктов выветривания аутигенным кварцем. Все это обусловило преимущественное развитие апатит-кварц-карбонатных пород на периферии Селигдарского грабена. Апатит-мартит-карбонатные породы приурочены к линейной зоне северо-западного простирания.

Текстура апатит-карбонатных пород в основном массивная и брекчиевая. В зонах гидротермально-метасоматической проработки в результате растворения карбонатного материала и переотложения его в тонкозернистой форме породы приобретают коломорфную структуру. Иногда с криптокристаллическими и брекчиевыми образованиями ассоциируют породы полосчатого строения. Мы допускаем возможность их двойного происхождения. В тектонически напряженных зонах их присутствие объясняется значительным влиянием динамометаморфизма. В таких породах полосчатость определяется расположением зерен апатита разной размерности и хорошей кристаллографической формы. Призматические кристаллы апатита имеют четко ориентированное направление, обуславливая особенности текстуры. В то же время полосчатость в апатит-карбонатных породах связана с линейным расположением зерен апатита неправильной формы, образующих слои, микролинзочки в карбонатной породе. Такого рода полосчатость, возможно, отражает первично-осадочное происхождение фосфатсодержащих карбонатных пород, в которых фосфориты находились в виде мелких прослоев и линз. Подобные текстуры широко распространены в фосфоритоносных бассейнах. Локализуясь в сложных структурно-тектонических условиях, апатит-карбонатная толща подверглась многократным процессам метаморфизма и метасоматоза, приведшим к мраморизации карбонатных пород, брекчированию, перераспределению апатита и карбонатного материала, а также к интенсивной хлоритизации, окварцеванию и отальковыванию пород по ослабленным зонам.

Апатит-карбонатные породы характеризуются повышенной концентрацией апатита, который равномерно распределен в породе (среднее содержание 3-10%) либо образует повышенные концентрации (до 20-30%). В составе толщи присутствуют также (в %): доломит — от 1-2 до 90-95; кальцит — от 1-2 до 80-95; кварц — 1-10; мартит — от 1-5 до 20. В незначительных количествах установлены флогопит, ангидрит, гипс, хлорит, флюорит и др. По преоблада-



Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов Селигдарского месторождения и кривые содержаний P_2O_5 (в %)

I – скв. 64, II – скв. 82, III – скв. 73, IV – скв. 79, V – скв. 80, VI – скв. 74, VII – скв. 70

1 – четвертичные отложения; 2 – юдомская свита (ϵ_1): доломиты, песчаники; 3 – карбонатно-терригенная апатитоносная толща (PR_{1-2}): доломиты, мергели, алевролиты, песчаники, глыбовые осадочные брекчии; 4–5 – продукты доюдомской коры выветривания (кварц-железисто-apatитовые, кварц-гидрослюдисто-железисто-apatитовые): 4 – площадной, 5 – линейной; 6 – апатит-карбонатная нижняя толща (PR_{1-2}): апатит-карбонатные, апатит-мартит-карбонатные, апатит-кварц-карбонатные, карбонатные породы; 7 – хлоритовые и биотитовые сланцы; 8 – мезозойский магматический комплекс: пластовые интрузии сиенит-порфиров

нию тех или иных минеральных ассоциаций в протерозойской толще выделяются несколько разновидностей пород: апатит-карбонатные, апатит-кварц-карбонатные, апатит-мартит-карбонатные и др. Переходы между отдельными разновидностями постепенные.

Апатит наблюдается в виде зерен неправильной и изометрической формы, а также призматических кристаллов. Зерна, близкие к оваль-

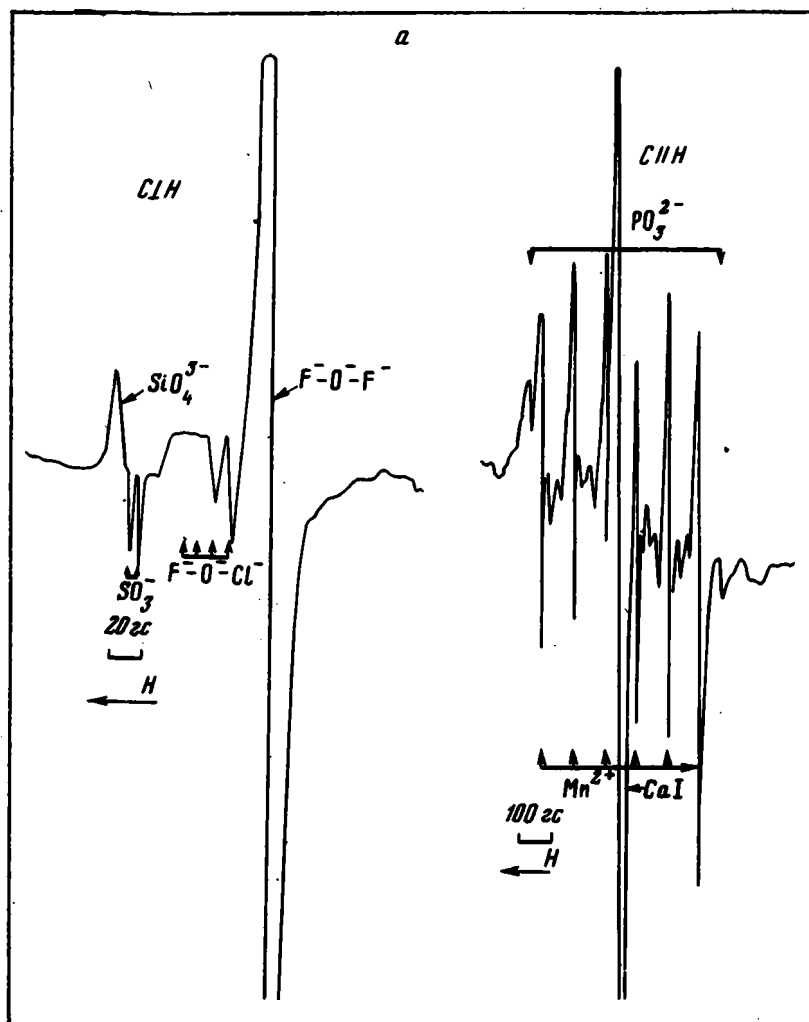
ной и округлой форме, иногда содержат пустоты идеально округлой формы, выполненные карбонатом. Апатит включает тонкую пылевидную вкрапленность рудного вещества (гематит, гидроокислы железа), чем обусловлен сургучный цвет, а также карбонат, кварц, флогопит. Встречаются изредка кристаллы, почти лишенные механической примеси (макроскопически это светло-зеленый апатит). Отмечаются зональные кристаллы апатита, иногда центральная часть их свободна от включений, а периферия заполнена включениями, или наоборот.

На месторождении, видимо, присутствует не менее двух генераций апатита. Апатит I генерации характеризуется зернами неправильной формы, обломками кристаллов. Зерна интенсивно растресканы, по трещинам развиты гематит и гидроокислы железа. Размер зерен 0,08–1,2 мм и более. Апатит II генерации представлен преимущественно кристаллами призматической формы, которые содержат включения карбоната, кварца, флогопита и др. Размер зерен от 0,1–5 мм до 2–3 см и более. Кристаллизация апатита II генерации, возможно, связана с перераспределением фосфора в процессе гидротермально-метасоматического воздействия на апатитоносные карбонатные породы в ослабленных зонах. Выпадение в осадок и кристаллизация апатита сопровождалась захватом зерен карбоната, кварца и др.

Отдельные зерна апатита характеризуются довольно высоким двупреломлением (0,010–0,012), достигающим иногда 0,016–0,018. Это, вероятно, объясняется вхождением в структуру апатита редких земель (Ce, La и, возможно, Sr). Апатит с высоким двупреломлением характеризуется почти белыми, иногда красновато-желтыми цветами интерференции [1].

Вторичные изменения в апатите выразились в замещении его карбонатом. Карбонат развит прежде всего по трещинкам отдельности, порой нацело замещая зерно апатита. Это явление широко распространено на месторождении. В зоне гипергенеза наблюдается замещение апатита вторичным фосфоритом.

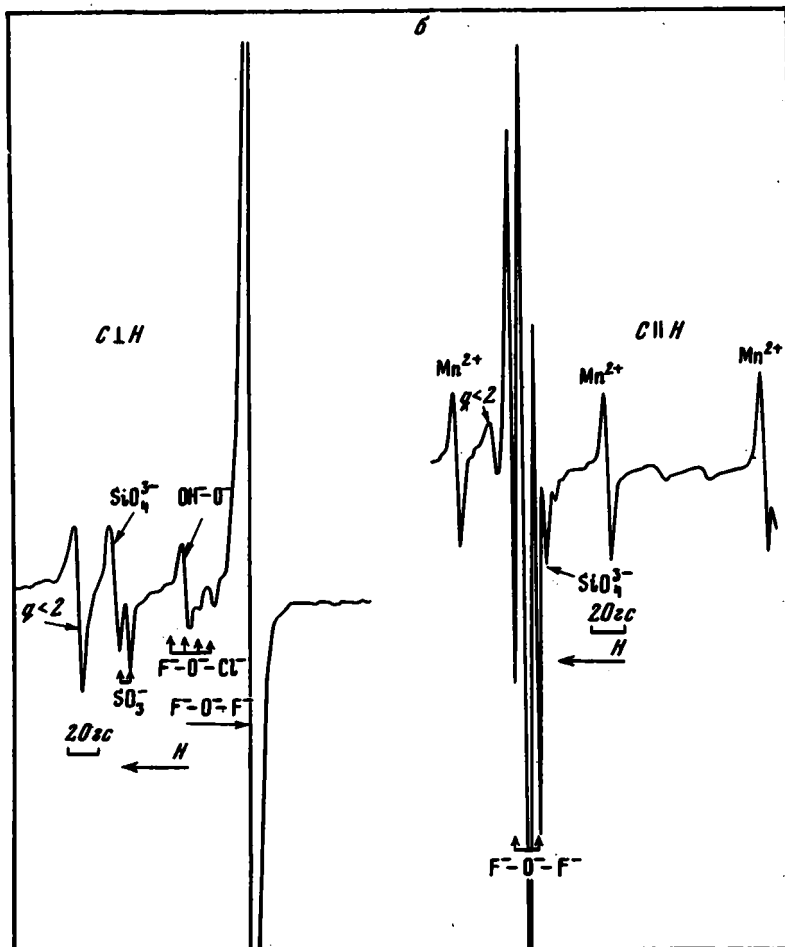
Для выяснения физико-химических особенностей метаморфизованных апатитов селигдарского типа (Селигдарское, Нимгерканское, Неринджинское месторождения) проводилось изучение мономинеральных проб апатита методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). Апатиты селигдарского типа характеризуются значительными концентрациями и многообразием парамагнитных центров (фиг. 3): ионы Mn^{2+} изоморфно замещают катионы $Ca^{2+}I$ и $Ca^{2+}II$; наблюдается вхождение кислорода в цепочку галогена; в PO_4^{3-} - анионной части - при замещении и нарушении образуются ионные радикалы SiO_4^{3-} , SO_3^- , PO_3^{2-} и др. В группе селигдарских апатитов обнаруживаются незначительные колебания концентраций парамагнитных центров (ПЦ). В целом для этой группы апатитов можно отметить повышенную степень дефектности в ряду слабо метаморфизованные - гидротермально-метасоматически преобразованные - гипергенно-измененные. Тип апатита - фтор-гидроксил-apatит с незначитель-



Фиг. 3. Спектры парамагнитных центров апатитов Селигдарского (а), Неринджинского (б) и Леглиерского (в) месторождений

ным количеством хлора. Изучением химического состава апатитов на микроанализаторе М-46 установлены повышенная концентрация F (1,0-3,0%), Ce (0,1%), SO_3 (0,3-1,5%) и низкое содержание SrO (0,1-0,2%). Рентгенографические исследования выявили низкую степень совершенства кристаллической структуры: малые размеры блоков когерентного рассеяния (212-527 Å) и большую величину степени относительных микрискажений (0,001-0,002).

Для получения дополнительных обоснований генетической природы апатита в апатит-карбонатной толще Селигдарского месторождения

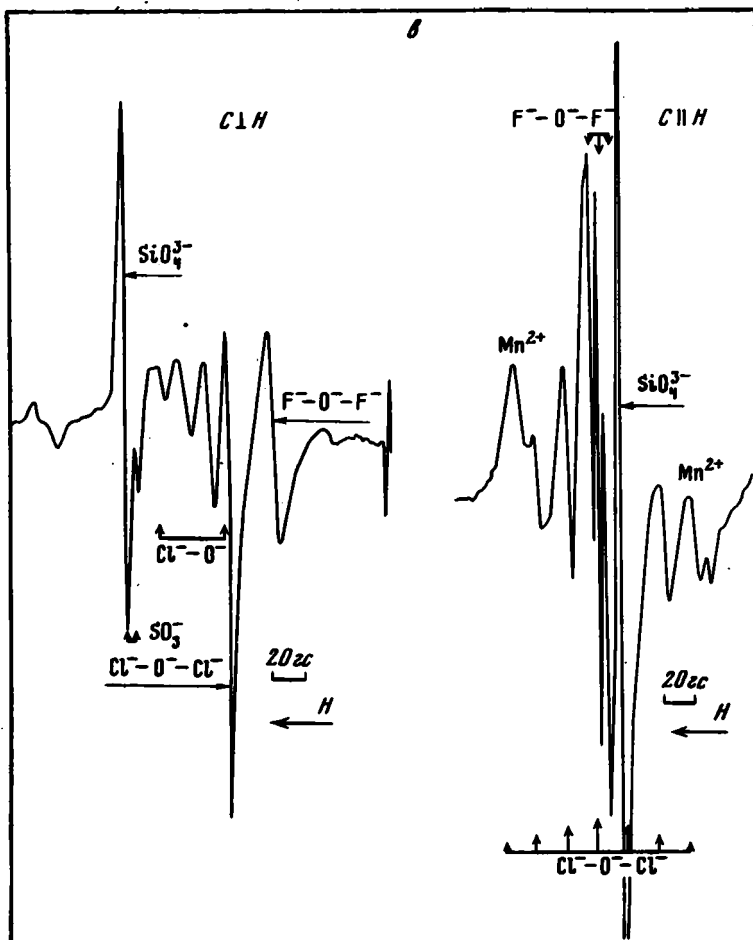


Фиг. 3 (продолжение)

проведено также изучение физико-химических особенностей апатитов ряда месторождений: осадочно-метаморфического (Слюдянского), метаморфического (Каталахского, Леглиерского и др.), карбонатитового (Гули, Одихинча, Ковдор).

Апатиты осадочно-метаморфического (слудянского) типа обнаруживают удивительно близкую картину набора ПЦ, отличаясь лишь несколько повышенной концентрацией последних, что свидетельствует о более высокой степени метаморфизма слудянских апатитов по сравнению с селигдарскими.

Достаточно четко выделяется группа метаморфических апатитов (каталахского типа), в которых появляются новые типы ПЦ (см. фиг. 3, б). Наряду с комплексом $F^-O^-Cl^-$ в них регистрируются



Фиг. 3 (окончание)

хлорсодержащие комплексы кислорода $\text{Cl}^- \text{O}^-$ и $\text{Cl}^- \text{O}^- \text{Cl}^-$, что обусловлено вхождением значительных количеств хлора по оси σ_3 структуры апатита. Еще более контрастно фиксируются отличия физико-химических особенностей в апатитах карбонатитового типа. Методом ЭПР в них регистрируется лишь парамагнитный центр $\text{F}^- \text{O}^- \text{F}^-$ слабой интенсивности. Химическим анализом на микроанализаторе М-46 установлено низкое содержание F (0,6–1,6%), Cl (0,01–0,03%), SO_3 (0,03–0,09%) при относительно высокой концентрации SrO (0,3–0,6%).

Сравнительный анализ набора парамагнитных центров и их концентраций в апатитах селигдарского и слюдянского типов достаточно убедительно свидетельствует об их сходстве, что, в свою очередь, отражает близость физико-химической обстановки минералообразова-

ния. Апатиты карбонатитового типа четко отличаются от описанных выше апатитов как по набору парамагнитных комплексов, так и по их концентрациям и специфике химического состава.

Карбонатные породы апатит-карбонатной толщи характеризуются розовыми, розовато-палевыми, розовато-сиреневыми и реже белыми цветами. Текстура массивная, полосчатая, пятнистая, часто брекчиевая и коллоидная. По структурным особенностям выделяются тонко-, мелко-, крупно- и неравномернокристаллические образования карбонатов. В карбонатных породах широко развиты разнонаправленные стилолиты, которые пересечены зонами метасоматически преобразованных пород. Стилолитовые швы выполнены мартитом или гетитом, местами с ними связано окварцевание. Стилолитизация сопровождается микротрещиноватостью. С последней ассоциируют зональные ромбоэдри доломита, местами они полностью растворены, а в породе сохранились лишь оторочки гематита, аналогичные им по форме и размерам. Стилолитовые швы в карбонатной толще – признаки осадочных пород.

В составе карбонатов отмечены доломит и кальцит. Структура их зернистая или гранобластовая. Размер зерен колеблется от десятых и сотых долей миллиметра до 1 см. Характерно микропоякилитовое строение отдельных зерен.

Крупные зерна доломита содержат мелкие включения кальцита, что и определяет их ситовидную структуру. Доломитовые кристаллы нередко мутноваты и обнаруживают волнистое угасание. Цвет доломита весьма разнообразный: от белого до красного со всеми возможными переходами цветовой гаммы, очень часто встречаются розовато-сиреневые оттенки. Весьма характерно тонкое пропитывание зерен доломита пылевидными частицами рудного минерала (гематита, гетита), чем и обусловлены разные оттенки доломита. Показатели преломления колеблются в следующих пределах: $N_o = 1,683 - 1,704$; $N_e = 1,504 - 1,519$.

Кальцит образует линзовидные горизонты мощностью от нескольких десятков до сотен метров в апатит-карбонатной толще. Они отмечаются с глубины примерно 270 м и ниже.

Стратиформное распределение кальцита в толще свидетельствует, с одной стороны, о сингенетичности этих отложений с доломитами, а с другой – об их осадочной природе.

Для кальцита характерно полисинтетическое двойникование. Местами встречаются зерна с регенерационными каемками. Показатели преломления кальцита: $N_o = 1,659 - 1,661$; $N_e = 1,485 - 1,488$.

В связи с тем, что апатиты Селигдарского месторождения парагенетически тесно связаны с карбонатной толщей, проводилось изучение петрографического состава и физико-химических особенностей карбонатных пород с помощью стадийного анализа с использованием рентгенографического, электронно-микроскопического, изотопного и других методов исследования. При этом изучались блоки пород, не претерпевшие метаморфических и метасоматических преобразований.

Рентгенографические характеристики карбонатов имеют ряд особенностей. Так, всем кальцитам свойственны идеальный состав и преимущественная ориентировка плоскости спайности. Доломиты, одинаковые по составу, отличаются распределением относительных интенсивностей рентгеновских отражений и могут быть разделены на две группы – с нормальным и аномальным распределением интенсивностей. Каждая группа, в свою очередь, не является однородной.

Доломиты первой группы объединяют хорошо окристаллизованные минералы, о чем свидетельствуют четкие, острые рефлексы, и менее окристаллизованные, что обнаруживается по уширению рентгеновских отражений. Эта группа очень малочисленна.

В группе доломитов с аномальным соотношением интенсивности рентгеновских рефлексов можно выделить образцы, имеющие увеличенные интенсивности отражений от базальных плоскостей (00.6; 00.12), и образцы, у которых увеличены интенсивности и от базальных плоскостей, и от плоскости спайности (10.4; 20.8).

Наблюдаемые картины – следствие структурных особенностей минерала, которые, в свою очередь, зависят от условий формирования. Аномалии в интенсивности рентгеновских картин доломитов – результат присутствия в структуре преимущественных направлений в ориентации плоскостей кристаллической решетки. По данным В. Камба [6], перекристаллизация гексагональных кристаллов (к ним относятся кальцит и доломит) в условиях повышенных давлений способствует появлению преимущественной ориентировки базальных плоскостей. Воздействие давления на сформированный минерал ведет к ориентации плоскости спайности и появлению двойников за счет пластической деформации сдвига в направлении наиболее слабых связей в кристалле [5]. Наиболее многочисленны доломиты с преимущественной ориентировкой базальных плоскостей и плоскости спайности.

Эффект давления, фиксируемый рентгенограммами, наблюдается и на панорамных репликовых снимках. Результаты обоих анализов хорошо согласуются. У аномальных, ориентированных доломитов (рентгенографически) на соответствующих электронно-микроскопических репликах явно выражены следы давления, которые отсутствуют на снимках доломитов с нормальным распределением интенсивностей.

Ультраструктура карбонатов изучалась по панорамным репликовым снимкам, полученным под электронным микроскопом. На панорамных снимках различаются морфология поверхности и детали внутреннего строения кристаллов. Изучены карбонаты от тонко- до крупнокристаллических, преимущественно мутных в шлифах. На панорамных снимках выявлены следующие типы поверхностей скола: пластинчатый, неправильно-блоковый, сложенно-блоковый, бугорковый, натековидный, гелевидный [2]. Среди изученных образцов широко распространен тонкопластинчатый тип, часто осложненный ноздреватостью.



Фиг. 4. Неправильно- и сглаженно-блоковый типы поверхности. Видны выпукло-вогнутые контакты между крупными блоками, местами их деформации. Скв. 80, увел. 8000

Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах
Селигдарского месторождения

Глубина отбора, м	Анализируемый материал	$d \times 10^{-4}, \text{\AA}$	$\delta^{13}\text{C}$, РДВ, %	$\delta^{18}\text{O}$, SMOW, %
51	Доломит розовый, выветрелый, структура неравномернокристаллическая; по трещинам развиты зональные ромбоэдры доломита, покрашенные окислами железа	2,887	3,5	24,4
73,5	Доломит желтый, крупнокристаллический	2,887	3,7	34,4
159	Доломит розово-желтый, крупнокристаллический с пойкилобластовой структурой	2,886	4,2	23,4
260	Мрамор красно-розовый, крупнокристаллический; вокруг обломков видны каемки регенерации; характерно полисинтетическое двойникование	3,036	4,1	18,7

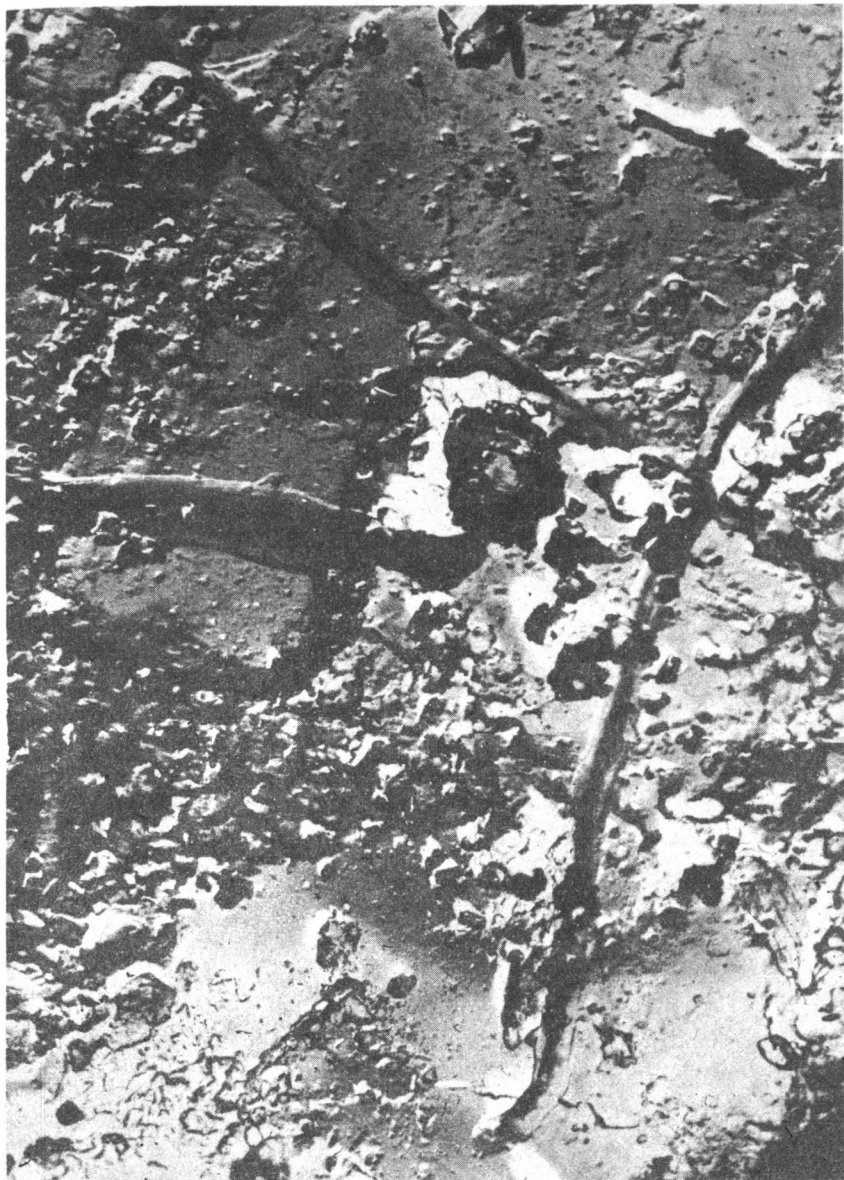
Подобные образования Г.Н. Пероззио и другими исследователями [3,4] встречены в строматолитах кембрия Амгинского и Мархинского разрезов Сибирской платформы (Анабаро-Синская фациальная зона). Пластинчатый и блоковый типы поверхности скола обычно первичны. При выщелачивании они преобразуются во вторичные типы: сглаженно-блоковый, натековидный, гелевидный. Можно проследить все стадии такого процесса, который начинается с образования желобков размером от $0,037 \times 0,25$ до $0,037 \times 1$ мкм и затем дает структуру студня.

На многих снимках видны явно обломочные ультраструктуры тонкозернистых карбонатов с размерами зерен $0,011-0,021$ мм. Последние состоят из микрита ($1,5-2,5$ мкм), местами между частичками микрита сохраняются ультрапоры размером $0,2-0,35$ мкм (фиг. 4).

Аналогичные обломочные тонкозернистые известняки и доломиты широко распространены в отложениях кембрия, вскрытых Мархинской скважиной [4]. Характерны изменения на контактах между зернами, пластические деформации, зоны смятия. На снимке видны длинные (от $0,6 \times 7,5$ до $0,7 \times 22,5$ мкм), полые трубки неясного генезиса с внутренним ячеистым строением (фиг. 5).

Как известно, полисинтетическое двойникование – один из признаков преобразования карбонатов. Поэтому дальнейшие исследования с помощью стабильных изотопов проводились именно с учетом (см. таблицу) этих данных.

Приведенные в таблице данные о изотопном составе углерода свойственны осадочным породам. Как известно, состав изотопов



Фиг. 5. Тип поверхности скола - пластинчатый, переходящий в на-
тековидный и бугорковый. Сжв. 79, увел. 8000

углерода не изменяется при преобразовании этих пород до гранулитовой стадии. Преобразованные породы становятся изотопно более легкими. Как видно из таблицы, доломитовые породы не претерпели метаморфического преобразования: $\delta^{18}\text{O}$ остается в пределах 23,4–24,4%, в то время как мраморы обогащены более легким изотопом на 4,7–5,7%.

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

Среди метасоматически-измененных пород сохранились блоки карбонатов с разной степенью преобразования: 1) осадочные слабо измененные породы, 2) мраморизованные. Они различаются по наличию полисинтетических двойников, составу изотопов кислорода.

По ультраструктуре установлены первичные тонкозернистые карбонаты, местами состоящие из микрита. Некоторые типы подобны строматолитам, описанным в других разрезах. Полые трубки с ячеистым строением, возможно, имеют бактериальную природу. Обломочные карбонаты претерпели пластическую деформацию и смятие.

Воздействие давления фиксируется рентгенографически: в доломитах возникает преимущественная ориентировка базальных плоскостей и реже плоскостей спайности.

Полученные результаты исследования вещественного состава апатит-карбонатных пород Селигдарского месторождения позволяют предполагать их первично-осадочное происхождение, впоследствии они претерпевали значительные метаморфические и метасоматические преобразования.

Карбонатная толща Селигдарского месторождения характеризуется комплексом признаков явно осадочного происхождения:

- 1) в разрезе толщи присутствуют линзы терригенных пород;
- 2) в карбонатных породах фиксируются реликты криптокристаллических первично-осадочных структур;
- 3) наблюдается обилие стилолитовых швов в карбонатных породах;
- 4) электронно-микроскопическими исследованиями установлена первично-обломочная природа карбонатных пород;
- 5) определения изотопного состава углерода и кислорода карбонатных минералов свидетельствуют о явно осадочном генезисе этих образований.

Парагенетически связанная фосфатная минерализация в карбонатной толще несет черты осадочного происхождения: слоистое, линзовидное распределение апатита зернистого облика; значительная выдержанность апатитового оруденения в карбонатной толще как по laterали, так и в вертикальном профиле; физико-химические параметры апатитов селигдарского типа идентичны таковым апатитов Слюдянского месторождения осадочно-метаморфического облика.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герасимов Е.К., Жураваль Р.Ф., Суховерхова М.В. Геохимическая специализация метаморфогенных апатит-карбонатных руд Алданского щита. – Вестн. КНИР БАМ, 1977.
2. Перозно Г.Н., Белобородов Г.В., Козлов В.Ф. Атлас электронно-микроскопических снимков с поверхности сколов карбонатных пород. Методическое руководство. Новосибирск: СНИИГТИМС, 1974.
3. Перозно Г.Н., Белобородова Г.В., Козлов В.Ф., Мандрикова Н.Т., Парамонова Э.А. Типы коллекторов рифогенного комплекса нижнего и среднего кембрия р. Амги. – В кн.: Результаты изучения карбонатных пород-коллекторов Сибирской платформы с применением физических методов исследования. Новосибирск: СНИИГТИМС, 1976.
4. Перозно Г.Н., Мандрикова Н.Т., Бакулов А.Д., Козлов В.Ф. Минералогия и термолюминесценция карбонатных пород верхнего протерозоя и нижнего кембрия Мархинской скважины. – В кн.: Результаты изучения карбонатных пород-коллекторов Сибирской платформы с применением физических методов исследования. Новосибирск: СНИИГТИМС, 1976.
5. Allbissin M., Robert M. Appreciation du degre deformation naturelle an Moyen d'un diffractometre. – Compt. Rend., 1962, 254, p. 1123–1125.
6. Kamb W. Thecty of prefferread crystal orientation developed by crystallisation nunder stress. – G. Geology, 1959, 67, N 2, p. 153–170.

В. Д. ПАРФЕНОВ, В. И. МИКЛЯЕВ

СТРУКТУРА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АПАТИТОВЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛДАНА

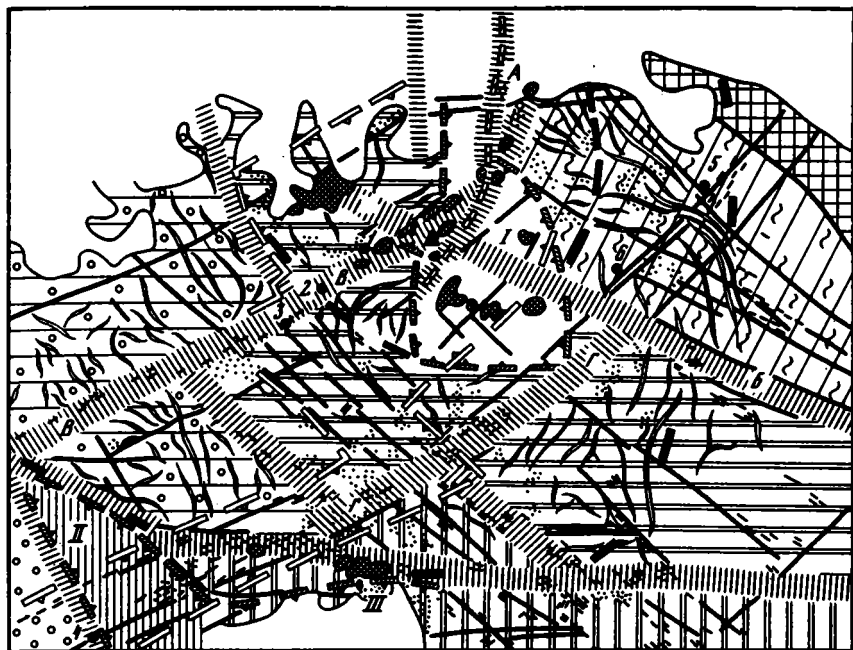
Метаморфогенное гидротермально-метасоматическое апатитовое оруденение на Алдане имеет практическое значение. Разведка месторождения Селигдар и проявлений Неринджа, Нимгеркан, Осенний лист и других позволила изучить вещественный состав их руд. Однако существуют различные точки зрения на структуру месторождения Селигдар. Некоторые геологи [5] полагают, что месторождение Селигдар представляет собой участок любкакайского горизонта федоровской свиты, а апатиты являются метаморфизованными фосфоритами, приуроченными к толще первично-карбонатных пород. При таком подходе поисковые работы, естественно, следует направить на опробование карбонатных горизонтов федоровской свиты.

В соответствии с точкой зрения о карбонатитовом генезисе руд Селигдарского месторождения [10] необходимо концентрировать поисковые усилия на выявлении древних сложно построенных ультраосновных-щелочных комплексов типа массива Арбарастах и связанных с ними зон метасоматического изменения.

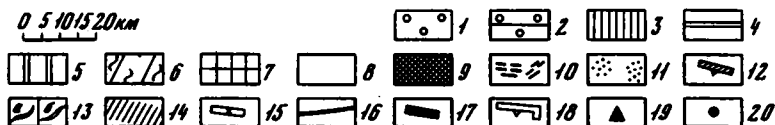
Наконец, мнение о метаморфогенном гидротермально-метасоматическом происхождении апатитовой минерализации [8,9] предопределяет первоочередное изучение зон разломов диагональной системы, в особенности узлов пересечений разрывов северо-восточного и северо-западного простираний.

Таким образом, правильное понимание структуры и генезиса апатитовых проявлений позволит организовать поиски их более целенаправленно, с наименьшими затратами.

Проведенные нами исследования показали, что структуры всех апатитовых проявлений, включая нижнюю часть месторождения Селигдар, близки. По существу они представляют собой зоны метасоматического изменения, обычно эпидот-амфиболитовой или хлоритовой, реже амфиболитовой ступеней метаморфизма, приуроченные к крутопадающим разрывным нарушениям, а также сопутствующей и оперяющей их трещиноватости диагональной системы. Главная полоса апатитизации совпадает с зоной Удокано-Томмотского глубинного разлома (фиг. 1). Отдельные проявления зафиксированы вдоль зон Янгинского и Чугинского разломов. Рудовмещающими элементами являются разломы главным образом северо-западного простирания, такие, как Инагли-Селигдарский, Юхтинский, Юхухтинский и др.



0 5 10 15 20 км



Фиг. 1. Тектоническая схема Центрального Алдана

1–6 – тектонические блоки: 1 – Амедицинский; 2 – Кускангринский, 3 – Унгринский, 4 – Нимгеркано–Тимптонский, 5 – Дес–Леглиерский, 6 – Ыллымахский; 7 – желтулинский комплекс; 8 – отложения фанерозоя (платформенный чехол); 9 – ультраосновные–щелочные интрузии мезозойского комплекса; 10 – дайки диабазов и диорит–порфиров среднего протерозойского возраста; 11 – поля раннепротерозойской гранитизации; 12 – границы наложенных тектонических впадин: I – Якутской, II – Унгринской; III – Чуманской; 13 – оси складок: а – антиклинальных, б – синклинальных; 14 – зоны глубинных разломов: А – Якутский, Б – Инагли–Селигдарский, В – Удокано–Томмотский, Г – Янгинский; 15 – гравитационная ступень; 16 – крупные разрывные смещения; 17 – элементы протокупольной, протоархейской структуры, фиксирующиеся на космических снимках; 18 – границы зон апатитизации гидротермально–метасоматического типа; 19 – месторождение Селигдар; 20 – проявления апатита: 1 – Нимгеркан, 2 – Неринджа, 3 – Осенний лист, 4 – Саап–Кюэль, 5 – Эмельджак, 6 – Канку

Таким образом, для апатитовой минерализации гидротермально-метасоматического типа структурный контроль имеет первостепенное значение, и для успешного прогнозирования скрытого апатитового оруденения необходимо изучение разрывных смещений диагонального типа и выявление закономерностей размещения приуроченных к ним апатитоносных Mg-Ca метасоматитов. К сожалению, в настоящее время о разломах этой системы известно немного из-за плохой обнаженности региона, сложного геологического строения и широко проявленных процессов гранитизации и метасоматоза, не позволяющих проследить на значительные расстояния маркирующие горизонты пород. Установлено, что разломы диагональной системы заложились еще в архее и, возможно, уже тогда осуществляли контроль осадконакопления [8,11]. Начиная с раннего протерозоя, они контролируют магматизм, метасоматоз и рудообразование. Наиболее крупные подвижки по ним имели место в докембрии. Однако характер и амплитуды смещения по ним не установлены.

Разломы диагональной системы на Алдане образуют сетку из многопорядковых ромбовидных ячеек. Размеры сторон ячеек I порядка составляют 30–50 км, ячеек II порядка – 5–10, III порядка – 1–2 км. Ячейки I порядка образованы рудоконтролирующими, реже рудовмещающими разломами, а ячейки II и III порядка – рудовмещающими разрывами.

Проведенные в последние годы геологосъемочные работы и результаты дешифрирования космических фотоснимков [4] показывают, что система северо-восточных и особенно северо-западных разломов наложена на складчато-купольную структуру Алдана, и, по-видимому, является более молодой по отношению к ортогональной системе широтных и меридиональных разрывных смещений, контролировавших на Алдане образование наложенных шовных впадин. Подобные системы разломов и взаимоотношения между ними характерны не только для Алдана. Они установлены во многих районах Земли [2] и достаточно хорошо изучены в Средней Азии.

Северо-восточные и северо-западные разломы диагональной системы представляют собой сопряженные элементы, и, следовательно, они должны характеризоваться противоположными знаками смещения. Крутое залегание их при ортогональной ориентировке в плане свидетельствует о принадлежности их к сдвигам, а субмеридиональное положение шовных разломов, играющих роль раздвигов (Якутский разлом) и разрывов, оперяющих Инагли-Селигдарский разлом (проявления Комариное и Тигровое), указывает на субмеридиональное направление оси максимального сжатия (σ_3). Следовательно, исходя из известных положений структурной геологии [1,3], можно предположить, что северо-западные разрывы являются правосторонними, а северо-восточные – левосторонними сдвигами. О принадлежности этих разрывов к сдвигам свидетельствует, кроме того, характер деформации складок в их зонах (см. фиг. 1), оси которых вытянуты вдоль разломов вблизи сместителей и S-образно искривляются на удалении от них. В углах пересечений разломов складки

коленаобразно изогнуты. Амплитуды горизонтальных перемещений по сдвигам северо-западного направления, судя по наблюдениям над разломами аналогичного порядка Средней Азии, США и других регионов, должны составлять первые километры для смещений I порядка (например, по Инагли-Селигдарскому разлому), сотни метров для разломов II порядка и десятки – первые сотни метров для сдвигов III порядка.

Апатитоносные Mg-Са метасоматиты формировались на Центральном Алдане около 1,8–2 млрд. лет назад, в заключительный период ультраметаморфизма и гранитизации. Ниже приведено описание структуры месторождения Селигдар и наиболее крупных проявлений апатита.

Месторождение Селигдар (фиг. 2) расположено в узле пересечения глубинных Удокано-Томмотского и Инагли-Селигдарского разломов. Оно приурочено к грабен-синклинали раннепротерозойского возраста, входящей в структуру крупного Якутского грабена. Грабен-синклиналь залегает среди поля гранитизированных кристаллических сланцев и гнейсов верхнеалданской и федоровской свит архея, установленных также в ее фундаменте. Нижняя часть структуры месторождения (глубина более 300–400 м) представляет собой зону Mg-Са метасоматического изменения в раннепротерозойских гранитоидах и гранитизированных сланцах, характеризующихся сравнительно пологим залеганием. Метасоматиты представлены апатит-доломитовыми или мартит-флогопит-apatит-доломитовыми породами, местами сильно окварцованными и гематитизированными. На глубине более 1000 м, кроме того, фиксируются апатит-диопсидовые метасоматиты. Ширина рудного тела местами превышает 1000 м, длина достигает 2000 м, протяженность по падению в центральной части впадины 1500 м. Рудное тело вытянуто вдоль Инагли-Селигдарского разлома. Внутренняя структура месторождения неоднородная. В ней выделяется ряд блоков, ограниченных северо-западными и северо-восточными разломами, по-видимому, ступенчато опущенных один относительно другого. Метасоматоз осуществлялся в основном вдоль кристаллизационной сланцеватости и параллельной ей трещиноватости. Однако вблизи разломов (особенно по периферии тела) отмечаются крутозалегające метасоматиты, как правило, сильно окварцованные. Во вмещающих кристаллических сланцах вдоль Инагли-Селигдарского разлома фиксируются линзы бластомилонитов кварц-хлоритового состава и местами наблюдается калишпатизация. Среди апатит-доломитовых пород присутствуют реликтовые тела архейских кристаллических сланцев и раннепротерозойских гранитоидов. Кроме того, среди них залегают пластовые и секущие интрузии плагиогранитов и диоритов среднепротерозойского – рифейского возраста и мезозойские дайки эпидейцитовых порфиров.

Верхняя часть структуры месторождения Селигдар представлена осадочными образованиями трогового комплекса среднепротерозойского (?) – рифейского возраста. Он состоит из осадочных доломитов, их песчанистых и брекчиевых разностей, среди которых отмечаются

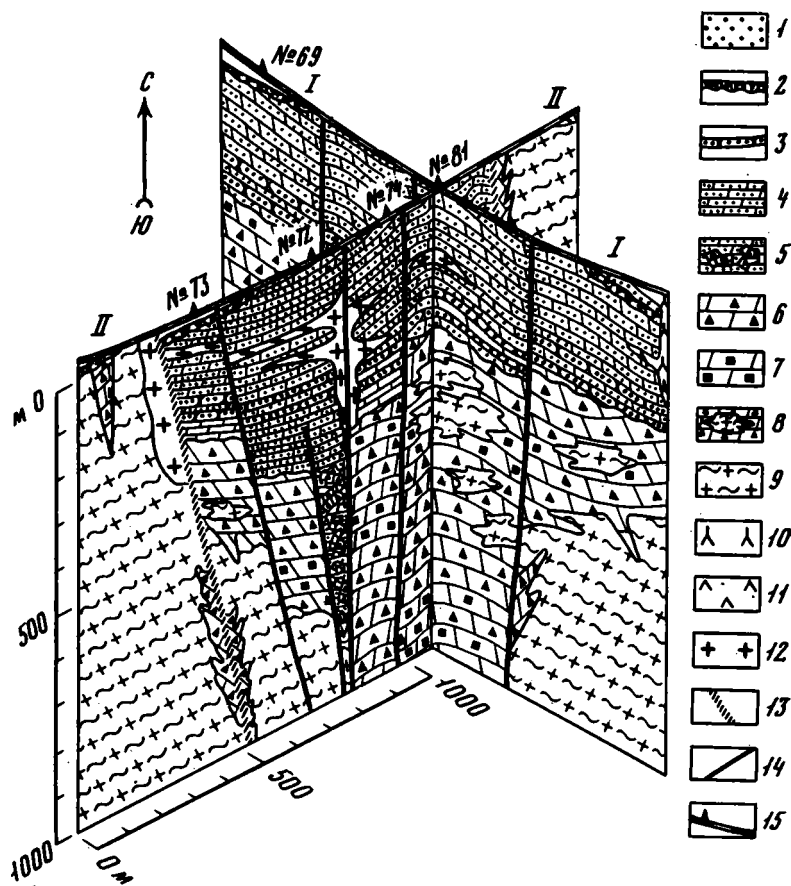
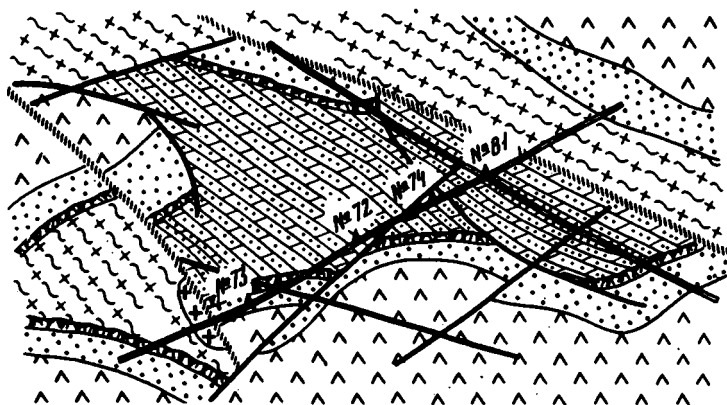
несколько горизонтов кварц-апатитовых песчаников и алевролитов мощностью до нескольких десятков метров. Сортировка и окатанность обломочного материала плохая. В центральной части впадины, возможно, представляющей собой своеобразную рифтовую долину (?), в корне скважин обнаружены брекчии доломитов и песчаников, прослеживающиеся до глубины 700–800 м. Осадочные породы деформированы слабо. Они образуют пологую корытоподобную складку, вытянутую в северо-западном направлении и осложненную поперечным корблением подвижками вдоль разломов северо-восточного простирания. Осадочные породы характеризуются слабым метаморфизмом, близким к эпигенезу пород юдомской свиты. Вдоль разрывных нарушений отмечается регенерация фосфора с образованием более молодых, среднепротерозойских (?) кварцевых и карбонатных метасоматитов, содержащих серицит, хлорит, мелкопризматический апатит и гематит. Описанные апатитоносные терригенные карбонатные породы сформировались в результате перемыва в протерозое апатитсодержащих Mg-Ca метасоматитов, распространенных, по-видимому, и за пределами Селигдарской грабен-синклинали. По возрасту и структурной позиции эта толща, возможно, аналогична троговому комплексу шовных впадин, расположенных к западу и востоку от Центрального Алдана (аналог намсалинской свиты удоканского комплекса протерозоя).

На образованиях трогового комплекса горизонтально залегает рифейская кора выветривания перемещенного типа мощностью 10–12 м, представленная песчанистыми апатитовыми брекчиями с кварц-лимонитовым и гидрослюдасто-франколитовым цементом [7]. Они перекрываются терригенно-карбонатными породами юдомской свиты, сформировавшимися в условиях обширного морского бассейна.

Проведенное изучение литологии и структуры Селигдарского месторождения позволяет реконструировать основные этапы его формирования (фиг. 3). В раннем протерозое вдоль зоны Инагли-Селигдар-

Фиг. 2. Геологическая карта и блок-диаграмма месторождения Селигдар

1 - терригенно-карбонатные породы юдомской свиты (ϵ_{1jd}); 2 - песчанистые брекчии рифейской апатитоносной коры выветривания (PR_3); 3-5 - осадочный комплекс среднего - верхнего (?) протерозоя: 3 - кварц-апатитовые песчаники, 4 - песчанистые доломиты (PR_{2-3}), 5 - доломитовые брекчии; 6-9 - метасоматические и метаморфические породы: 6 - апатит-доломитовые, 7 - мартит-флогопит-апатит-доломитовые, 8 - реликты гранитизированных кристаллических сланцев архея среди доломитов, 9 - гранитизированные кристаллические сланцы и гнейсы Ar ; 10-11 - интрузивные породы: 10 - фельзит-порфиры и эпидейдитовые порфиры, 11 - сиенит-порфиры MZ ; 12 - плагiogраниты, аплиты; 13 - региональные разломы; 14 - прочие разрывные нарушения; 15 - линии профилей и номера скважин



ского разлома в пределах полосы Удокано-Томмотского разлома после гранитизации кристаллических сланцев иенгрской серии, приведшей к высвобождению из них значительных количеств фосфора, в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма происходило образование Mg-Ca (доломитовых) метасоматитов (см. фиг. 3, а, б). Одновременно из щелочных углекислых метаморфогенных растворов кристаллизовались гидроксил-фторапатит, флогопит и магнетит (мартит). Растворы, по-видимому, характеризовались смешанной (ювенильно-инфильтрационной) природой, а источник фосфора в основном имел первичное осадочно-метаморфогенное происхождение.

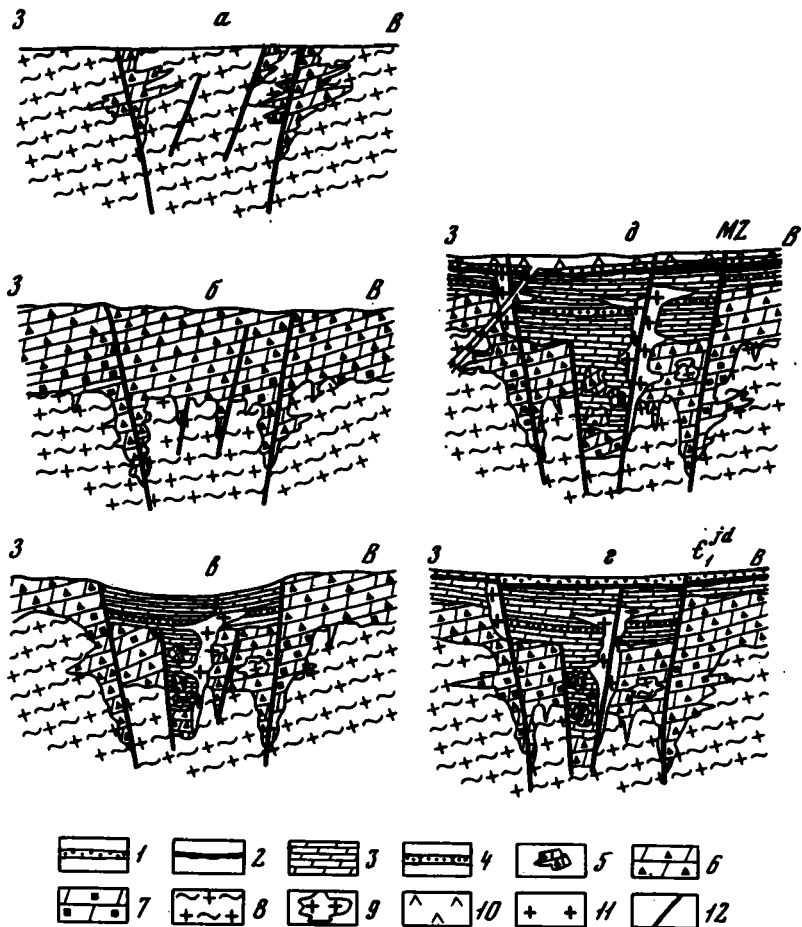
В среднем протерозое между Инагли-Селигдарским и параллельным ему более западным разломами образовался грабен, к которому был приурочен изолированный бассейн. В процессе опускания грабена с окружающего его пространства во впадину сносились апатит-доломитовые продукты и продукты их перемыва, в результате чего был сформирован апатитоносный обломочный троговый комплекс (см. фиг. 3, в). В средней части Селигдарской впадины, по-видимому, существовала глубокая рифтовая зона, в которой накапливались грубообломочные карбонатные породы. Одновременно имели место дополнительные тектонические подвижки по разломам и местная регенерация апатита. В это же время происходило окварцевание пород, кристаллизация турмалина и циркона из растворов, характеризовавшихся кислотными свойствами, источник которых не вполне ясен. Возможно, образование растворов связано с внедрением среднепротерозойских - рифейских интрузий среднекислого состава, залегающих в рудной толще месторождения.

В рифее прогибание впадины замедляется, и она постепенно прекращает свое развитие. В стабилизированных континентальных условиях с расчлененным рельефом на месторождении и вблизи него формируется кора выветривания склонового типа, которая испытывала местное перемещение в результате делювиальных процессов (см. фиг. 3, г).

В юдомское время впадина полностью прекратила существование, и на обширной пенеппенизированной территории в платформенных условиях в морском бассейне накапливались терригенно-карбонатные породы (см. фиг. 3, д).

Проявление Неринджа расположено на пересечении зон Удокано-Томмотского и Юхутинского разломов. Апатитовая минерализация (apatит-гематит-кварцевые метасоматиты, местами с флогопитом и доломитом) приурочена к крутопадающей зоне дробления в раннепротерозойских аляскитовых гранитах и гранитизированных сланцах иенгрской серии архея. Падение зоны брекчирования северо-восточное, под углами 75-80°. Мощность ее около 100 м. Для внешней части зоны метасоматического изменения характерны альбитизация гранитов и образование мирмецитов.

Проявление Нимгеркан, расположенное в 15 км севернее проявления Неринджа, характеризуется аналогичной структурной позицией. Проявление приурочено к зоне разлома северо-западного простира-



Фиг. 3. Схема истории развития структуры Селигдарской грабен-синклинали

a - PR_1 ; $б$ - PR_1 ; $в$ - PR_{2-3} ; $г$ - ϵ_1jd ; $д$ - MZ ; описание см. в тексте

1 - терригенно-карбонатные породы юдомской свиты; 2 - брекчи рифейской коры выветривания; 3-5 - осадочный троговый комплекс: 3 - песчанистые доломиты, 4 - кварц-апатитовые песчаники, 5 - доломитовые брекчи; 6-7 - метасоматические породы: 6 - апатит-доломитовые, 7 - мартит-флюгопит-апатит-доломитовые; 8 - гранитизированные кристаллические сланцы архея; 9 - реликты кристаллических сланцев среди доломитов; 10 - сиенит-порфиры; 11 - плагнограниты и аплиты; 12 - разломы

ния, секущего граниты и гранитизированные кристаллические сланцы. Наиболее распространены кварц-апатитовые руды, залегающие в крутопадающих зонах дробления. Под ними на небольшой глубине вскрыты апатит-доломитовые руды, подобные селигдарским. Подчиненное значение имеют барит-кварц-апатитовые руды. Проявление рассредоточено на значительной территории, слабо обнаженной. Не исключена возможность обнаружения здесь небольших грабенотипа Селигдарского, в которых могут присутствовать апатитоносный среднепротерозойский осадочный комплекс и рифейская апатитовая кора выветривания.

Проявление Осенний лист находится на пересечении Удожано-Томского и Хардогоасского разломов. Апатитовая минерализация приурочена к мартит-флогопит-доломитовым метасоматитам, залегающим в крутопадающей зоне брекчирования северо-западного простиранения среди аляскитовых раннепротерозойских гранитов. Ширина ее достигает 120 м. Контакты метасоматитов с вмещающими породами резкие. Внешняя часть зоны метасоматического изменения (мощностью до нескольких метров) представлена пегматоидным гранитом с крупными выделениями ортоклаз-пертита, шахматным альбитом, мирмекитом и редкими кристаллами апатита. Внутренняя – сложена мартит-флогопит-апатит-доломитовой мраморовидной породой, местами окварцованной. Значения абсолютного возраста апатита, гранита и пегматоидного гранита близки (порядка 1800 млн. лет) и соответствуют абсолютному возрасту апатита месторождения Селигдар и Mg-Ca метасоматитов на Алдане.

Таким образом, глубокая часть месторождения Селигдар и рассмотренные проявления апатита по существу представляют собой однотипные как по структуре, так и по составу и возрасту образования. Это зоны гидротермально-метасоматического изменения в гранитоидах периода региональной гранитизации и гранитизированных кристаллических сланцев иенгрской серии архея, сформировавшиеся, по сравнению с пластовыми апатитсодержащими флогопитовыми метасоматитами [6], в относительно низкотемпературных условиях в заключительный период ультраметаморфизма и тектонической активизации на Алдане. Различия между структурами месторождения Селигдар и указанными проявлениями апатита заключаются в масштабности и длительности процесса формирования. Структура месторождения более сложная. Развитие ее не завершается формированием метасоматитов по зоне дробления. В последующем над ними при наличии шовной впадины могут сформироваться апатитоносные осадочный комплекс и рифейская кора выветривания.

Задача дальнейших поисково-разведочных работ и научных исследований – выявление на Алдане таких приразломных протерозойских впадин, сформировавшихся в узлах пересечений региональных разломов диагональной системы, распространенных на площадях широкого проявления гранитизации в архейских кристаллических сланцах и кальцифирах. Эти же структурные элементы могут представлять интерес для выявления редкометального оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1956.
2. Белоусов В.В. Об упорядоченности в расположении зон диастрофизма на материках. - Геотектоника, 1977, № 5.
3. Гэзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963, ч. I, II.
4. Глуховский М.З. О кольцевых структурах и линейных разломах Алданского щита и Становой области. - Геотектоника, 1976, № 5.
5. Егин В.И., Кичигин Л.Н., Крук Н.И. Апатитовое оруденение Центрального Алдана. - В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск: Якутск. кн. изд-во, 1975.
6. Михайлов Д.А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. Я.: Наука, 1973.
7. Парфенов В.Д., Юдин Н.И. Об апатитоносности протерозойской коры выветривания на Центральном Алдане. - В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИЭМС, 1975.
8. Парфенов В.Д., Юдин Н.И. К вопросу об апатитоносности докембрия Центрального Алдана. - ДАН СССР, 1976, 229, № 5.
9. Реутов Л.М. Стратиграфия и структура архея центральной части Алданского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 1974.
10. Смирнов Ф.Л., Новгородов П.Г. Условия формирования Селигдарского месторождения апатитов в свете экспериментальных данных. - Геохимия, 1976, № 6.
11. Энтин А.Р., Угрюмов А.Н., Киселев Г.Н. Палеотектонические реконструкции в архее центральной части Алданского щита. - ДАН СССР, 1970, 192, № 4.

*А. С. ЗВЕРЕВ, А. А. АРСЕНЬЕВ, И. С. БОРОВСКАЯ,
В. И. ФОМИНСКИЙ, Г. Н. ШУБАКОВ*

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ФОСФОРИТОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ СССР

На территории Советского Союза известны фосфоритоносные бассейны: Прибалтийско-Ладожский, Днепровско-Донецкий, Волжский, Каратауский, Актюбинский, Тунгусско-Вилуйский, Алтае-Саянский, Окино-Хубсугульский, Удско-Селемджинский, Уральский и Среднеазиатский.

Промышленная значимость фосфоритоносных бассейнов неодинакова, по этому признаку среди них можно выделить несколько групп.

1. Промышленные бассейны с разведанными и эксплуатируемыми месторождениями: Волжский (Егорьевское, Северское, Вятско-Камское месторождения); Днепровско-Донецкий (Полпинское); Прибалтийско-Ладожский (Кингисеппское, Маарду, Тоолсе); Каратауский (Аксай, Джаны-Тас, Кок-Джон, Кок-Су, Чулак-Тай). 2. Разведываемые бассейны: Актюбинский (ряд разведанных месторождений, в том числе Чилисайское); Алтае-Саянский (разведанные месторождения Белкинское, Телекское, Сейбинское). 3. Бассейны с прогнозными запасами фосфоритных руд: Тунгусско-Вилуйский, Удско-Селемджинский, Окино-Хубсугульский. 4. Бассейны, промышленные перспективы которых вследствие недостаточной изученности фосфоритоносности пока не определены: Среднеазиатский и Уральский, в последнем есть лишь одно резервное разведанное месторождение - Ашинское.

Каждому из этих бассейнов свойственны определенные геологические условия формирования промышленно-перспективных фосфоритоносных отложений - их стратиграфическая приуроченность, геотектоническое и палеогеографическое положение, литологическая характеристика и как следствие этого масштабность процессов фосфоритообразования, типы и качество фосфоритных руд, запасы, и, как правило, они подчиняются единым законам прогнозирования фосфоритоносных отложений. Широко известны ракушечные фосфориты Прибайкальско-Ладожского бассейна; конкреционные - Днепровско-Донецкого, Волжского и Актюбинского; микрозернистые - Каратауского, Алтае-Саянского, Окино-Хубсугульского; ракушечные и зернисто-ракушечные - Тунгусско-Вилуйского.

Несмотря на то что фосфоритоносные бассейны характеризуются приуроченностью промышленно-перспективных отложений к определенному стратиграфическому интервалу, диапазон фосфатизации в них был значительно шире. Так, в Днепровско-Донецком бассейне

фосфориты, помимо сеноманского яруса верхнего мела, где они имеют промышленное значение, известны также в юре, валанжине, альбе, туроне, сantonе, датском ярусе и палеогене. В Актюбинском бассейне промышленная фосфоритонасность связана с отложениями сantonа и нижнего кампана верхнего мела, однако фосфориты встречаются также в маастрихтском ярусе, в нижнем мелу, юре, нижней перми и палеогене. В Тунгусско-Вилуйском бассейне промышленные перспективы в настоящее время связываются с отложениями среднего ордовика, но горизонты с фосфоритами наблюдаются и в кембрии, в нижнем и верхнем ордовике, силуре, девоне, карбоне, перми и мезозое. В Алтае-Саянском бассейне фосфориты, помимо верхнерифейского - нижнекембрийского интервала разреза, где они имеют промышленное значение, известны как в более древних (нижне-среднерифейских и нижнепротерозойских), так и в молодых образованиях (ордовикских, силурийских, девонских, карбоновых, пермских и меловых).

Наибольшие количества разведанных запасов фосфоритных руд сосредоточены в Волжском, Актюбинском и Каратауском бассейнах, значительно меньше их в Прибалтийско-Ладожском, Днепровско-Донецком и Алтае-Саянском. Наибольшее количество достоверных прогнозных запасов фосфоритов приходится на Актюбинский и Каратауский бассейны: в Каратауском - главным образом за счет разведки глубоких горизонтов на известных месторождениях (Джаны-Тас, Кок-Су, Кок-Джон) и выявлении новых, скрытых на глубине месторождений; в Актюбинском - за счет разведки месторождений в центральной части бассейна, где наблюдаются наибольшая мощность продуктивных слоев и максимальные содержания P_2O_5 в руде.

На втором месте стоит группа бассейнов - Днепровско-Донецкий, Алтае-Саянский, Окино-Хубсугульский и Удско-Селемджинский. Небольшие запасы содержатся в Уральском и Среднеазиатском бассейнах.

В Алтае-Саянском бассейне основное количество запасов прогнозируется за счет перспективных площадей, расположенных на территории западного склона Восточного Саяна, южной части Горной Шории и восточного склона Кузнецкого Алатау. При этом имеются в виду фосфориты двух типов - микрозернистые и вторичные, связанные с корами выветривания. Большая часть прогнозных запасов микрозернистых фосфоритов приходится на районы распространения карбонатной и кремнисто-карбонатной формаций верхнего рифея - нижнего кембрия. Это юго-восток Мрасского антиклинария в Горной Шории и Мартайгинская зона на восточном склоне Кузнецкого Алатау. Запасы вторичных фосфоритов не образуют значительных концентраций и сильно разобщены, в связи с чем их роль резко снижается.

В Днепровско-Донецком бассейне пополнение разведанных запасов возможно в основном за счет площадей, прилегающих к Полпинскому, Трухачевско-Щигровскому, Слободско-Которецкому и Тускарскому месторождениям, отличающимся несколько худшими геолого-

техническими показателями при глубинах не более 25 м, а также перспективных площадей в бассейнах рек Десны и Неруссы в Брянской области и Сейма, Тима, Усожа - в Курской.

Значительные прогнозные запасы сосредоточены в Волжском и Тунгусско-Вилуйском бассейнах. В последнем прогнозируются запасы ракушечных и зернисто-ракушечных фосфоритов, приуроченные к глауконит-терригенной формации; в Ангари-Илимском районе значительные прогнозные запасы сосредоточены на перспективных, еще не разведанных площадях. В Окино-Хубсугульском бассейне на территории, расположенной в пределах Советского Союза, наиболее достоверные прогнозные запасы сосредоточены в Ухагольском и Харанурском месторождениях. Выявление запасов Удско-Селемджинского бассейна связано с освоением месторождений Лагапское, Нимийское, Горелое.

Анализ прогнозных запасов показывает, что на площадях, примыкающих к известным месторождениям, они в основном весьма реальны, менее определены прогнозные запасы, установленные по вновь открытым, но еще не разведанным фосфоритоносным бассейнам.

Следует отметить, что при дальнейшем внедрении более прогрессивной технологии добычи и переработки фосфатного сырья в Карагауском бассейне перспективны его более глубокие горизонты руд. Сырьевой базой туковой промышленности должен стать Актюбинский бассейн с его огромными запасами, неглубоким залегающим и выгодным географо-экономическим положением. Прогрессивные технологические методы позволят в недалеком будущем вовлечь в освоение как разведанные, так и прогнозные запасы бедных руд Волжского и Днепровско-Донецкого бассейнов. Как показали исследования, проведенные в ГИГХС, применение метода магнитной сепарации при обогащении глауконитовых песков обеспечивает получение концентрата с содержанием $19\% \text{P}_2\text{O}_5$ при извлечении 60% , что (на примере Егорьевского месторождения) позволяет увеличить запасы руды на 30% .

Региональное изучение перспектив фосфоритоносности на основе структурно-формационного анализа привело к открытию перспективных на фосфориты районов и бассейнов: Алтае-Саянского, северной части Окино-Хубсугульского, Удско-Селемджинского и Тунгусско-Вилуйского.

Необходимо обратить внимание на изучение перспектив фосфоритоносности докембрийских образований, так как по сравнению с фанерозойскими они остаются до сих пор наименее изученными. При региональном прогнозировании следует также выделять фосфоритоносные комплексы или районы для определения главных направлений последующих работ по локальному прогнозированию. Первый опыт локального средне- и крупномасштабного прогнозирования, в основу которого положен детальный литолого-палеогеографический анализ обстановок фосфоритонакопления на примере ряда районов Днепровско-Донецкого бассейна, проведен в ЛОПИ В.И. Фоминским под руководством профессора С.В. Тихомирова. Были установлены геологические закономерности локализации наиболее высоких концентраций

фосфоритов и, следовательно, определены наиболее перспективные площади и соответствующие поисковые критерии.

Такого же характера исследования целесообразно проводить в ряде других бассейнов. Так, например, в Прибалтийско-Ладожском бассейне постановка локального прогнозирования для ордовикских фосфоритов позволила бы не только полнее охарактеризовать структурные и литолого-палеогеографические условия концентрации ракушечных фосфоритов данного бассейна, но и, что весьма важно, использовать выявленные закономерности и вытекающие из них поисковые критерии для познания еще малоизученных фосфоритов такого же типа в Сибири – в Ангаро-Илимском районе Тунгусско-Вилуйского бассейна. Такого же характера прогнозные исследования, основанные на детальном изучении литолого-палеогеографических обстановок фосфоритообразования, для возможно более узких стратиграфических интервалов разрезов целесообразно проводить на уже выявленных перспективных площадях: Бытош-Брянская, Усожская и Очковская площади в Днепровско-Донецком бассейне; район р. Столбовой и Гурьевского месторождения в Тунгусско-Вилуйском бассейне и др.

В наиболее перспективных районах, где установлены средние и крупные месторождения и возможно обнаружение новых, разработка локального средне- и крупномасштабного прогнозирования будет повышать эффективность уже проводящихся или вновь поставленных геологоразведочных работ. Такими площадями, например, являются в Волжском бассейне – Белоомутский район, восточнее Егорьевского месторождения; в Алтае-Саянском бассейне – районы, прилегающие к Белкинскому и Тамалыкскому месторождениям; в Окино-Хубсугульском бассейне – район Ухагольского и Харанурского месторождений.

На основе глубокого изучения закономерностей размещения уже выявленных месторождений следует проводить разработку методики локального крупномасштабного прогнозирования, которая должна содержать определенные поисковые критерии применительно к каждому структурно-формационному типу месторождений.

Применение этого метода на перспективных площадях, на которых проведена оценка запасов, позволит выявить новые месторождения, например в районах Восточной Сибири.

Ю. М. КРАСOTOB

ФОСФОРИТОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Впервые термин "фосфоритовые формации" был применен Н.С. Шатским [4], который дал развернутое определение понятия "формация", наметил основные группы формаций, показал закономерную приуроченность осадочных полезных ископаемых, в том числе фосфоритов, к определенным формациям. Автор придерживается воззрений Н.С. Шатского на формации как естественные ассоциации парагенетически связанных между собой горных пород, в том числе и фосфоритов, образовавшихся в определенных крупных тектонических областях в условиях физико-географической обстановки, мало изменившейся в течение относительно продолжительного времени. За последние годы положения Н.С. Шатского были существенно дополнены и получили дальнейшее развитие благодаря исследованиям в новых фосфоритовых бассейнах, главным образом в Сибири.

Известно, что фосфориты присутствуют в различных геологических формациях, т.е. являются полиформационными полезными ископаемыми. При этом состав таких формаций, а также петрографические типы фосфоритов, содержащихся в них, всегда различны. Фосфоритовые формации в осадочной оболочке Земли распространены неравномерно. Концентрация фосфоритов в таких формациях также крайне изменчива.

Н.С. Шатский в классификацию фосфоритовых формаций включал как формации с промышленными залежами фосфоритов, так и формации, где фосфориты встречаются редко, обычно в виде маломощных линз, тонких прослоев, рассеянных конкреций, не образующих сколько-нибудь крупных скоплений.

В книге "Фосфоритовые формации юга Сибири" [6] выделены и описаны 12 фосфоритовых формаций, часть которых характеризуется лишь присутствием слабо фосфатных пород. Последние выделены в качестве потенциально фосфоритовых формаций.

Для выяснения обстановки осадкообразования в геосинклинальных областях весьма существенно определение приуроченности образования полезных ископаемых (в данном случае фосфоритов) к той или иной стадии развития геосинклинали, с одной стороны, и к той или иной структурно-формационной части геосинклинали — с другой.

В геологическом строении исследованной территории ведущая роль принадлежит рифейским и вендским отложениям. В настоящее время

большинством исследователей принято деление Енисейской геосинклинали на две структурно-формационные зоны первого порядка: восточную (миogeосинклинальную) и западную (эвгеосинклинальную). Фосфориты развиты в восточной зоне. Рифейские отложения восточной зоны характеризуются закономерной стратиграфической последовательностью хорошо выдержанных на площади и накопившихся в миogeосинклинальных условиях толщ песчаников, алевролитов, аргиллитов и карбонатных пород.

На основании проведенных работ нами в настоящее время выделяются на восточном склоне Енисейского края две фосфоритоносные формации: карбонатно-терригенная (сланцевая) среднего рифея и кремнисто-терригенно-карбонатная верхнего рифея. Формирование первой из них отражает раннюю, а второй – зрелую стадии байкальского геосинклинального цикла.

Карбонатно-терригенная фосфоритоносная формация включает отложения сухопитской серии (по унифицированной схеме, принятой на совещании в г. Новосибирске в 1965 г.). Формация отделяется от подстилающих и перекрывающих ее отложений региональными перерывами. Мощность ее колеблется от 4000 (внутренняя часть миogeосинклинали) до 1500 м (внешняя часть). По литологическому составу и характеру фосфатизации карбонатно-терригенная формация подразделяется на две субформации: терригенную (сланцевую) и карбонатную.

Терригенная (сланцевая) субформация представлена песчаниками, алевролитами, кремнисто-глинистыми и доминирующими глинистыми сланцами. В разрезе фосфатоносные породы и фосфориты размещены на двух стратиграфических уровнях. Нижний приурочен преимущественно к глинистым отложениям удерейской свиты, а верхний связан с песчано-глинистыми образованиями погоройской свиты. Общий интервал фосфоритоносности достигает 500 м.

Среди отложений удерейской свиты выявлен ряд проявлений, характеризующихся разными типами фосфатоносных образований. В бассейне р. Иркинеевой в толще темно-серых алевролитоглинистых сланцев мощностью около 230 м встречаются многочисленные (до 60) тонкие (0,5–3,0 см) прослои глинистых сидеритов, содержащих более 1% P_2O_5 , а в некоторых из них (по данным химических анализов штуфных проб) отмечается до 10% P_2O_5 [3, 5].

Основные минералы фосфатсодержащих прослоев глинистых сидеритов – фосфат, присутствующий в тонкокристаллической и мелкозернистой формах, глинистое вещество, сидерит и глауконит; в подчиненном количестве встречаются кварц и полевые шпаты.

На правобережье р. Ангара среди алевролитоглинистых, часто углистых сланцев верхней части удерейской свиты вскрыт пласт конкреционных фосфоритов мощностью 4 м. Конкреции фосфоритов характеризуются несколькими разновидностями: наряду с находящимися *in situ* часто встречаются переотложенные, окатанные; наиболее распространены округлые конкреции размером от 1 до 3–5 см, но наблюдаются и более крупные сигаро- и линзовидные конкреции,

достигающие 70 см в длину и 30–40 см в поперечнике, а также конкреции округло-линзовидной формы, ориентированные согласно простиранию пласта. Конкреции залегают разобщенно и распространены во вмещающих их алевроит-глинистых сланцах неравномерно. Содержание P_2O_5 в конкрециях фосфорита от 5 до 28%. Конкреции большей частью черные, афанитовой структуры, с примесью глинистого, песчанистого и углистого вещества, сидерита и глауконита [1]. Алевролит-глинистые сланцы, вмещающие конкреции, содержат 0,15–1,4% P_2O_5 . Неравномерное распределение фосфата в алевроит-глинистых сланцах и конкрециях, а также рассеянное распределение конкреций обуславливают нестабильное (от 0,5 до 5%) содержание P_2O_5 в различных частях пласта фосфоритов.

Состав и характер отложений субформации свидетельствуют о том, что она формировалась в условиях мелководного морского бассейна с расчлененным рельефом дна, в который в изобилии поступал обломочный материал с обширного континента, расположенного по соседству, в пределах Сибирской платформы.

Субформация малоперспективна для поисков промышленных месторождений первичных фосфоритов в связи с незначительным и рассеянным характером в ней фосфатопоявлений.

Карбонатная субформация в виде узких, часто прерывистых полос окаймляет со всех сторон крупную структуру Енисейского крижа – Ангара-Питский синклиорий. Мощности субформации 150–800 м, строение двучленное. Нижняя ее часть преимущественно известняковая, верхняя – доломитовая. В разрезах субформации отмечается тенденция к увеличению известковистости пород и к уменьшению мощности всей толщи по направлению с востока на запад. Фосфориты в ней пока не обнаружены, однако наблюдается повышенная фосфатность, связанная с доломитами аладинской свиты. Общий интервал фосфатоносности охватывает весь разрез аладинской свиты и достигает 650 м.

Фосфатоносная аладинская свита мощностью до 650 м сложена довольно однообразной толщей доломитов, иногда брекчиевидных и кремненных. Доломиты представляют собой массивные, слоистые, реже грубослоистые породы серого и светло-серого цветов. Слоистость обусловлена чередованием различно окрашенных прослоев, характеризующихся большей частью чистотой состава; содержание нерастворимого остатка в них не превышает 3%. Структура пород от криптокристаллической, микромозаичной до мелкокристаллической, мозаичной. Пласты брекчиевидных доломитов (мощностью 1–15 м) в разрезах аладинской свиты встречаются на разных стратиграфических уровнях. Они сложены различными по величине (от нескольких миллиметров до 0,5 м) и по форме (от угловатых до окатанных) обломками доломита и сцементированы мелкокристаллическим доломитом. Обломки ориентированы и распределены в мелкозернистой цементирующей массе беспорядочно, характеризуются повышенным содержанием нерастворимого остатка. Содержание фосфора, в 3–5 раз превышающее кларковое, выявлено в разрезах по

рекам Иркинеевой, Ангаре, Лунче, Каменке и в верховьях р. Киргитей. Кроме того, фосфатоносные доломиты отмечаются в пределах Порожнинского, Верхотуровского и других месторождений бокситов.

Карбонатная субформация прослеживается в пределы Чадобецкого поднятия и выделяется нами в объеме дольчиковской и чуктуконской свит, мощность которых около 1000 м. В нижней ее половине развиты серые и темно-серые, почти черные плитчато-слоистые мелко- и тонкозернистые известняки с прослоями глинистых известняков. Породы этой части субформации характеризуются повышенной марганценосностью.

Верхняя часть разреза (чуктуконская свита) представлена толщей мощностью до 500 м многократно чередующихся доломитов, известняков, глинистых сланцев и песчаников. Вверх по разрезу количество терригенного материала постепенно возрастает, а в доломитах с 1,33% P_2O_5 появляются линзы и невыдержанные прослои черных кремней.

Ряд благоприятных литологических признаков, повышенное содержание фосфора (выше кларка) в ряде разрезов субформации, а также общность состава и строения с карбонатной фосфоритоносной формацией (рифей-нижнекембрийского возраста) Алтае-Саянской области позволяют считать карбонатную субформацию перспективной для поисков первично-осадочных фосфоритов.

Фосфатоносные отложения рассматриваемой субформации продуцируют фосфориты остаточного-инфильтрационного генезиса, сохранность которых в настоящее время определяется благоприятными геоморфологическими особенностями Енисейского края [2].

Кремнисто-терригенно-карбонатная фосфоритоносная формация охватывает отложения тунгусикской серии верхнего рифея. Она характеризуется невыдержанным литологическим составом, значительным развитием терригенных и подчиненным — карбонатных пород. Отложения рассматриваемой формации наиболее развиты в пределах Ангара-Питского синклинория. Общая мощность формации 1000–3000 м. По литологическому составу формация подразделяется на две субформации: кремнисто-карбонатную и терригенно-карбонатную.

В нижней части *кремнисто-карбонатной субформации* значительное место занимают кварцевые песчаники, сланцы, обогащенные гематитом и сидеритом. Верхняя часть состоит преимущественно из известняков и доломитов, часто окремненных, с прослоями кремнистых сланцев и песчаников. Наряду с обогащенностью кремнистым материалом характерной особенностью субформации является также пестроцветность пород ее нижней части.

С верхней частью субформации связаны первично-осадочные фосфориты. На правобережье р. Ангара в толще доломитов вскрыты два пласта кремнисто-карбонатных микрокристаллических фосфоритов мощностью 0,3 и 1,5 м. Содержание P_2O_5 в них колеблется от 6–9 до 22%. Породы этой части субформации характеризуются

в целом превышающими кларк содержаниями марганца, ванадия и значительными колебаниями их содержаний в разных типах пород.

Кремнисто-карбонатная субформация верхнего рифея Енисейского крижа сходна с кремнисто-карбонатной фосфоритоносной формацией рифей-нижнекембрийского возраста других районов Алтае-Саянской области и рассматривается нами как наиболее перспективная для поисков фосфоритов в этом районе. Фосфатсодержащие породы рассматриваемой субформации продуцируют фосфориты коры выветривания.

Терригенно-карбонатная субформация, выделенная в объеме шунарской и киргитейской свит верхнего рифея, подстилается кремнисто-карбонатной субформацией и перекрывается отложениями орогенного комплекса. Для нее тоже характерны литологическая изменчивость по вертикали и латерали, терригенный состав пород в низах разреза, среди которых превалируют сланцы, обогащенные углистым веществом. Вверх по разрезу развиты карбонатные горизонты, часто со строматолитовым строением. Резкая фашиальная изменчивость субформации свидетельствует о неустойчивых условиях ее формирования. В верхней части субформации в основании доломитовой толщи, залегающей на глинистых, известково-глинистых сланцах, встречаются тонкие (до 10 см) линзовидные слои фосфоритов, содержащих до 16% P_2O_5 . Кроме того, в разрезах по рекам Каменке и Ангаре были выявлены прослои строматолитовых доломитов с содержанием фосфора, в 3-5 раз превышающим кларк. Однако распространение этой субформации в пределах лишь восточного борта Ангара-Питского синклинария, а также существенно терригенный состав ограничивают ее перспективность.

Фосфоритоносная формация коры выветривания, относимая к мезо-кайнозойскому возрасту, развита на Енисейском криже в основном за счет фосфатсодержащих пород карбонатной и кремнисто-карбонатной субформаций рифейского возраста. На этой территории фосфоритоносная формация коры выветривания представлена двумя типами: карстовым и контактово-карстовым.

Карстовый тип образовался по карбонатным породам и локализуется в небольших по площади карстовых воронках и котловинах, приуроченных к положительным формам рельефа - водоразделам и их склонам. Он встречается на площади развития первичных фосфоритов проявления Редкое. На этом участке породы субстрата представлены преимущественно карбонатными отложениями джурской свиты верхнего рифея.

Поле карстовых воронок площадью 0,4×1,3 км имеет причудливое очертание и в общем вытянуто в северо-западном направлении, согласно водораздельной части р. Шалаптика и Ивашки. Оно представляет собой чашеобразное понижение с максимальной глубиной 65,0 м в центральной части. Внутри поля слабо выражены воронки, выполненные глинистым и песчано-глинистым материалом, в той или иной степени фосфатноносным, с включениями каменистых фосфоритов, обломков и глыб доломита различной степени выветре-

лости. Обломочный материал распределен неравномерно и тяготеет к нижним горизонтам коры выветривания. Нижняя граница развития кор выветривания неровная, с выступами коренных пород и западинами в них. Цвет фосфатсодержащей глинистой массы, обогащенной гидроокислами железа и марганца, — красно-бурый, желто-коричневый и коричневато-бурый. Ожелезнен и омарганцован также обломочный материал. Фосфатонесная кора залегает непосредственно под почвенным слоем, мощность ее от первых метров до 65 м. Фосфат в ней распределен крайне неравномерно, и содержание P_2O_5 (по данным бороздового опробования) колеблется от долей процента до 20,0%.

Контактово-карстовый тип рассматриваемой формации локализуется в котловинах, образованных вдоль контактов кремнисто-глинистых и карбонатных пород. Котловины обычно вытянуты по простиранию пород основания, тела вторичных фосфоритов имеют пластообразную форму. К этому типу в пределах исследуемой территории относится Верхнекиргитейское проявление фосфоритов, приуроченное к полю развития отложений аладьинской, красногорской и джурской свит рифея. Оно расположено в пределах одноименного месторождения бокситов на юго-западном крыле Ангара-Питского синклинария, в верховьях р. Малый Киргитей. В зоне контакта терригенных пород красногорской свиты с доломитами аладьинской свиты развита крупная эрозивно-карстовая депрессия протяженностью более 5000 м, шириной в местах выходов 100–350 м и глубиной до 120 м. В разрезе рыхлых глинисто-карбонатных отложений депрессии четко выделяются две зоны: верхняя — преимущественно бокситоносная и нижняя — с преобладанием фосфатонесных пород.

Фосфориты образуют пластоподобную залежь мощностью около 10 м. Представлены рыхлыми и каменистыми разностями и содержат (по данным опробования кернa) в среднем 10% P_2O_5 . Доломиты, подстилающие залежь фосфоритов, содержат не более 0,2% P_2O_5 .

Перспективы поисков месторождения фосфоритов коры выветривания в пределах Енисейского кряжа пока не ясны вследствие слабой изученности.

Анализ закономерностей размещения разновозрастных фосфоритонесных формаций, отвечающих различным стадиям развития Енисейской геосинклинали, свидетельствует о том, что интенсивность фосфатонакопления в рифейском разрезе заметно усиливается по мере возрастания объема карбонатных пород от среднего рифея к нижнему кембрию. Наиболее перспективна в отношении поисков фосфоритов кремнисто-терригенно-карбонатная формация, развитая в юго-восточной части Енисейского кряжа, а также к востоку от кряжа, в пределах Чадобешского поднятия. Заслуживают внимания также мезо-кайнозойские коры выветривания, с которыми на Енисейском кряже связан ряд проявлений эпигенетических фосфоритов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Красотов Ю.М. Рифейские фосфориты Енисейского кряжа. - ЭИ ВИЭМС, 1976, № 2.
2. Красотов Ю.М. Континентальные (эпигенетические) фосфориты Енисейского кряжа. - В кн.: Экзогенные полезные ископаемые. М.: Наука, 1976.
3. Смирнов А.И. Докембрийские фосфориты Енисейского кряжа. - Тр. ГИГХС, 1955, вып. 2.
4. Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. - В кн.: Совещание по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
5. Юдин Н.И., Красотов Ю.М. Фосфоритоносность рифейских отложений Енисейского кряжа. - В кн.: Полезные ископаемые в осадочных толщах. М.: Наука, 1973.
6. Фосфоритоносные формации юга Сибири/Под ред. Н.А. Красильниковой, В.П. Казаринова. Красноярск: Кн. изд-во, 1972.

Б. Г. ГУРЕВИЧ**ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ФОСФОРИТОВ
ХУБСУГУЛЬСКОГО ФОСФОРИТОНОСНОГО БАССЕЙНА**

Хубсугульский фосфоритоносный бассейн верхнерифейско-нижнекембрийского возраста разделяется государственной границей на две части: южную, расположенную в западном Прихубсугулье (северо-запад Монголии), и северную - на территории юго-западной Бурятии. До недавнего времени считалось, что на территорию Бурятии фосфоритоносный бассейн заходит лишь северным окончанием. В результате исследований последних лет площадь советской части фосфоритоносного бассейна значительно расширилась за счет выделения фаунистически охарактеризованных пород нижнего кембрия и тесно связанных с ними верхнекембрийских отложений (нередко фосфоритоносных) на площадях развития карбонатных образований, ранее считавшихся более древними. Это значительно расширяет перспективы территории юго-западной Бурятии в отношении фосфоритоносности. В настоящее время здесь известны три месторождения фосфоритов: Ухагольское, Боксонское, Харанурское; целый ряд месторождений выявлен в южной части бассейна, на территории МНР [5].

Среди месторождений Хубсугульского фосфоритоносного бассейна довольно резко выделяется Ухагольское. Оно отличается исключительной пестротой литологического состава фосфоритов, здесь как бы в фокусе сосредоточено все многообразие фосфоритов бассейна. Это позволяет за основу рассмотрения фосфоритов взять именно это месторождение, тем более что фосфориты западного Прихубсугулья детально описаны в литературе [5].

Фосфоритоносная забитская свита вендского возраста характеризуется кремнисто-терригенно-карбонатным составом и циклическим строением. В ее составе И.Н. Семейкиным и др. [6] выделены четыре седиментационных цикла, выраженных периодически повторяемым трансгрессивно-регрессивным рядом осадков. Эти циклы построены таким образом, что максимум трансгрессии приходится на средние их части.

Повышенная фосфатизация отмечается лишь в начальных и завершающих слоях седиментационных циклов, которые соответствуют трансгрессивной и регрессивной частям разреза, в средних же частях циклов, отвечающих максимуму трансгрессии, повышенная фосфатизация не установлена. В основании и в верхах седимента-

ционных циклов фосфоритонакопление количественно и качественно проявляется по-разному. В трансгрессивный этап фосфатонакопление проявляется слабо и выражено обычно в виде накопления обломочных фосфатсодержащих пород, реже низкокачественных фосфоритов. В регрессивный этап седиментогенеза имеет место главным образом хемогенное фосфатонакопление промышленного масштаба. Таким образом, фосфоритонакопление в рассматриваемом районе происходило в регрессивные стадии развития бассейна, тогда как в трансгрессивные периоды происходил лишь перемыв ранее сформированных слоев с образованием низкокачественных обломочных фосфоритов и фосфатсодержащих пород, не имеющих практического значения. Это положение приобретает важное поисковое значение. Аналогичный вывод сделан В.И. Фоминским [7] и Н.А. Диденко [4] для платформенных желваковых фосфоритов.

На Ухагольском месторождении имеются две фосфоритные пачки: нижняя и верхняя, залегающие в верхах второго и третьего седиментационных циклов. Каждая пачка включает два-три фосфоритных пласта мощностью 7-15 м со средним содержанием 10-16% P_2O_5 .

Фосфориты месторождения характеризуются большим разнообразием, что обусловлено различными сочетаниями разных фосфатных и нефосфатных компонентов. Среди фосфатных выделений различаются несколько морфологических групп: слойки, линзочки (30-40%), выделения неправильной формы (40-50%), зерна (10-15%), обломки (5-10%), редко оолиты.

Слойки имеют практически мономинеральный фосфатный состав, в качестве дисперсной примеси (не более 5%) присутствуют карбонаты, углеродистое вещество, гидроокислы железа и пирит. Длина слойков 0,3-2,0 м, а мощность от долей миллиметра до 10, реже 20 мм. Фосфориты с преобладанием слойковых форм фосфатных выделений называются слойковыми линзовидными.

Для выделений *неправильной формы* характерна тесная связь с фосфатными слойками, самые разнообразные размеры и очертания. Морфология этих выделений меняется от червеобразной до неправильно-округлой, а размер - от сотых долей миллиметра до 2-3 мм. Как показало петрографическое изучение, основная масса этих выделений, так же как и некоторая часть фосфатных зерен, образована в результате замещения фосфатных слойков карбонатов.

Зерна - фосфатные выделения округлой формы. Этот термин собирательный и объединяет фосфатные округлые выделения различной генетической природы: микроконкреции, псевдоморфозы по органическим остаткам и окатанные обломочки. Фосфатные зерна имеют правильно-округлую, овальную, вытянуто-овальную форму и размер 0,05-2,0, чаще 0,1-0,25 мм. В фосфатных зернах отмечается примесь микрозернистого кварца, карбоната, чешуек гидрослюда и углеродистого вещества. Фосфориты, в которых фосфатное вещество представлено в основном в виде зерен, выделяются под названием *зернистых*, точнее - *микрозернистых*.

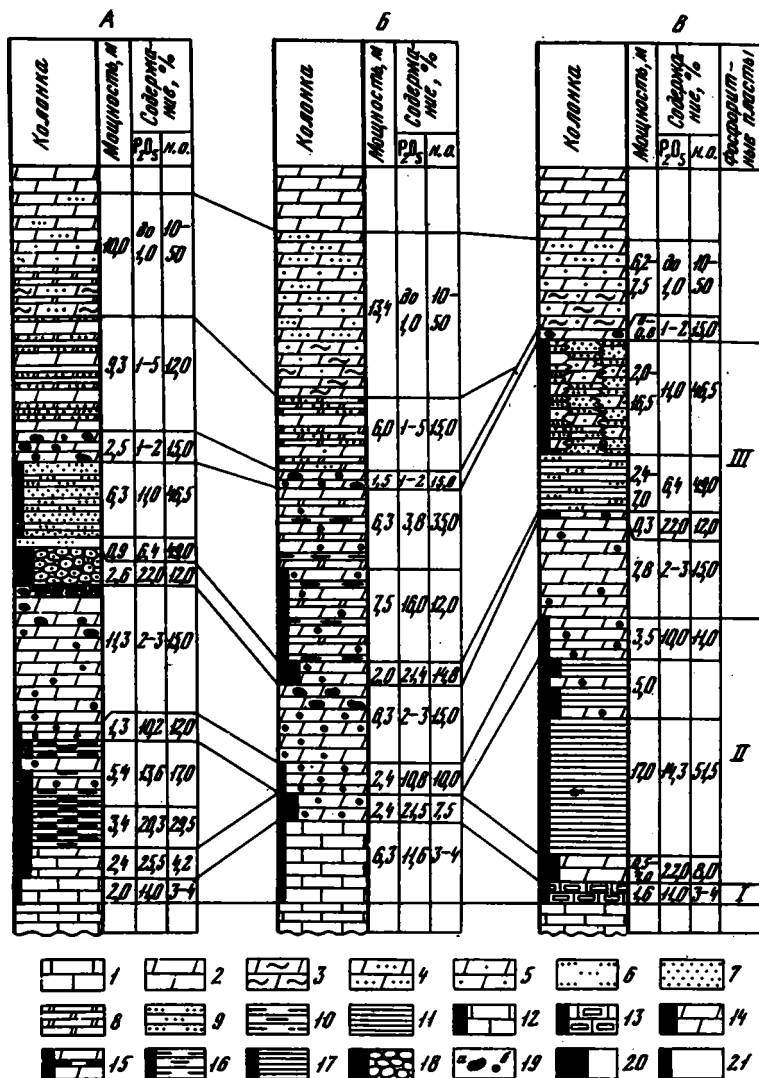
Таблица 1

Распространение литогенетических разновидностей фосфоритов в разных литофациальных зонах Ухагольского месторождения

Пачка	№ пласта	Литофациальные зоны	
		центральная	краевые
Верхняя	2	Слойково-микрозернистый кварц-доломитовый фосфорит Слойково-мономинеральный (метасоматический) фосфорит Доломитовый (метасоматический) фосфорит с фосфатными выделениями неправильной формы Обломочный доломитовый фосфорит	
	1	Слойковый углеродисто-кварц-гидрослюдисто-доломитовый фосфорит	
Нижняя (главная)	3	Тонкослоистый микрозернисто-слоистый углеродисто-гидрослюдисто-кремнисто-доломитовый фосфорит Тонкослоистый кремнисто-доломитовый фосфорит сложного строения	Неравномерно-слоистый микрозернистый, гидрослюдисто-доломит-кварцевый фосфорит Конкреционный кремнисто-карбонатный, мономинеральный фосфорит Тонкослоистый линзовидно-микрозернистый углеродисто-гидрослюдисто-кремнистый фосфорит
	2	Толстослоистый микрозернисто-линзовидный кремнисто-доломитовый фосфорит Тонкослоистый кремнисто-доломитовый фосфорит сложного строения	
	1	Тонкослоистый слойково-микрозернистый известковый фосфорит	Толстослоистый обломочный известковый фосфорит

Фосфоритные обломки представляют собой фрагменты фосфоритных слоев. Они характеризуются различными формами, размерами и степенью окатанности.

В строении фосфоритов обычно участвуют не менее двух описанных выше элементов (микрозернисто-слоистая структура и т.п.), однако нередко фосфориты состоят из трех-четырех фосфатных элементов, и в этих случаях они рассматриваются как фосфориты сложного строения.



Фиг. 1. Корреляция литологических колонок нижней (главной) фосфоритовоносной пачки Ухагольского месторождения

Литофациальные зоны: А - западная краевая, Б - центральная, В - восточная краевая

1 - тонкослоистый углеродистый известняк; 2-5 - доломит: 2 - тонкослоистый, 3 - глинистый, 4 - алевритистый, 5 - песчанистый; 6 - алевролит; 7 - песчаник; 8-11 - сланцы: 8 - карбонатные, 9 - алевритистые и алевроит-песчанистые, гидрослюдистые, 10 - углеродисто-гидрослюдисто-кремнистые, 11 - углеродисто-кремнисто-гидрослюдистые; 12-18 - фосфорит: 12 - известковистый слойково-микро-

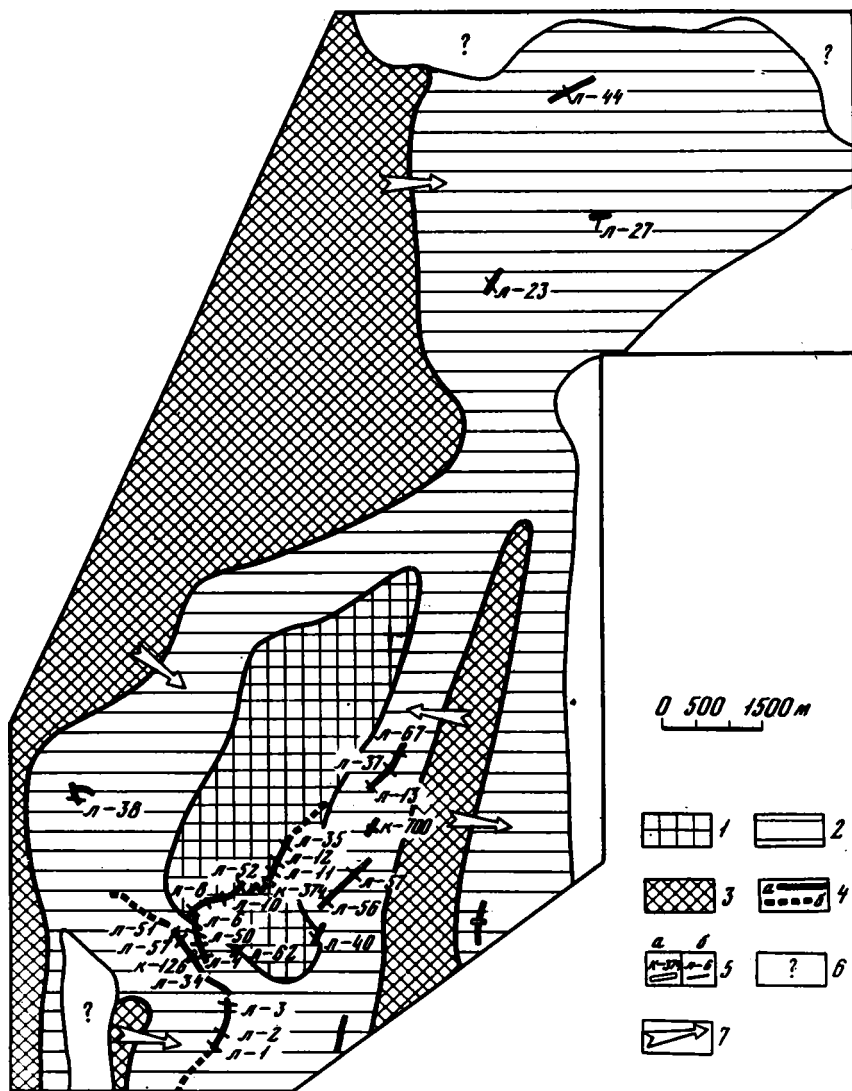
Нефосфатные компоненты в фосфоритах – прослой известняков, различных доломитов (углеродистых, гидрослюдистых, алевролитистых, песчанистых, кремнистых), алевролитов, песчаников, сланцев сложного состава, а также конкреции кремней. Кварц нередко представлен двумя модификациями, поэтому различаются кремнистые фосфориты (аутигенный кварц) и кварцевые (терригенный кварц). Различные сочетания разных фосфатных и нефосфатных компонентов обуславливают все многообразие фосфоритов. Однако первопричиной этого многообразия является сильная фациальная изменчивость отложений, которая особенно резко проявляется на продуктивных уровнях.

Нижняя фосфоритная пачка включает три продуктивных пласта, сложенных различными литогенетическими разновидностями фосфоритов. Выделяются три типа разреза фосфоритной пачки (фиг. 1), каждый из которых характеризует определенную литофациальную зону: первый – западную краевую, второй – центральную, третий – восточную краевую (фиг. 2). Краевые зоны представляют собой относительно мелководные участки палеобассейна, которые непосредственно примыкали к предполагаемым подводным поднятиям; центральная зона – область, удаленная от них и характеризовавшаяся относительно более глубоководными условиями осадконакопления. В центральной литофациальной зоне фосфориты состоят в основном из хемогенных компонентов (карбонатные минералы, аутигенный кварц), а в краевых зонах – в значительной степени из терригенного кварцевого и гидрослюдистого материала. Максимальная изменчивость проявляется на уровне продуктивных пластов и исчезает на уровне разделяющих их слоев.

Верхняя фосфоритная пачка отделена от нижней светло-серыми доломитами мощностью 50–100 м. Выделяются шесть типов разреза фосфоритной пачки и соответственно шесть литофациальных зон. Анализ типов разреза и их размещения свидетельствует об очень сложных и изменчивых условиях осадконакопления в период формирования этой пачки. Типы разреза на площади месторождения распространены ограниченно, взаимные переходы резкие, сопоставимость их затруднена. Нередко в непосредственной близости размещены отложения, характеризующиеся признаками как мелководья (трещины усыхания, конглобрекции), так и относительно более глубоководных условий седиментации (тонкогоризонтально-слоистые и волнистые текстуры).

(Окончание подписи к фиг. 1)

зернистый, 13 – известковистый обломочный, 14 – слоистый кремнисто-доломитовый сложного строения, 15 – микрозернисто-слоистый углеродисто-гидрослюдисто-кремнисто-доломитовый, 16 – линзовидно-микрозернистый углеродисто-гидрослюдисто-кремнистый, 17 – линзовидно-микрозернистый углеродисто-кремнисто-гидрослюдистый, 18 – конкреционный; 19 – конкреции кремней: а – караваяе-подобные, б – шаровидные; 20 – фосфориты относительно высококачественные (10% P_2O_5); 21 – фосфориты относительно низкокачественные (7–18% P_2O_5)



Фиг. 2. Схема размещения литофациальных зон нижней (главной) фосфоритной пачки Ухагольского месторождения

1-2 - литофациальные зоны: 1 - центральная, 2 - краевые; 3 - предполагаемые подводные поднятия; 4 - выходы нижней (главной) фосфоритной пачки: а - прослеженные, б - предполагаемые; 5 - одиночные каналы (а), поисково-разведочные линии (б); 6 - площади развития палеозойских интрузий; 7 - направление сноса терригенного материала

Основная литофациальная зона, широко развитая по площади, — первая, тогда как остальные зоны распространены ограниченно, в виде узких полос. В разных зонах каждый из продуктивных пластов сложен набором фосфоритов, близких по вещественному составу и различающихся в основном структурно-текстурными особенностями. Все это позволяет за основу выделения разновидностей фосфоритов верхней пачки принять первую (центральную) зону.

Размещение литогенетических разновидностей фосфоритов в разных литофациальных зонах показано в табл. 1, а их характеристика приводится ниже.

Фосфориты нижней (главной) фосфоритной пачки. *Тонкослоистые слойково-микрозернистые известковые фосфориты* — темно-серые тонкоплитчатые мелко-крупнозернистые породы с запахом сероводорода. Они состоят из переслаивающихся слоев (0,2–10,0 мм) микрозернистого известнякового фосфорита и известняка.

Фосфатные выделения представлены различными формами, но преобладают неправильно-округлые фосфатные зерна (0,1–0,25 мм), густо окрашенные углеродистым веществом. Между фосфатными слоями, линзочками, выделениями неправильной формы и зернами наблюдаются постепенные переходы, обусловленные замещением фосфата кальцитом. Несомненно, что первоначальная форма фосфатных выделений была слойковая. Основные минералы фосфоритов — кальцит (30–80%) и фосфат (30–50%); присутствуют также доломит, халцедон и низкотемпературный апатит (табл. 2, ан. 1).

Толстослоистые обломочные известковые фосфориты — темно-серые мелко-крупнозернистые породы, состоящие из фосфоритных обломков, сцементированных кальцитом. По минеральному составу фосфориты аналогичны рассмотренным выше. Фосфоритные обломки имеют различные форму и размер. В зависимости от преобладающего размера различаются песчистые, гравелитовые и псаммитовые разновидности.

Тонкослоистые кремнисто-доломитовые фосфориты сложного строения — темно-серые с характерными бурыми (ожелезненными) прослоями, микрозернистые, тонкоплитчатые породы с конкрециями кремней. Породы состоят из перемежающихся прослоев слойкового, микрозернистого, линзовидного фосфорита с фосфатными выделениями неправильной формы. Мощность слоев колеблется от долей миллиметра до 20 мм (средняя 2–5 мм). Основные минералы — фосфат и доломит (см. табл. 2, ан. 2). Фосфат пигментирован углеродистым веществом и пылевидным пиритом, содержит тонкорассеянную примесь доломита.

Доломит в фосфоритах представлен двумя генерациями¹: микрозернистой (0,005–0,01 мм) и мелко-среднезернистой (0,05–

¹ Эти две генерации доломита постоянно присутствуют и в других разновидностях фосфорита. Поэтому далее ранняя генерация доломита называется микрозернистой, а более поздняя — соответственно ее структуре (мелкозернистой и др.).

Таблица 2

Химический и минеральный состав литологических разновидностей

№ анализа	Разновидность фосфоритов	Химический состав			
		P ₂ O ₅	CaO	MgO	SiO ₂
1	Слойково-микрозернистый известковый	18,90	51,10	2,90	1,29
2	Кремнисто-доломитовый сложного строения	23,0	38,2	6,27	12,73
3	Микрозернисто-линзовидный кремнисто-доломитовый	10,8	32,48	13,80	6,86
4	Линзовидно-микрозернистый углеродисто-гидрослюдаисто-кремнистый	21,90	31,0	0,87	28,58
5	Микрозернисто-слойковый углеродисто-гидрослюдаисто-кремнисто-доломитовый	19,40	41,30	11,10	Не обн.
6	Конкреционный кремнистый	32,00	47,68	0,60	10,80
7	Микрозернистый гидрослюдаисто-доломит-кварцевый	34,80	50,22	1,80	4,76
8	Слойковый углеродисто-кварц-гидрослюдаисто-доломитовый	9,25	30,80	12,90	11,26
9	Слойково-микрозернистый кварц-доломитовый	12,80	35,06	11,70	9,38
10	Слойковый мономинеральный (метасоматический)	37,50	52,32	0,40	3,15
11	Обломочный доломитовый	22,90	44,62	8,90	Не обн.

* В сумму не входит.

Анализы 2 и 4 выполнены в центральной лаборатории БТГУ, остальные - в ГИГХС.

0,25 мм). Первая слагает слои, а также дисперсную примесь, редкие линзочки и округлые зерна, заключенные в фосфатных слоях. Это первично-осадочный доломит, он замещается фосфатом, доломитом II генерации, кальцитом и халцедоном. Мелко-среднезернистый доломит слагает неправильные выделения, пятна, замещающая фосфат, и доломит I генерации; природа его, видимо, позднедиагенетическая. Фосфориты в среднем содержат 21-22% P₂O₅.

Химический состав

Al_2O_3	Fe_2O_3 (общ.)	FeO^*	CO_2	SO_3	S (пирит)	F
0,44	1,02	0,84	23,60	0,24	Не обн.	1,90
0,45	0,32	-	12,48	0,07	"	-
0,38	0,70	0,50	31,00	0,19	0,24	0,93
4,95	2,30	-	6,31	-	-	1,72
0,89	0,70	0,60	23,85	0,27	0,33	1,12
0,64	2,18	0,79	3,26	0,43	0,36	2,50
0,51	1,39	0,72	3,95	0,28	Сл.	3,80
3,57	2,39	1,55	27,73	0,32	0,65	1,00
2,04	1,39	0,93	26,50	0,14	Не обн.	1,40
1,08	4,37	0,90	Не обн.	Не обн.	"	2,85
0,32	0,50	0,28	20,9	0,50	0,35	2,12

Толстослойные микрозернисто-линзовидные кремнисто-доломитовые фосфориты - серые толсто плитчатые породы, сложенные микрозернистым доломитом, в котором послойно расположены фосфатные линзовидные выделения, фосфатные зерна (in situ) и заключены кремнистые конкреции. Фосфатные зерна (0,2-0,5 мм) округлые, вытянутые, часто неправильной формы. Среди фосфатных линзовидных выделений присутствуют микролинзочки (до 0,1×0,5 мм), лентообразные извилистые обособления (до 0,5×10 см) и линзовидные слой-

Таблица 2 (окончание)

№ ана-лиза	Разновидность фосфоритов	Сумма (без O-F)	Лимонно-растворимая P_2O_5		F/ P_2O_5
			абс.	относ.	
1	Слойково-микрозернистый известковый	99,99	1,40	7,4	0,100
2	Кремнисто-доломитовый сложного строения	-	-	-	-
3	Микрозернисто-линзовидный кремнисто-доломитовый	97,53	0,95	8,8	0,086
4	Линзовидно-микрозернистый углеродисто-гидрослюдисто-кремнистый	96,91	-	-	0,078
5	Микрозернисто-слойковый углеродисто-гидрослюдисто-кремнисто-доломитовый	98,49	2,0	10,3	0,06
6	Конкреционный кремнистый	99,40	3,65	11,4	0,080
7	Микрозернистый гидрослюдисто-доломит-кварцевый	99,63	4,55	13,1	0,095
8	Слойковый углеродисто-кварц-гидрослюдисто-доломитовый	100,00	1,40	15,1	0,108
9	Слойково-микрозернистый кварц-доломитовый	99,82	1,70	13,3	0,109
10	Слойковый мономинеральный (метасоматический)	100,48	4,65	12,4	0,076
11	Обломочный доломитовый	100,22	2,17	9,4	0,092

ки (до 1×200 м). Основные минералы - доломит (60%), фосфат (20-30%), халцедон (10%), присутствует также кальцит (2-3%) (см. табл. 2, ан. 3).

Тонкослоистые линзовидно-микрозернистые углеродисто-гидрослюдисто-кремнистые фосфориты - буровато-серые тонкоплитчатые породы. Они состоят из тонко чередующихся слойков (до 5 мм) алевролитистых сланцев углеродисто-кремнисто-гидрослюдистого и углеродисто-гидрослюдисто-кремнистого состава, включающих фосфатные линзовидные прослои, зерна и конкреции кремня. Основные минералы - фосфат (40-60%), гидрослюда (10-20%), кварц (10-30%) и халцедон (10%); аксессуарные - турмалин и апатит.

Линзовидные фосфатные выделения сложены коричневатым крипто-

Минеральный состав							
фосфат	доломит	кальцит	кварц	гидрослюда	гидрогетит	пирит	гипс
44,6	10,0	40,0	0,8	1,1	1,0	-	0,5
54,3	28,7	-	12,1	1,2	0,3	-	-
25,5	63	-	6,4	1,0	0,7	0,5	0,4
51,7	4,0	1,6	22,8	12,9	2,3	-	-
45,8	50,7	-	-	2,3	0,7	0,6	0,5
75,5	2,7	8,2	10,0	1,7	2,0	0,7	0,9
82,1	6,4	-	4,2	1,3	1,4	-	0,6
21,8	58,9	-	7,1	9,3	2,4	1,2	0,6
30,3	53,5	2,7	7,0	5,3	1,4	-	0,3
88,5	1,8	-	1,9	2,8	4,4	-	-
54,0	40,6	3,6	-	-	0,5	0,6	1,0

кристаллическим фосфатом, пигментированным углеродистым веществом и пылевидным пиритом, размер их от 0,5×1,0 до 1×15 см. Зерна округлые (0,1-1,0 мм), обычно с осветленной центральной частью, иногда включают отдельные чешуйки гидрослюда и алевритовые зерна кварца; сливаясь друг с другом, они образуют линзовидные выделения. Фосфориты характеризуются относительно высоким содержанием P_2O_5 (15-25%), повышенным содержанием SiO_2 и Al_2O_3 (см. табл. 2, ан. 4).

Тонкослоистые микрозернисто-слоистые углеродисто-гидрослюдисто-кремнисто-доломитовые фосфориты - черные средне-тонкоплитчатые породы, в приповерхностной зоне обычно разрушены до глиноподобного состояния, огипсованы и окремнены. Фосфориты со-

стоят из чередования углеродистых доломитов и сланцев сложного и переменного состава, в которых неравномерно распределены фосфатные слои, зерна и выделения неправильной формы. Мощность этих прослоев колеблется от долей миллиметра до 10 см. В зависимости от преобладания того или иного элемента меняется качество фосфоритов. Фосфориты в среднем содержат 15–16% P_2O_5 и характеризуются повышенным содержанием кварца, гидрослюда, а также гипса (см. табл. 2, ан. 5).

Конкреционные фосфориты – черные или бурые (выветрелые) каравая- и лепешкообразные, реже эллипсоидные конкреции размером от 0,02×0,1 до 0,3×0,5 м, сложенные в основном зеленовато-бурым до темно-коричневого фосфатом. В зависимости от распределения углеродистого вещества конкреции имеют хлопьевидное, ступенчатое, комковатое и зернистое внутреннее строение. По минеральному составу различаются мономинеральные, кремнисто-фосфатные, доломит-фосфатные и кварц-фосфатные конкреционные фосфориты.

Конкреции мономинерального фосфорита на 95% сложены фосфатом. В качестве примеси отмечаются зерна кварца, доломита и чешуйки гидрослюда. Конкреции кремнистого фосфорита характеризуются четкими очертаниями и зональным строением: центральная часть (ядро) сложена кремнистым, а оболочка – мономинеральным фосфоритом. Халцедон (до 50%) слагает линзочки или округлые стяжения (до 0,3 мм). Конкреции доломитового фосфорита включают реликтовые зерна и линзочки доломита; с вмещающими доломитами имеют только одну четкую границу (обычно нижнюю). Конкреции кварцевого фосфорита содержат до 20% терригенного кварца алевролитовой и песчаной размерности. Конкреционные фосфориты разного состава содержат 14–36% P_2O_5 (см. табл. 2, ан. 6).

Неравномерно-слоистые микрозернистые гидрослюдисто-доломит-кварцевые фосфориты – темно-серые, буровато-серые, тонко-толсто-плитчатые породы. Фосфориты состоят из чередования прослоев кварцевого песчаника, песчанистого доломита и песчано-алевролитовых кремнисто-гидрослюдистых сланцев, в разной степени обогащенных фосфатными зернами (0,1–0,3 мм). Наиболее обогащены ими прослой кварцевого песчаника, где они концентрируются в межзерновых пространствах. Соотношение фосфатных и кварцевых зерен самое различное, иногда преобладают первые. В этом случае отмечаются прослой высококачественного микрозернистого фосфорита. Мощность отдельных прослоев колеблется от долей миллиметра до 15 см, их соотношение определяет вещественный состав и качество фосфоритов (см. табл. 2, ан. 7). Отмечается примесь циркона, рутила, турмалина, магнетита, хромита, ильменита.

Фосфориты верхней фосфоритной пачки. *Слойковые углеродисто-кварц-гидрослюдисто-доломитовые фосфориты* – черные микро-среднезернистые неравномерно-слоистые тонкоплитчатые породы, обычно сильно выветрелые. Фосфориты состоят из чередующихся прослоев высококачественного фосфорита, углеродистого доломита

и сланцев сложного состава (песчано-алевролитовые углеродисто-доломит-гидрослюдистые и углеродисто-гидрослюдисто-кремнистые). Фосфатные прослои (до 2 см) включают терригенные зерна (0,02–0,1 мм) кварца и примесь микрозернистого доломита; фосфат густо пигментирован углеродистым веществом и пылевидным пиритом. Фосфориты в среднем содержат 10% P_2O_5 ; основные минералы – фосфат, доломит, гидрослюда, кварц (см. табл. 2, ан. 8).

Неравномерно-слоистые слойково-микрозернистые кварц-доломитовые фосфориты – буровато-желтые мелко-равномернозернистые породы с горизонтальной, волнистой и линзовидной текстурой. Фосфориты состоят из чередования прослоев доломита и кварцевого песчаника с доломитовым цементом, в разной степени и по-разному фосфатизированных. Фосфатные выделения представлены слоями (до 1 см) и фосфатными зернами (0,1–0,3 мм). Фосфатные слои заключены в доломитовых прослоях, а фосфатные зерна сконцентрированы в кварцевом песчанике, где занимают межзерновые пространства. Мощность отдельных прослоев 0,5–20 см, при этом наибольшую мощность имеют прослои фосфатсодержащих доломитов. Фосфориты в среднем содержат 12% P_2O_5 , основные минералы – доломит, фосфат, кварц (см. табл. 2, ан. 9); из аксессуарных отмечаются циркон, турмалин, ильменит.

Обломочные доломитовые фосфориты – желтовато-светло-серые, неясно-слоистые, иногда с градиционной слоистостью породы гравелитовой или песчаниковой структуры. Породы состоят из обломков (70–80%) фосфорита и доломита, сцементированных средне-крупнозернистой кальцит-доломитовой массой. Обломки изометричные, окатанные, размером 0,05–6,0 мм. Обычно преобладающие фосфоритные обломки сложены бесцветным стеклоподобным фосфатом. Основные минералы – фосфат и доломит (см. табл. 2, ан. 10). Содержание P_2O_5 по штуфным пробам 20–21%.

Слойковые метасоматические мономинеральные фосфориты образуют плаstopодобные тела мощностью до 0,4 м, согласные с вмещающими породами. Это белые, светло-желтые с бурыми пятнами, массивные породы с землистым изломом, распадающиеся при ударе на параллелепипеды. Фосфориты на 95% сложены микрокристаллическим фосфатом, местами окрашенным гидроокислами железа в бурый цвет. Фосфат включает каолинизированные чешуйки гидрослюда, серицита, зерна кварца и тонкодисперсный карбонат. В зависимости от минерального состава материнских пород преобладает либо карбонатная, либо терригенная примесь. Эти фосфориты наиболее высококачественные: содержат свыше 37% P_2O_5 (см. табл. 2, ан. 11).

Карбонатные метасоматические фосфориты с фосфатными выделениями неправильной формы – светлоокрашенные доломиты с включениями, гнездами, шпирями, пятнами и прожилками фосфата (20–50%). Размер этих выделений варьирует от долей миллиметра до 50 см. Они выполнены таким же фосфатом, как и предыдущая разновидность фосфоритов.

Характеристика фосфатного вещества фосфоритов. Фосфатный минерал различных литологических разновидностей фосфоритов представлен фторапатитом с некоторыми отклонениями к фторкарбонатапатиту. Фосфат изотопный или обладает едва заметной поляризацией, реже имеет микрокристаллическое строение с размером индивидов 0,001–0,003 мм.

Фосфатное вещество обычно в разной степени пигментировано тонкодисперсным углеродистым веществом, иногда содержащим пылевидный пирит, и потому имеет черную или темно-серую окраску. При выветривании фосфоритов углеродистое вещество окисляется, пирит разлагается, и фосфат покрывается тончайшей пленкой гидрогетита, окрашиваясь в бурый цвет. Реже отмечается прозрачный фосфат (обломочный доломитовые фосфориты). Фосфатное вещество обычно содержит примесь микрозернистого доломита.

Отношение F/P_2O_5 в различных разновидностях фосфоритов колеблется в пределах 0,060–0,109 и в среднем (по 13 анализам) составляет 0,087, т.е. близко к теоретическому (0,089) отношению во фторапатите. Некоторые колебания в анализах, видимо, объясняются невысокой точностью определений.

Относительное содержание лимонно-растворимой P_2O_5 колеблется в пределах 7,4–20,3% и в среднем (по 11 анализам) составляет 12,4%, что характерно для фторапатита.

Параметры кристаллической решетки фосфатных минералов в основном варьируют в пределах: $a = 9,36–9,38 \text{ \AA}$ (в одном случае установлено $a = 9,32 \text{ \AA}$); $c = 6,88–6,89 \text{ \AA}$.

Удельный вес фосфатного вещества 3,1–3,2 г/см³. Учитывая, что с ним тесно ассоциируют карбонаты, гидрогетит, пирит и углеродистое вещество, можно полагать, что колебания в удельном весе фосфата во многом связаны с присутствием этих минеральных примесей.

Таблица 3

Некоторые параметры фосфатного вещества в разных группах фосфоритов Ухагольского месторождения

Группа фосфоритов	$a, \text{ \AA}$	$N(\text{ср.})$	F/P_2O_5	Относительное содержание лимонно-растворимой P_2O_5
Первая	9,37– 9,38	1,624– 1,630	0,060– 1,108	7,4–20,8
Вторая	9,36	1,619– 1,624	0,080– 0,109	9,4–13,3
Третья	9,32	1,610– 1,612	0,095	13,1

Средний показатель преломления фосфата обычно 1,619–1,630, в одном случае зафиксирован $N = 1,610\text{--}1,612$.

Из этих параметров наиболее информативными для диагностики фосфатных минералов следует признать данные рентгеноструктурного анализа и оптические константы. Два других параметра (F/P_2O_5 и относительное содержание лимонно-растворимой P_2O_5) являются ненадежными: первый из-за неточности определения фтора, второй — из-за влияния на его определение ряда факторов (тонина помола порошка, содержание общего P_2O_5 и др.). Поэтому за основу разделения фосфоритов по характеру фосфатного вещества примем значение параметра a кристаллической решетки и показатель преломления. Анализ материалов позволяет условно наметить три группы фосфоритов, различающихся по характеру фосфатного вещества (табл. 3).

Первую группу составляют фосфориты, фосфатное вещество которых представлено минералом, близким к фторапатиту. Во вторую группу входят фосфориты, фосфатное вещество которых представлено минералом, по своим константам занимающим промежуточное положение в ряду фторапатит — франколит. К третьей группе отнесен фосфорит, фосфатное вещество которого близко к курскиту.

Из табл. 3 видно, что изменение значения параметра a и среднего показателя преломления фосфатных минералов происходит закономерно. Условно выделенные по характеру фосфатного вещества три группы фосфоритов, видимо, несут также определенные генетические особенности, которые пока полностью не выяснены. Предварительно можно отметить следующее. В первую группу попали фосфориты, обогащенные углеродистым веществом (нижняя пачка, пласты 1–3 и верхняя пачка, пласт 1). Во второй группе оказались светлоокрашенные, не содержащие углеродистого вещества фосфориты верхней пачки (пласт 2). Наибольший интерес представляют фосфориты третьей группы, поскольку фосфатное вещество, близкое к курскиту, встречается в геосинклинальных фосфоритах крайне редко. Это высококачественные (34,8% P_2O_5) микрозернистые фосфориты (см. табл. 2, ан. 7). Наиболее характерной петрографической их особенностью является зернистая структура, иногда постепенно переходящая в пятнистую и сгустковую.

Эти фосфориты распространены в третьем продуктивном пласте нижней пачки в краевых литофациальных зонах, где они залегают в виде коротких конкреционных линз (мощностью 0,2–0,4 м, редко более) на контакте с углеродисто-гидрослюдистыми алевритистыми сланцами, обычно подстилая их. Последнее обстоятельство, видимо, обуславливает особенности этих фосфоритов. Будучи перекрыт сланцами, фосфатный осадок формировался в условиях повышенного парциального давления CO_2 , что привело к повышенному содержанию в нем углекислоты. Вероятно, этими же причинами обусловлены и другие особенности этих фосфоритов — конкреционная форма и зернистая структура (как известно; геохимическая подвижность фосфата в осадке увеличивается при повышении парциального давления CO_2).

Об условиях образования фосфоритов Ухаловского месторождения. Минералого-петрографическое изучение позволяет сделать вывод, что основная масса фосфоритов сформировалась в результате фосфатизации осадка в процессе диагенеза [2,3]. Наиболее отчетливо это устанавливается на основании структурных и текстурных особенностей фосфоритов третьего фосфоритного пласта главной пачки. В этих фосфоритах фосфатные прослои содержат реликтовый доломитовый материал в виде линзочек зернистого доломита, отдельных округлых зерен, тонкодисперсной примеси и ее скоплений. Наблюдаются все стадии замещения микрокристаллического и зернистого доломита фосфатом с реликтовыми структурами и текстурами.

В фосфоритах второго пласта фосфатные прослои в изобилии содержат реликтовую рассеянную примесь и скопления микрокристаллического доломита. Таким образом, и в этом случае наблюдаются такие же признаки диагенетической фосфатизации, как и отмеченные выше, т.е. независимо от структурно-текстурных особенностей доломитового осадка процесс диагенетической фосфатизации одинаковый. Он происходил в стадию раннего диагенеза осадка, о чем свидетельствуют: 1) присутствие в раннедиагенетических кремнистых конкрециях фосфатных зерен, линзочек и их реликтов; 2) огибание фосфатными, а также доломитовыми прослоями (с заключенными в них фосфатными выделениями) тех же кремнистых конкреций. Эти наблюдения одновременно доказывают раннедиагенетическую природу кремнистых конкреций и относительно более позднее их формирование по сравнению с фосфатными выделениями.

Полевыми наблюдениями установлено, что фосфатные прослои имеют форму линз протяженностью до нескольких метров. Учитывая такую морфологию фосфатных прослоев и диагенетическую их природу, можно сделать вывод, что фосфатные линзообразные прослои – своеобразные раннедиагенетические пластоподобные конкреции.

Признаки диагенетической фосфатизации отмечаются не только в фосфоритах продуктивных пачек, но и в фосфатсодержащих породах других фосфатоносных уровней забитской свиты. Все это свидетельствует о том, что в основе механизма образования фосфоритов и фосфатсодержащих пород всего месторождения в целом лежит один и тот же процесс диагенетической фосфатизации. Источником фосфата для формирования фосфоритов, видимо, являлись иловые воды, нередко характеризующиеся резко повышенным содержанием растворенных фосфатов [1].

Фосфатизация накладывалась на пестрый по литологическому составу осадок, который варьировал от существенно хемогенного до терригенного. Литологический состав осадка в значительной степени обуславливал морфологические формы образующихся фосфатных выделений (слойки, линзочки, зерна) и интенсивность фосфатизации. Так, в карбонатном осадке преимущественно возникали слойковые формы, а в глинисто-кремнистом, кварц-песчанистом и глинистом – зернистые. Интенсивность фосфатизации закономерно уменьшается в ряду осадков доломитовый – глинисто-кремнистый – кварц-песчанистый –

глинистый. Поэтому наиболее высококачественные фосфориты – существенно доломитовые и самые низкокачественные (до фосфатсодержащих пород) – гидрослюдисто-сланцевые. Это положение хорошо объясняет расклинивание продуктивных пластов слоями фосфатсодержащих сланцев и случаи несовпадения литологических границ и границ продуктивности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бушинский Г.И. О происхождении морских фосфоритов. – Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.
2. Гуревич Б.Г., Георгиевский А.Ф. Особенности диагенетического конкrecioобразования при формировании докембрийских фосфоритов Ухагольского прогиба (Восточный Саян). – Рудные конкреции и конкреции рудоносных формаций. (Тез. докл.). Л.: ВСЕГЕИ, 1976.
3. Гуревич Б.Г., Георгиевский А.Ф. О генезисе фосфоритов Ухагольского и некоторых других месторождений Хубсугульского фосфоритоносного бассейна. – В кн.: Промышленность горнохимического сырья. М.: НИИТЭХИМ, 1977, № 3.
4. Диденко Н.А. Ритмичность распределения фосфора в мезозойских отложениях северной части Ульяновско-Саратовского прогиба. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1976.
5. Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973.
6. Семейкин И.Н., Колесников В.Л., Белоголовов В.Ф., Храпаль Ю.И. Геологическое строение и типы руд северной части Ухагольского месторождения фосфоритов (Восточный Саян). – Геол. и геофиз., 1976, № 9.
7. Фомянский В.И. Стратиграфия и условия формирования фосфоритоносных отложений сеномана района Воронежской антеклизы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1975.

Ю. Р. РУЧКИНА, А. А. АРСЕНЬЕВ

ЛИТОЛОГИЯ КЕМБРИЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УДСКО-ШАНТАРСКОГО БАССЕЙНА

Удско-Шантарский фосфоритоносный бассейн расположен в северо-восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса. Месторождения фосфоритов, прослеживающиеся от междуречья Селемджи и Уды на северо-восток до Шантарских островов, связаны с вулканогенно-осадочными отложениями, сформированными в раннепалеозойский геосинклинальный этап. В структурно-тектоническом отношении бассейн приурочен к Джагдинской эвгеосинклинальной зоне, разделяющей Алданский и Буреинский блоки континентальной коры [3]. Палеозойские отложения Джагдинской зоны с юга и севера перекрыты мезозойскими образованиями, выполняющими соответственно Томский и Удский прогибы. На севере Джагдинская зона ограничена Удским разломом, к которому примыкают раннепалеозойская Шеллинская миогеосинклиналь и Баладекский выступ протерозойского фундамента.

Месторождения фосфоритов Джагдинской зоны приурочены к Селиткано-Нимийскому поднятию, расположенному в южной части зоны. В пределах поднятия выявлены четыре месторождения – Лагапское, Горелое, Нимийское, Нельканское и много проявлений фосфатной минерализации. На северо-восточном продолжении материковых структур, на северо-западе о-ва Большой Шантар известно Шантарское месторождение. Литологические исследования, проведенные на всех месторождениях бассейна, выявили строгую приуроченность фосфоритовых залежей к определенным фациальным условиям.

В пределах бассейна намечаются два уровня фосфатонакопления: верхи нижнего кембрия и низы среднего – верхнего кембрия. В нижнем уровне фосфатонакопление представлено проявлениями фосфатной минерализации в бассейне рек Гербикан, Токи, Верхний Курум и приурочено к верхней части выделяемой здесь вулканогенно-терригенно-кремнистой толщи. По комплексу фауны: толща отнесена Г.В.Беляевой [1] к ленскому ярусу нижнего кембрия. Верхнему уровню принадлежат все месторождения и подавляющее большинство проявлений фосфатной минерализации. Средний – верхний кембрий датируется по находкам фауны беззамковых брахиопод, радиолярий и трилобитов в фосфатовмещающих отложениях месторождений [1,6,8].

Возрастная позиция месторождений фосфоритов отражена на геологической карте Ю.А.Мамонтова и В.А.Попеко [5].

В составе образований среднего – верхнего кембрия по комплексу преобладающих пород, а также рудной специализации выделяются три согласно залегающие толщи (снизу вверх): *вулканогенно-карбонатно-кремнистая, кремнистая и терригенная*. Вулканогенно-карбонатно-кремнистая толща мощностью 700–1500 м представлена кварцитами, известняками, доломитами с прослоями яшм, вулканических пород, реже песчаников, кремнисто-глинистых сланцев и фосфоритов. Кремнистая толща мощностью 500–1000 м сложена разноокрашенными яшмами с прослоями вулканических пород, кремнисто-глинистых сланцев, реже известняков и песчаников. С ней связаны проявления марганцевых и железных руд. Терригенная толща мощностью 500–2000 м безрудная, венчает разрез средне-верхнекембрийских образований и представлена песчаниками и кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и яшм. Таким образом, фосфатовмещающими являются низы среднего – верхнего кембрия.

ХАРАКТЕР СТРОЕНИЯ ФОСФАТОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ

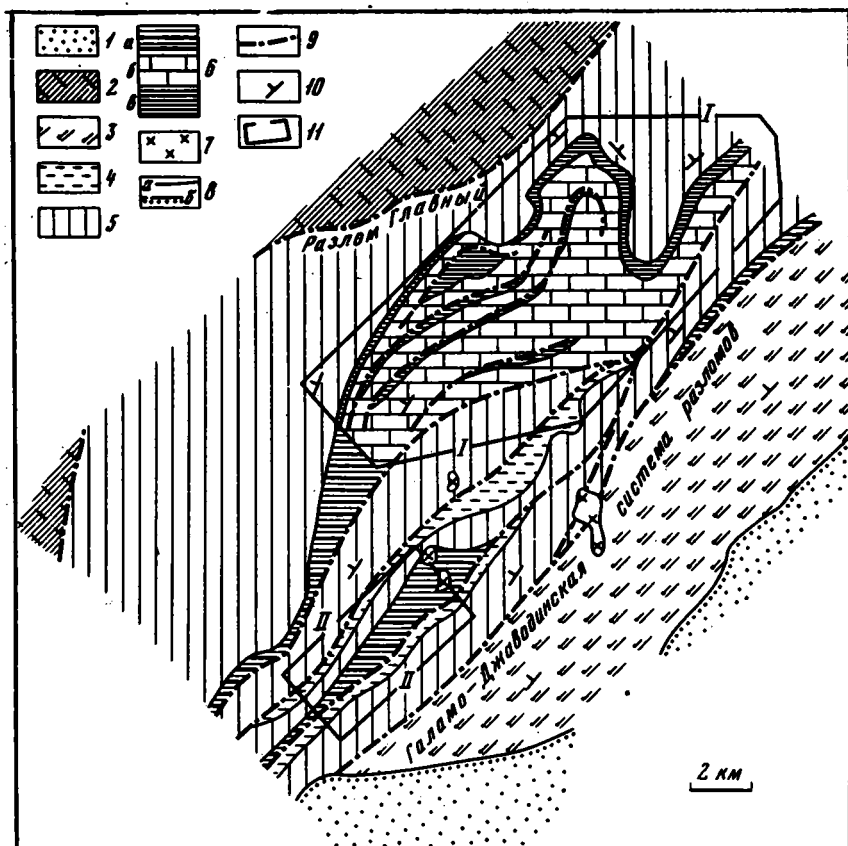
Для фосфатовмещающей вулканогенно-карбонатно-кремнистой толщи характерна фациальная изменчивость по простираению, предопределяющая расположение залежей фосфоритов, их мощность и продуктивность в разных частях фосфоритоносного бассейна.

На Нимийском месторождении низы продуктивной толщи представлены карбонатными образованиями, слагающими крупный Ир-Нимийский массив (фиг. 1), имеющий раздув мощности (>500 м) в бассейне Джаводи и резко выклинивающийся к юго-западу (к месторождению Горелое) и северо-востоку (к водоразделу кл. Лысый – р.Верхняя Джаводи). Карбонатные образования, объединенные в карбонатную пачку, представлены доломитами и известняками с прослоями вулканогенных пород, появляющихся в низах пачки, яшм и кварцитов.

В нижней части карбонатного массива вскрыты (снизу вверх):

Мощность, м

- | | |
|---|-----|
| 1. Базальтовые порфириды темно-зеленые, хлоритизированные. | 4 |
| 2. Известняки розовато-серые, мраморизированные. | 2,5 |
| 3. Туфы базальтового порфирита, темно-зеленые, с обломками фосфатных створок брахиопод. | 3,6 |
| 4. Туфопесчаники зеленовато-бурые, с линзами фосфорита. | 1,2 |
| 5. Туфы базальтового порфирита, с фосфатной фауной брахиопод. | 2,4 |
| 6. Базальтовые порфириды варолитовой структуры, светло-зеленые. | 1,5 |
| 7. Известняки светло-серые, массивные. | 5 |



Фиг. 1. Геологическая карта Ир-Нимийского водораздела

1 - юрские образования Торомского прогиба; 2 - позднепермские терригенные отложения; 3 - среднедевонские - раннекаменноугольные терригенные отложения; 4-6 - средне-верхнекембрийские отложения: 4 - терригенной, 5 - кремнистой, 6 - вулканогенно-карбонатно-кремнистой толщи, нерасчлененной (а) и расчлененной на карбонатную (б) и вулканогенно-кремнистую (в) пачки; 7 - позднемеловые интрузии липаритовых порфиров, диоритов и габбро; 8 - линии контактов согласных (а) и с резким угловым несогласием (б); 9 - разломы; 10 - элементы залегания пород; 11 - контуры месторождений: 1-1 - Нимийского, 11-11 - Горелого

В средней части массива вскрыты (снизу вверх):

Мощность, м

1. Доломиты светло-серые, тонкозернистые, оолитовые; окварцованные.
2. Доломиты серые, кальцитизированные, слабо фосфатные.

4

, 2,5

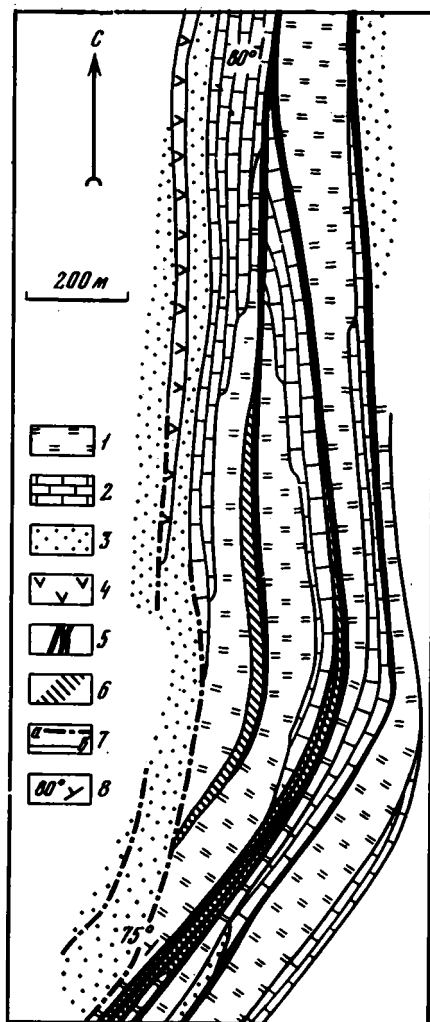
3. Доломиты буровато-серые, оолитовые, с фосфатными обломками.	1,3
4. Фосфориты карбонатные, брекчиевые.	0,5
5. Кварциты светло-серые, массивные.	10
6. Яшмы темно-серые и черные.	12
7. Доломиты светло-серые.	5

В верхней части карбонатного массива наблюдается интенсивное дробление и окварцевание карбонатных пород. Для центральной его части характерны маломощные (0,5–1,5 м) и непротяженные (единицы метров) фосфоритовые тела, приуроченные к контакту прослоев яшмы и вулканических пород с карбонатными отложениями.

В периферических частях массива, где происходит резкая смена карбонатонакопления кремненакоплением, мощность и протяженность тел фосфоритов возрастают. Если в сводовой части массива мощность фосфатносных кремнистых отложений не превышает 15–20 м, то на флангах она достигает 110–

фиг. 2. План поверхностных обнажений фосфатносных пород вулканогенно-карбонатно-кремнистой толщи в бассейне р. Верхний Лагап

1 – кварциты белые и светло-серые, массивные, участками брекчированные; 2 – доломиты и известняки серые, частично перекристаллизованные; 3 – песчаники серые, кварцполевошпатовые, с прослоями алевролитов и сланцев; 4 – эффузивы основные; 5–6 – залежи фосфоритов с содержанием P_2O_5 : 5 – более 5%; 6 – менее 5%; 7 – разломы (a) и контакты пород (б); 8 – элементы залегания пород



130 м. При этом суммарная мощность четырех – шести сближенных залежей фосфоритов 35,8–119,7 м. Так, к северо-востоку от карбонатного массива (кл. Лысый – р. Верхняя Джаводи) в составе фосфатовмещающей вулканогенно-карбонатно-кремнистой толщи более или менее четко выделяются три горизонта. В нижнем горизонте преобладают кварциты (до 110 м) с незначительным количеством прослоев вулканических и кремнистых брекчий (мощность 9–20 м). Средний, наиболее продуктивный горизонт представлен кварцитами с редкими прослоями яшм, яшмовидного песчаника, телами миндалекаменных базальтовых порфиров и вулканических брекчий основного состава. Кварциты включают пять залежей фосфоритов мощностью 2–15 м. Верхний горизонт характеризуется постепенным возрастанием количества яшмовидного кварцита и прослоев яшм с присущей им красной окраской различных оттенков. Кварциты и яшмовидные кварциты содержат три залежи фосфоритов мощностью 4, 5 и 18 м.

К юго-западу от карбонатного массива расположено месторождение Горелое. В разрезах месторождения наблюдается такой же набор пород, как и на Нимийском месторождении: белые массивные и брекчиевые кварциты с линзами фосфоритов, вулканические образования, маломощные прослои яшм, песчаников и кремнисто-глинистых сланцев. Средняя мощность залежей фосфоритов 5 м, приурочены они к зонам дробления кварцитов. Мощность фосфатоносных кварцитов с маломощными прослоями вулканических пород и яшм достигает 100–130 м.

К северо-востоку по простиранию фосфатовмещающей вулканогенно-карбонатно-кремнистой толщи в разрезах возрастает роль мелко-водных карбонатных и терригенных отложений. Убывает мощность прослоев кварцитов и соответственно количество и продуктивность залежей фосфоритов. Так, в 30 км к северо-востоку от Нимийского месторождения на Нельканском месторождении при мощности известняков 50–100 м, песчаников 165 м и яшм 60–100 м мощность фосфатоносных кварцитов не превышает 30–35 м, а суммарная мощность фосфоритовых залежей около 5 м. Подобные соотношения наблюдаются и на Лагаском месторождении, расположенном в 15 км к юго-западу от месторождения Горелое (фиг. 2). Снизу вверх вскрыты:

Мощность, м

1. Сланцы глинисто-кремнистые, зеленовато-серые.	10
2. Кварциты темно-серые, яшмовидные, с фосфатными прослоями.	10
3. Перерыв.	100
4. Кварциты белые, массивные.	18
5. Фосфориты кремнистые (9,6% P_2O_5).	1,5
6. Доломиты серые, массивные, к кровле окварцованные.	70
7. Известняки серые, мелкозернистые (0,5% P_2O_5).	50
8. Доломиты серые, светло-серые, к кровле интенсивно окварцованные.	60
9. Карбонатно-кремнистая порода, белая, мелкозернистая.	10

К юго-западу наблюдается частое переслаивание карбонатных пород с кварцитами, а еще далее на юго-запад на том же уровне карбонатные породы исчезают, мощность же кварцитов возрастает до 120–150 м. В том же направлении возрастают количество и мощность залежей фосфоритов: от одного маломощного (1 м) линзовидного тела фосфоритов до пяти залежей мощностью 10–40 м. Возможно, на появление мощных фосфатоносных кварцитов с телами фосфоритов оказал влияние погребенный карбонатный массив в бассейне р. Верхний Лагап, существование которого предполагал В.Л.Либрович, основываясь на литолого-фациальном анализе.

Наметившаяся закономерная приуроченность наибольшего числа залежей фосфоритов к флангам карбонатных рифовых массивов выдерживается на о-ве Большой Шантар. Если считать карбонатный массив о-ва Феклистов рифогенным, то становится понятной большая продуктивность прилегающего к нему западного побережья о-ва Большой Шантар, где зафиксированы более девяти залежей фосфоритов мощностью до 10 м. На северо-запад по простиранию продуктивной вулканогенно-карбонатно-кремнистой толщи число залежей фосфоритов уменьшается до двух при мощности не более 2 м.

ФОСФАТОВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ

Кремнистые породы

В литологических разрезах средне-верхнекембрийских толщ Удско-Шантарского района кремнистые породы составляют более 40%, к ним приурочены промышленные концентрации марганца, железа и фосфора. Кремнистые породы представлены главным образом яшмами и кварцитами, изредка отмечаются существенно кварцевые песчаники и глинисто-кремнистые сланцы. Яшмы и кварциты находятся в тесной пространственной ассоциации и обнаруживают постепенные взаимные переходы. С яшмами связаны проявления марганца и железа, тогда как кварциты включают подавляющую часть залежей фосфоритов. Голубые и светло-серые кварциты слагают мощные (более 100 м) и протяженные (десятки километров) тела, согласные с общим напластованием осадочных толщ. По структурным и текстурным признакам выделяются: яшмовидный, неравномернозернистый, обломочный кварцит.

Яшмовидный кварцит микрозернистой структуры постоянно содержит равномерно рассеянные мельчайшие кристаллы апатита. При раскристаллизации породы образуются округлые выделения, выполненные халцедоноидным кварцем и характеризующиеся полным отсутствием глинистых частиц, гидроокислов железа и рассеянного фосфата. В ряде случаев яшмовидный кварцит имеет микрослоистую текстуру, обусловленную чередованием микрослоев кварцита и фосфата [7, 10].

Яшмовидный кварцит пересекается сетью трещин, выполненных средне- и тонкозернистым кварцем. Наиболее крупные прожилки

имеют зональное строение – размер зерен уменьшается от центра к периферии. В результате неравномерного дробления и перекристаллизации яшмовидный кварцит постепенно переходит в неравномернозернистый.

В неравномернозернистом кварците участки яшмовидного кварцита беспорядочно чередуются с участками мелко-, среднезернистого строения. Среди неравномернозернистой кварцевой массы выделяются кварцевые и кварц-фосфатные сфероиды округлой и овальной формы. Выделения фосфатного вещества концентрируются в центральных частях сфероидов, иногда фосфат окаймляет кварцевые обособления по периферии. Подобные кварцевые сфероиды были отмечены Г.С.Нечкиным в железных рудах Удско-Шантарского района, а также встречены нами в яшмах Нимийского месторождения. Особенности строения сфероидов позволяют рассматривать их либо как коллоидные образования коллоидных растворов, либо как концентрически-зональные конкреции, возникшие при диагенезе кремнистых осадков. В любом случае эти образования подвергались более позднему процессу перекристаллизации, приводящему к появлению неравномернозернистых агрегатов кварца. При отсутствии сфероидов фосфат в неравномернозернистой кварцевой массе распределяется неравномерно, в виде пятен, тяготеющих к микрозернистому кварцу.

Обломочные кварциты представлены брекчиевидными и брекчированными разностями, обломочная часть которых сложена описанными выше кварцитами, в том числе и микрослоистыми. В брекчиевидных кварцитах близость состава обломков и цемента затушевывает обломочную текстуру породы, тогда как в брекчированных кварцитах остроугольные светлые кварцевые обломки четко выделяются в темном-буrom цементе.

Условия залегания фосфатоносных кварцитов, постепенные переходы не только к карбонатным отложениям, но и к яшмам, наличие в них кварцевых и кварц-фосфатных стяжений позволяют рассматривать эти породы как продукт хемогенной садки кремнезема, претерпевший в последующем интенсивное постседиментационное преобразование.

С накоплением кремнезема тесно связано отложение фосфата: тонкое дисперсное прораствание фосфата и кремнезема в яшмовидном кварците, чередование фосфатных и кремниевых зон в сфероидах, а главное, наличие слоистых кремнисто-фосфатных обломков. Литификация и последующий эпигенез кремнисто-фосфатного осадка сопровождаются неоднократным переотложением и перераспределением его компонентов. В процессе перекристаллизации яшмовидного кварцита в неравномернозернистый происходит очистка кварцевых зерен от фосфатного вещества, "сгружение" фосфатных зерен с одновременным их укрупнением, потерей пигментной окраски, примесей глинистого вещества, органики, рудной пыли. Присутствие фосфата в прожилках, обломках и цементе обломочных кварцитов служит неоспоримым свидетельством неоднократного его переотложения из первичного кремнисто-фосфатного осадка.

Карбонатные породы

Карбонатные породы представлены известняками и доломитами. Они слагают прерывистую цепочку массивов, вытянутую параллельно тектоническим структурам района. В строении массивов принимают участие органогенные и обломочные карбонатные породы при подчиненном значении хемогенных. По периферии массивов фиксируются мелководные карбонатные отложения, представленные преимущественно хемогенными мелкозернистыми известняками и доломитами. На удалении от зон распространения массивов карбонатные отложения приобретают черты большей глубоководности, среди них появляются черные битуминозные известняки, зараженные сероводородом.

Наиболее крупные карбонатные массивы – Ир-Нимийский и Галамский – расположены на расстоянии 50–60 км. Мощность каждого из массивов максимальна в средней части (до 500 м) и резко выклинивается к флангам. Вытянутая форма зоны карбонатных массивов, особенности строения и парагенетические соотношения слагающих их пород свидетельствуют в пользу вывода Э.Школьника, В.А.Либровича, А.Ф.Шехоркиной [4,9] о рифовом происхождении карбонатных массивов. Нижние части рифов представляют собой преимущественно археоциатовые и водорослево-археоциатовые органогенные постройки (Галамский массив [1]). В строении верхних частей рифов принимают участие онколитовые, водорослевые и органогенно-обломочные известняки с линзами брахиоподовых известняков (Ир-Нимийский массив). Среди карбонатных образований встречаются прослой вулканических пород, яшм, кварцитов и фосфоритов. Широко распространены процессы доломитизации, изменившие первичные черты осадков и оставившие от биогенной природы зачастую лишь следы. Аналогичные доломиты рифогенного происхождения описаны в фосфоритоносных толщах Малого Каратау [2].

Для карбонатных массивов характерно отсутствие терригенного обломочного материала. На периферии встречаются брекчированные карбонатные породы, слагающие пачки мощностью до десятков метров. Их образование, очевидно, связано с разрушением рифовых построек в процессе их роста.

По латерали рифовые отложения замещаются морскими мелководными образованиями – хемогенными мелкозернистыми доломитами и известняками в ассоциации с песчаниками и сланцами (реки Верхний Лагап, Левый Нелькан).

Фосфатовмещающими являются тонкослоистые и обломочные карбонатные породы, а также брахиоподовые известняки. В тонкослоистых разностях фосфат слагает маломощные прослой и быстро выклинивающиеся линзы. В обломочных карбонатных породах фосфат встречается как в обломках, так и в цементе. Залежи фосфоритов встречаются там, где по площади широко развиты доломиты (междуречье Ир-Ними, р. Верхний Лагап); при возрастании роли известковых осадков фосфоритовые залежи не фиксируются (реки Галам, Гербикан, Урми).

Вулканические породы

В разрезах средне-верхнекембрийских толщ Удско-Шантарского района вулканические породы составляют до 15%. Они слагают прослои (мощностью 5 м) среди осадочных пород и представлены дериватами базальтовой магмы – базальтовыми порфиритами и вариолитами, их лавобрекчиями, туфобрекчиями, а также пепловыми туфами и туфопесчаниками. При общей несколько повышенной щелочности вулканитов всего района с фосфоритовыми залежами пространственно связаны вулканиды натриевой серии, в которых содержание Na преобладает над K (реки Галам, Ир, Ними). Среднее содержание P_2O_5 во всех группах вулканических пород низкое (0,16–0,17%).

Разрозненные находки вулканических пород с повышенным содержанием P_2O_5 на общем пониженном фоне позволяют предполагать парагенетическую связь фосфоритов с вулканитами. В лавах и лавобрекчиях содержание P_2O_5 составляет 0,35%, а в единичных анализах оно повышается до 2,10–3,14%. При этом фосфатное вещество выполняет трещины и поры, иногда образует скопления овальной формы с хлоритовыми оболочками. В лавобрекчиях р. Джаводи встречен лиловый фосфат в виде скоплений мелких, округлых, миндалевидных обособлений, выделяющихся на фоне зеленого хлоритизированного стекла. В литокластическом туфе среди разнообразного кластического материала наблюдаются разрозненные фосфатные зерна и мелкие обломки. В пепловых туфах в обломках вулканического стекла отмечены редкие кристаллики апатита. В туфопесчаниках среднее содержание P_2O_5 составляет 0,6%, фосфат присутствует в виде разрозненных зерен. Лишь в единичных прослоях туфопесчаников фосфат концентрируется в непротяженные линзы. В фосфатных линзах содержание P_2O_5 увеличивается до 17% (по штучным образцам).

Пониженное количество фосфорного ангидрида в вулканических породах фосфоритовых месторождений и проявлений, возможно, объясняются тем, что фосфор не фиксировался в продуктах магматической кристаллизации, а переходил в гидротермальные и фумарольные растворы. Эндогенный фосфор выносился в бассейн седиментации, а в дальнейшем участвовал в формировании осадочных фосфоритов.

ФОСФОРИТЫ

В зависимости от типа вмещающих пород изменяется состав фосфоритов. По составу выделяются кремнистые, карбонатные и туфопесчаные фосфориты.

Кремнистые фосфориты составляют более 80% выявленных в районе фосфоритов. Среди них различаются пеллетные, микрозернистые, брекчиевые и псевдобрекчиевые.

Пеллетные фосфориты встречаются в виде небольших участков и прослоев среди брекчиевых кремнистых фосфоритов. Фосфатная масса только в шлифах обнаруживает неоднородное оолитово-зернистое строение: сгустки пелитоморфного темного фосфата оконтуриваются

крупнокристаллического фосфата. Пеллеты погружены в микрозернистый кварц-фосфатный цемент, характеризующийся тонким взаимным прорастанием фосфата и кварца. Соотношение кварца и фосфата в пеллетных фосфоритах варьирует в широких пределах. Содержание P_2O_5 составляет 15–20%.

Микрозернистые фосфориты также встречаются в виде небольших участков и прослоев среди брекчиевых кремнистых фосфоритов. Выделяются слоистые и массивные разновидности. Слоистость обусловлена чередованием мономинерального фосфорита, кремнистого фосфорита и микрозернистого кварца. Мощность прослоев не превышает 3 мм. Содержание P_2O_5 составляет 10–15%. Массивные кремнистые фосфориты имеют равномерную серую окраску, состоят из фосфата и кварца, находящихся в тонком прорастании, соотношение двух компонентов при некотором преобладании кварца почти равно.

Брекчиевые кремнистые фосфориты наряду с псевдобрекчиевыми слагают подавляющую часть фосфоритовых залежей района. Брекчиевая текстура определяется присутствием угловатых обломков фосфоритов и кварцитов, сцементированных микрозернистым фосфатным и кремнисто-фосфатным материалом с незначительной примесью карбоната и гидрослюда. Некоторые обломки содержат створки раковин брахиопод. Содержание P_2O_5 колеблется от 6 до 28%.

Псевдобрекчиевые фосфориты не имеют ясно выраженной обломочной текстуры. Форма фосфатных обособлений в этой разновидности подчиняется системе трещин и микростолитовых швов. Совместно с фосфатом в жилах присутствуют глинистое вещество и гидроокислы железа.

Карбонатные фосфориты (их не более 10–15%) представлены слоистыми микрозернистыми и брекчиевыми разновидностями. Для слоистых карбонатных фосфоритов характерно переслаивание фосфатных, фосфатно-доломитовых и доломитовых прослоев мощностью до 2–3 мм. Брекчиевые карбонатные фосфориты имеют отчетливую обломочную текстуру: черные угловатые и полуокатанные обломки фосфорита цементируются фосфатно-карбонатным материалом с обильной фауной брахиопод. Среднее содержание P_2O_5 составляет 5–8%, в единичных штучных образцах оно достигает 15–20%.

Туфогенные фосфориты слагают маломощные линзы среди туфогенного песчаника (Джаводи – Верхняя Джаводи). Фосфориты состоят из обломков разного состава, сцементированных кремнисто-слудисто-фосфатным субстратом с рассеянными агрегатами лейкоксенизированного сфена. Структура фосфоритов псаммитовая. Кластический материал представлен обломками фосфорита, содержащего реликты створок фосфатных брахиопод, обломками кварцита, яшм, известняка и литокласт базальтового порфирита. По содержанию вулканокластического материала (10%) среди осадочного эти породы могут быть отнесены к туфогенному песчанику, а существенно повышенное количество P_2O_5 (до 17–25%) ставит их в один ряд с фосфоритами.

Проведенные исследования привели к выводу о первично-седиментационном характере фосфоритов и большой роли постседиментационных процессов, изменивших первоначальный облик осадка.

На стадии седиментации возникают массивные кремнистые фосфориты, а также слоистые и линзовидно-слоистые разновидности фосфоритов. При диагенезе происходит интенсивное перераспределение фосфатного вещества и частичная его перекристаллизация. С этой стадией связаны образование пеллетных и оолитово-зернистых фосфоритов, переход пелитоморфного фосфата в микрозернистый. Перемыв и дробление формирующихся осадков и фосфоритов привели к возникновению переотложенных брекчиевых фосфоритов. На стадии эпигенеза в областях повышенной проницаемости и давления образуются псевдобрекчиевые фосфориты, в которых форма фосфатных обособлений контролируется не только интенсивным перераспределением фосфатного вещества, но и давлением вышележащей толщи.

Литологические исследования в Удско-Шантарском районе выявили: 1) закономерную приуроченность фосфоритовых залежей к флангам карбонатных массивов, что может быть использовано при прогнозировании; 2) тесную генетическую связь фосфоритов с кварцитами; 3) сложную историю формирования фосфоритов, в значительной степени изменивших первоначальный облик.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляева Г.В., Личинина В.А., Назаров Б.Б., Репина Л.И. Кембрийская фауна и флора хребта Джагды. М.: Наука, 1975.
2. Бродская Н.Г., Холодов В.Н. О возможности рифогенного происхождения доломитов фосфоритоносной толщи Малого Каратау. – ДАН СССР, 1965, 165, № 6.
3. Красный Л.И. Система глыбового раздробления Восточной Азии и западной части Тихого океана. – ДАН СССР, 1974, 214, № 2.
4. Крашенинников Г.Ф. Литология и палеогеография биогермных массивов. М.: Наука, 1975.
5. Мамонтов Ю.А., Попеко В.А. Палеозойский базальтоидный магматизм восточной части Монголо-Охотского пояса. – В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
6. Назаров Б.Б., Школьник Э.Л. К вопросу о возрасте кремнисто-вулканогенных толщ Удско-Селемджинского междуречья. – В кн.: Биостратиграфия и палеонтология кембрия Европы и Северной Азии. М.: Наука, 1974.
7. Ручкина Ю.Р. Фосфатонность кембрийских вулканогенно-осадочных отложений Удско-Шантарского района. – В кн.: Тезисы IV Всесоюзного семинара по вулканогенно-осадочному литогенезу. Южно-Сахалинск, 1974.
8. Фролов В.А., Горянский В.Ю., Ручкина Ю.Р. О возрасте фосфоритов Удско-Селемджинского междуречья. – ДАН СССР, 1973, 210, № 6.
9. Шехоркина А.Ф. Формации и рудоносность нижнего кембрия хребта Джагды. Владивосток, 1976.
10. Школьник Э.Л., Антипенко В.Г. О первичных фосфоритах Удско-Шантарского бассейна. – Геол. и геофиз., 1976, № 3.

Ф. А. КУРБАЦКАЯ

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ФОСФОРИТОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КВАРКУШСКО-КАМЕННОГОРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ УРАЛА

Несмотря на многочисленные сведения о фосфатоносности рифейских и вендских отложений в разных регионах земного шара, Урал до недавнего времени представлял в этом смысле исключение. Причиной этого, как справедливо предполагал Г.И. Бушинский [4], явилось не отсутствие древних фосфоритов на Урале, а недостаточная изученность данной территории. Этот пробел был восполнен в 1960–1970 гг. благодаря проведенным планомерным геологосъемочным и поисковым работам.

В настоящее время среди верхнедокембрийских отложений миеогеосинклиальной зоны Уральской геосинклинали установлены несколько горизонтов фосфатоносных пород и связанных с ними фосфатопоявлений. Наиболее детально они изучены в пределах Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория, где впервые были обнаружены.

Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий, входящий в состав Центрально-Уральского поднятия, протягивается от южной части Северного Урала до Среднего. Он простирается в субмеридиональном направлении с севера на юг на 400 км от плато Кваркуш до горы Липовой, ширина его 30–60 км. Восточная часть мегантиклинория (Басего-Кваркушский и Синегорский антиклинории) представлена отложениями верхнего и среднего рифея. В западной части (Язьвинско-Серебрянский моноклинорий) широко распространены вендские отложения.

Разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Среднего Урала состоит из четырех крупных трансгрессивно-регрессивных мегациклов осадконакопления, соответствующих снизу вверх четырем сериям – кедровской, басегской, серебрянской и сыльвицкой. В кедровской серии выделены (снизу вверх): синегорская и клыкчанская свиты; в басегской – осянская, шегровитская, федотовская и усьвинская свиты; в серебрянской – таянская (вильвенская), гаревская, бутонская (першинская), керноская свиты; в сыльвицкой – старопечнинская, переваловская, чернокаменная и усть-сылвицкая свиты [15]. Отложения кедровской и басегской серий отнесены к верхнему рифею, а серебрянской и сыльвицкой – к венду.

Первая находка древних фосфоритов в пределах Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория относится к 1952 г., когда М.И. Брюховой были найдены жалваки фосфоритов в карбонатных породах клык-

танской свиты верхнего рифея в разрезе р. Койвы. В 1956 г. при геологосъемочных работах под руководством Е.Ф. Пинегина в южной части мегантиклинория был открыт ряд фосфатопоявлений в отложениях вендского возраста. Это послужило основанием для постановки специальных поисковых работ на фосфориты, которые в течение 1957-1960 гг. осуществлялись А.Ф. Барковым, М.И. Денисовым, П.М. Матвеевым. Им принадлежит первая сводка о фосфоритоносности докембрийских отложений западного склона Среднего Урала. В дальнейшем проведено детальное изучение вещественного состава фосфоритов [10], выявлены и описаны маркирующие горизонты фосфатоносных пород среди отложений верхнего докембрия Западного Урала [11].

Как показали проведенные исследования, фосфатоносные породы в разрезе верхнего докембрия западного склона Среднего Урала приурочены к следующим стратиграфическим интервалам. Самый нижний горизонт фосфатсодержащих пород зафиксирован в кедровской серии верхнего рифея. Этот горизонт, по описанию М.И. Брюховой, представлен желваками богатых (28,8-34,4% P_2O_5) фосфоритов, заключенных в маломощных (до 0,5 м) прослоях интенсивно пиритизированных серицит-кварцевых сланцев, нередко разрушенных до охристо-марганцевистой глины, среди мощной толщи доломитов и доломитизированных известняков верхнеклыктанской подсвиты. Макроскопически желваки фосфоритов похожи на плотные темные кремни, развитые в виде черве- и линзоподобных прослоев, округлых, лапчатых, сплюснутых вдоль сланцеватости. Размеры зерен от мелких до 10-15 см в длину и несколько сантиметров в толщину. Распределение желваков в пластах весьма неоднородное - от единиц до 60% объема вмещающих пород. Мощность всей рудоносной пачки пород, по данным бурения, не превышает 50-70 м.

В шлифах фосфориты представлены тонкозернистой массой изометричных зерен апатита среди тонкочешуйчато-зернистого агрегата серицита и кварца в ассоциации с игольчатым рутилом.

Химический анализ показывает сравнительно высокое содержание окислов марганца. Содержание P_2O_5 во вмещающих породах, по данным кернового опробования, невысокое (0,01-0,2%), только в единичных пробах оно достигает 1-2%.

Особенность описываемого фосфатоносного горизонта - тесная ассоциация фосфоритов с вулканогенными породами, которые обычно подстилают фосфатоносные прослои либо прослеживаются по их простираению. Они представлены зеленокаменно-измененными сланцами кварц-альбит-хлоритового состава с магнетитом. Мощность таких прослоев около 2-3 м. Недостаточная изученность вулканогенных пород клыктанской свиты не позволяет уверенно судить об их формационной принадлежности, но единичные случаи нахождения высокотитанистых базальтовых порфиритов указывают на трахибазальтовую формацию.

Перспективность фосфатопоявлений клыктанской свиты остается невыясненной окончательно из-за плохой обнаженности пород. Од-

нако отсутствие фосфоритов данного интервала во всех изученных позднее широтных разрезах мегантиклинория может являться косвенным доказательством их локального распространения.

В вышележащих терригенных отложениях басегской серии верхнего рифея, несмотря на хорошую обнаженность разрезов, в углстых сланцах федотовской и песчаных сланцах усьвинской свит встречаются лишь единичные проявления фосфатоносных пород с содержанием P_2O_5 не более 1%. Для басегской серии в целом присутствие фосфора не характерно.

Главная масса фосфатопоявлений и фосфатоносных пород приурочена к отложениям вендского возраста. Вендские отложения распространены преимущественно в западной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория, где непрерывно прослеживаются с севера на юг по широтным разрезам рек Язьва, Косьва, Усьва, Вильва, Вижай, Койва, Сылвица, Серебрянка, Межевая Утка и Сулем, расположенным примерно в 30–50 км один от другого.

Разрез вендских отложений характеризуется четкой периодичностью строения и специфическим набором пород. Нижняя часть, по нашему мнению, соответствующая нижневендскому комплексу, объединяет отложения серебрянской серии и нижней половины сылвицкой – от танинской (вильвенской) до перевалокской свиты включительно.

Снизу вверх в указанном разрезе выделяются три цикла, однотипных по составу и строению слагающих пород: танинско-гаревский, койвинско-нижнекерносский и верхнекерносско-перевалокский. Каждый цикл начинается с проявления вулканической деятельности, сопровождающейся накоплением пестроцветных глинисто-карбонатных отложений и толщ тиллитовидных конгломератов, и завершается формированием сероцветных фосфатоносных олигомиктовых терригенных пород.

Верхневендский комплекс в составе чернокаменной и усть-сылвицкой свит сылвицкой серии представлен ритмичным флишоподобным переслаиванием полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Фосфориты сосредоточены лишь в нижневендском комплексе. Рассмотрим некоторые особенности распределения фосфоритов в вертикальном разрезе нижневендских отложений.

Разрез начинается с отложений *танинской свиты*¹. Она подразделяется снизу вверх на три подсвиты: карбонатно-вулканогенно-конгломератовую, сланцево-песчаниковую и конгломератовую. Фосфатопоявления приурочены к нижнетанинской подсвите. Она отличается резкой фациальной изменчивостью отложений и пестрым литологическим составом. Нижняя часть подсвиты сложена вулканогенными и карбонатными породами. По данным А.М. Зильбермана, именно к этой части разреза приурочено появление щелочно-ультраосновных пород авгитит-лиμβургит-трахибазальтового состава

¹ Поскольку фосфориты установлены в танинской свите, то здесь и далее мы не будем касаться ее восточного фациального аналога – вильвенской свиты.

наряду с широко развитыми/титанистыми трахибазальтовыми порфритами, их лавами и туфами, выделенными в трахибазальтовую формацию.

Выше по разрезу залегает мощная толща (350–450 м) тиллитовидных конгломератов, среди которых установлено несколько фосфатопроявлений. Эти конгломераты неоднократно описаны в литературе то как тиллиты [13, 14, 20], то как тиллитовидные образования [1] с неясной генетической природой. Не касаясь в данной статье вопроса об их происхождении, отметим лишь спорадическое присутствие в них на Среднем Урале прослоев фосфатоносных углисто-глинистых сланцев с желваками фосфоритов. Подобные фосфатопроявления обнаружены на р. Косьва, у пос. Рассольного, на р. Усьва, вблизи пос. Средняя Усьва, и на р. Межевая Утка, ниже пос. Таны. Темно-серые с матовой поверхностью желваки фосфоритов размером 10–20 см с содержанием 13–20% P_2O_5 заключены в прослоях темно-серых углисто-глинистых сланцев мощностью до 1,5 м.

Следующий горизонт фосфатоносных пород в виде желваков, а также линз и прослоев фосфатоносных углисто-глинистых сланцев отмечен среди отложений нижнегаревской подсвиты, сложенной серыми и зеленовато-серыми углисто-глинистыми сланцами. Мощность подсвиты 500 м. Если в танинской свите фосфориты встречаются в виде одиночных прослоев с желваками, то в гаревской свите на р. Серебрянке установлена серия фосфатсодержащих (0,3–0,5% P_2O_5) пластов углисто-глинистых сланцев общей мощностью около 20 м. Содержание P_2O_5 в отдельных линзах и прослоях достигает 13%, а в желваках – до 25%. Мощность таких прослоев 2–10 см.

Отложения *койвинской свиты* сходны с отложениями нижнетанинской подсвиты. Для них также характерны резкая фациальная изменчивость и пестрый набор пород. В самых южных разрезах мегантиклинория мощность свиты 12 м, а к северу она увеличивается до 700 м. Это происходит главным образом за счет широкого развития на отдельных участках вулканогенных пород и сопутствующих им тиллитовидных конгломератов. Так, на широте рек Серебрянка и Сылвица только в подошве свиты местами наблюдается пачка мелкогалечных конгломератов, выше которой залегают пестроцветные глинистые сланцы с прослоями карбонатных пород, а в бассейнах рек Койва, Усьва и Косьва появляются вулканогенные породы, тесно ассоциирующие с карбонатными и пестроцветными глинистыми отложениями и тиллитовидными конгломератами. Вулканогенные породы, впервые изученные здесь Н.А. Румянцевой [16], С.В. Младших, А.М. Зильберманом, Ю.В. Шурубором и др., отнесены к трахибазальтовой формации с отклонением от нормального типа в сторону формаций щелочных (авгитит-лимбургит-трахибазальтовый комплекс) и щелочно-ультраосновных пород (ассоциации лимбургитов с карбонатитами, пикритов с якупирангитами и мельтейгитами). В этих породах отмечено повышенное содержание титана. Именно в районах наиболее активного проявления вулканизма в койвинской

свите присутствуют фосфатопоявления. Одно из них описано на участке Паленая гора в бассейне р. Усьва, где в вишнево-красных глинистых сланцах встречены около 20 уровней, обогащенных P_2O_5 до 5% и два прослоя (11 и 3 см) темно-серых фосфоритов с содержанием 9 и 11% P_2O_5 . Мощность таких прослоев 5–50 см; они разделены слоями 200 м. Другое фосфатопоявление выявлено на р. Усьва в районе урочища Побойше среди пестроцветного переслаивания сланцев и светлых доломитов. В отдельных зеленоцветных прослоях содержатся желваки фосфоритов с содержанием до 13% P_2O_5 . Вмещающие породы также заражены фосфором (1–2%). К северу и югу от бассейна р. Усьва фосфориты в койвинской свите исчезают.

Вверх по разрезу отложения койвинской свиты постепенно переходят в сероцветные углисто-глинистые, полосчатые углисто-алевролит-глинистые сланцы с редкими прослоями карбонатных пород и полевошпат-кварцевых песчаников. Эти породы выделены в *бугонскую свиту*. Мощность ее 150–350 м. Сланцы бугонской свиты отличаются темно-серой, почти черной окраской, бархатистым изломом, плотным сложением и постоянной положительной реакцией на фосфор. Прослои песчаников также окрашены в темно-серый цвет и заражены фосфором. Содержание P_2O_5 в породах обычно не превышает долей и единиц процентов. Заметные концентрации фосфора в этом горизонте не установлены.

Многочисленные фосфатопоявления и мелкие месторождения фосфоритов обнаружены в отложениях нижнекерносской подсвиты, следующей за бугонской свитой. Нижнекерносская подсвита сложена средне- и крупнозернистыми, реже мелкозернистыми светло-серыми полевошпат-кварцевыми песчаниками с подчиненными прослоями гравелитов и углисто-глинистых сланцев, аналогичных бугонским. Мощность подсвиты 200–300 м. Для указанных отложений повышенную фосфатность можно отнести к числу корреляционных признаков, так как она характерна для всего вертикального разреза за нижнекерносской подсвиты и устойчиво поддерживается по простиранию.

Наиболее детально нижнекерносские фосфатопоявления исследованы в разрезах рек Серебрянка, Сыльвица и Койва. У пос. Серебрянка, например, установлена толща бедных песчаных фосфоритов мощностью 100 м. Она представлена полевошпат-кварцевыми кварцито-песчаниками с прослоями углисто-алеврит-глинистых сланцев. По данным бороздового опробования, в них содержится 0,5–3,0% P_2O_5 . Стратиграфически ниже залегает слой (мощностью около 4 м) светло-бурых кварцито-песчаников, содержащих 4–13,4% P_2O_5 . По всей толще беспорядочно рассеяны "бляшки" черных фосфоритов (25–29% P_2O_5) длиной до 5 см. По составу примесей они идентичны вмещающим породам, что исключает привнос их из других мест [12].

Аналогичные фосфатопоявления описаны в разрезе р. Сыльвица (в 300 м выше устья р. Кернос), южнее ст. Койва и в других местах.

К северу от разрезов рек Серебрянка – Койва фосфатоносность нижнекерносских пород заметно уменьшается. Мощность песчанистых фосфоритов здесь не превышает первых метров, а содержание P_2O_5 – единиц процентов, но общая зараженность пород фосфором устойчиво сохраняется. При этом необходимо заметить, что опробование на фосфориты в северной части мегантиклинория проведено с меньшей детальностью. В разрезах рек Усьва и Косьва фосфориты в нижнекерносских породах чаще всего наблюдаются в виде беспорядочно рассеянных мелких угловатых черных обломков и "бляшек". На широте рек Язьва и Молмыс, по данным Г.А. Виллера, А.Д. Ишкова, Л.В. Григорьева, В.В. Попова, породы нижнекерносской подсвиты в большинстве случаев обнаруживают слабую реакцию на фосфор, но фосфатопоявления в них не установлены.

В южном направлении от р. Сылвица число фосфатопоявлений также убывает, но некоторые из них представляют известный интерес. Так, по р. Межевая Утка, ниже устья р. Тулумка, в верхней части нижнекерносской подсвиты снизу вверх наблюдается следующий разрез:

Мощность, м

- | | |
|---|-----|
| 1. Толща переслаивающихся темно-серых песчано-алевритовых сланцев и песчаников с 3–4% P_2O_5 | 10 |
| 2. Пачка переслаивающихся черных фосфоритовых брекчий с зеленовато-серыми песчанистыми сланцами; в обломках 25–26%, в цементе брекчий до 13% P_2O_5 | 4,5 |
| 3. Прослой полевошпат-кварцевого гравелита с бляшками черных фосфоритов; по данным бороздового опробования, около 2% P_2O_5 | 2,5 |

В самом южном из изученных разрезов, на р. Сулем, встречены лишь отдельные редкие желваки.

Все известные фосфатопоявления нижнекерносской подсвиты соответствуют, по классификации А.В. Казакова [7], первому типу наиболее распространенных песчанистых фосфоритов. Максимум фосфатонакопления в данном случае смещен в область песчаных отложений. Форма нахождения фосфатов в песчаниках в виде стяжений и цемента характерна для желваковой серии. Частое присутствие гаплек ("бляшек") фосфоритов по всему разрезу нижнекерносской подсвиты свидетельствует о перемывании осадка в процессе его формирования, что также является, как отмечал в свое время Н.М. Страхов [18], особенностью желваковых фосфоритов.

Выше по разрезу отложения нижнекерносской подсвиты сменяются верхнекерносскими. Они характеризуются, подобно нижнетанинской подсвите и койвинской свите, резкой фациальной изменчивостью и ограниченным распространением: в южных разрезах мегантиклинория отсутствуют, а появляются на широте р. Сылвица, где впервые описаны ниже устья р. Кернос. В стратотипическом разрезе, наряду

с обычными для нижнекерносской подсвиты породами, содержатся конгломераты, брекчии, известковистые песчаники и карбонатные породы. Мощность отложений в изученном разрезе 90 м. Присутствие внутриформационных конгломератов, оползневых брекчий, нептунических даек, причудливой, типа подводно-оползневой складчатости, интенсивная карбонатизация пород и ряд других факторов свидетельствуют о тектонически неустойчивой обстановке в верхнекерносское время [12], а появление толщ вулканогенных образований в разрезе р. Усьва, где, по данным С.В. Младших, мощность верхнекерносской подсвиты увеличивается до 900–1200 м – об активной вулканической деятельности. В разрезе р. Усьва верхнекерноская подсвита представлена пестро- и сероцветными глинистыми сланцами, полевошпат-кварцевыми песчаниками, карбонатными породами, внутриформационными конгломератами и брекчиями, а также тиллитовидными конгломератами, залегающими в основании разреза.

Вулканогенные породы по составу аналогичны койвинским, а очаги наиболее активного вулканизма по-прежнему расположены в бассейнах рек Косьва, Усьва и Койва. Очевидно, это объясняется тектонической позицией данной территории, приуроченной к вдающемуся в западный склон Урала фрагменту Пермского свода Русской платформы, ограниченного с севера и юга широкими зонами глубинных разломов кристаллического фундамента, по которым в течение вендского времени неоднократно поступал вулканический материал.

Среди отложений верхнекерносской подсвиты не установлены сколько-нибудь заметные фосфатопоявления, но в незначительном количестве фосфориты встречаются часто, особенно в составе обломков кварц-карбонатных брекчий и конгломератов в стратотипическом разрезе на р. Сылвица. Это угловатые уплощенно-прямоугольные обломки размером от 0,5 до 10–20 см темно-серого цвета. Содержание P_2O_5 в них колеблется от 18 до 26%. Мощность отдельных прослоев брекчий и конгломератов не превышает 1–2 м. Известковистые песчаники также содержат фосфаты, но они нередко подвергаются дефосфатизации [11]. В разрезе р. Вижай описано несколько каравеев (размером от 20 см до 1,5 м) доломитизированного фосфатоносного известняка, содержащего 0,45–9,24% (среднее из семи анализов – 2,21%) P_2O_5 . В бассейне р. Усьва фосфориты встречаются, как и в нижнекерносской подсвите; в сероцветных толщах песчаников в виде мелких угловатых обломков черного цвета.

В вышележащих отложениях *старопечнинской свиты*, залегающей на отложениях керносской свиты, песчанистые фосфориты уступают место пластовым и желваковым глинистым разностям. Это обусловлено изменением гранулометрического состава отложений. Старопечнинская свита сложена алевролитами и аргиллитами с резко подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников. В основании свиты залегают редкогалечные конгломераты и невыдержанная по простиранию пачка мелкогалечно-гравийных кварц-кремнистых конгломератов. Мощность свиты 450–500 м. Фосфориты приурочены главным

образом к нижней части разреза и описаны в бассейне рек Серебрянка и Койва. В южных разрезах мегантиклинория они отсутствуют, а в северных районах ввиду сложной геолого-тектонической обстановки достоверно проследить их не удалось.

На р. Серебрянка у пос. Серебрянка среди желто-зеленых алевролитов выявлены восемь прослоев пород с 10–13% P_2O_5 . Мощность каждого прослоя 2–6 см, разделяющих слоев – 0,5–2,0 м. Обломками черных фосфоритов изобилуют и прослои гравийных конгломератов. Мощность гравелитов не превышает 0,9–1,2 м. Несколько выше по разрезу в старопечнинских алевролитах встречены единичные черные желваки фосфоритов размером 5х20 см. Расстояние между ними 1–5 м. Вмещающие породы также богаты фосфором (7–8% P_2O_5). В бассейне р. Койва, по одному из ее притоков – Большому Тыриму, обнаружен прослой (мощностью 2 м) алевролитов, обогащенных желваками фосфоритов темно-серого цвета, плотного строения, округлой формы и размером 4–12 см. На 1 м³ валовой пробы приходится 16,3 кг желваков фосфоритов при среднем содержании в них 13,6% P_2O_5 . Редкие мелкие желваки фосфоритов (22–25% P_2O_5) установлены в обнажениях алевролитов на р. Койва. При дальнейших исследованиях нижние горизонты старопечнинской свиты целесообразно, по-видимому, опробовать более детально на всей площади мегантиклинория.

Для *перевалокской свиты*, залегающей с постепенным переходом на старопечнинской, характерна постоянная зараженность пород фосфором и присутствие, кроме того, желваковых и пластовых фосфоритов, причем последние преобладают. Перевалокская свита представлена темно-серыми и серыми слюдястыми алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями мелкозернистых олигомиктовых полевошпат-кварцевых песчаников. Мощность свиты 200–300 м. Фосфатопроявления обнаружены в бассейне рек Серебрянка, Сылвица, Койва и Усьва.

На р. Серебрянка в нижней части разреза свиты среди серых алевролитов (2% P_2O_5) установлены линзы черных фосфоритов мощностью 2–4 см с 5–18,7% P_2O_5 . Южнее р. Серебрянка, по притоку Шурыш, также отмечены слойки (мощностью 2 см) фосфоритов с 9–10% P_2O_5 . Здесь же встречаются желваки фосфоритов (10% P_2O_5) размером до 20 см. В разрезе р. Сылвица в этом же интервале описана пачка алевролитов (мощностью 8 м) с тремя прослоями (7, 3, 3 см) фосфоритов, содержащих 3,4–6,6% P_2O_5 . В бассейне р. Койва также установлено несколько фосфатопроявлений бедных фосфоритов. В разрезе р. Усьва на участке Крутая гора П.М. Матвеевым и др. при детальном исследовании в толще сероцветных алевролитов и аргиллитов при общей протяженности коренных выходов до 220 м обнаружены 40 прослоев фосфатоносных пород. К нижней части разреза приурочены тонкозернистые алевролиты и глинистые сланцы, иногда с прослоями известково-глинистых сланцев и известняков, в верхней части преобладают песчаные разности. Прослои фосфоритов несколько более темной окраски и

плотного сложения, но от окружающих пород отличаются все же с трудом. Мощность фосфатоносных прослоев 5–25 см, расстояние между ними 5–6 м, содержание P_2O_5 1–7, в единичных образцах до 20–29, во вмещающих породах около 0,5%. Кроме фосфатоносных прослоев и общей зараженности пород фосфором, в указанном разрезе встречаются желваки фосфоритов длиной 5–15 см с 15–20% P_2O_5 . У дер. Вилуха содержание таких желваков составило, по данным валовой пробы, 14,3 кг/см³.

К югу и к северу от приведенных разрезов фосфатоносность отложений перевалокской свиты устойчиво сохраняется, но заметные фосфатопроявления не обнаружены.

Для отложений чернокаменной и усть-сылвицкой свит верхневендского комплекса присутствие фосфоритов не характерно, и только изредка встречаются псаммитовые зерна фосфоритов среди обломочного материала полимиктовых песчаников.

Проведенные исследования показали, что все фосфориты нижневендского комплекса относятся к желваковому типу песчаных, углисто-глинистых и глинистых разновидностей. Все они характеризуются одинаковым макроскопическим обликом и имеют одинаковый минералого-петрографический и химический состав.

Макроскопически это либо темно-серые плотные желваки размером до нескольких десятков сантиметров, с трудом отличимые от вмещающих углисто-глинистых пород, либо единичные маломощные прослои аналогичного состава, либо угловатые обломки и "бляшки" черных углисто-глинистых фосфоритов в песчаных прослоях, брекчиях и конгломератах, а также фосфатоносные кварцито-песчаники с фосфатным цементом и сгустками фосфатов. Очень редко фосфатоносными бывают пестроцветные глинистые и карбонатные породы.

По данным микроскопического анализа [10], фосфаты в описываемых породах представлены тремя генерациями. I генерация – округлые стяжения размером 0,1–0,2 мм скрытокристаллического фосфата, иногда напоминающие копролиты. II генерация входит в состав цемента и часто образует крустификационные каемки вокруг обломочных зерен, а также цементирует стяжения фосфатов I генерации. III генерация – переотложенные обломки фосфоритов размером от единиц миллиметров до нескольких сантиметров. По степени раскристаллизации выделяется скрытокристаллическая малопрозрачная однородная масса серовато-коричневого цвета, почти изотропная, с показателем преломления 1,616; агрегаты (каемки) радиально-лучистого и волокнистого строения со средним показателем преломления 1,630, слабо изотропные, обычно в сростках со слюдой; как результат дальнейшей раскристаллизации – мелкие (0,01–0,1 мм) изометричные гексагональные и призматические кристаллики апатита, бесцветные и слабо-зеленоватые с показателем преломления 1,630 и низким двупреломлением. По данным рентгеноструктурного анализа, все указанные разновидности имеют кристаллическую решетку фторапатита.

Отношения $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ у фосфатных минералов близки к таковым у фторапатита и довольно резко отличаются от отношений, вычисленных Г.И. Бушинским [3] для курскита и франколита. Характерны следующие отношения $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ в вендских фосфоритах и в фосфатных минералах:

	Исследуемые фосфориты					
	4	5	7	8	9	13
Отношение $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$	1,310	1,280	1,191	1,269	1,349	1,312

	Фторапатит	Франколит	Курскит
Отношение $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$	1,317	1,519	1,646

По химическому составу описываемые фосфориты отличаются высоким содержанием кремнезема. Количество кремнезема отражает степень разубоженности фосфоритов терригенным материалом. В относительно богатых клыктанских фосфоритах содержание кремнезема значительно ниже.

Содержание глинозема и окиси титана (в среднем около 8%) также высокое, гораздо выше, чем в древних фосфоритах Азии, описанных Г.И. Бушинским [4]. Это относится также и к окисному железу, содержание которого в 3-4 раза выше, чем в азиатских фосфоритах. CaO находится в прямой зависимости от содержания P_2O_5 ; MgO , присутствуя в небольшом количестве, вероятно, входит в состав доломита, отмеченного в шлифах. Содержание (в %): органического углерода в клыктанских фосфоритах - 0,09, в бутонских - 1,1; битума - 0,002; в перевалокских $\text{C}_{\text{орг}}$ - 0,11-0,15; битума - 0,0002.

Фосфориты отличаются повышенным количеством ванадия (0,01-0,03%), что подтверждает обычную ассоциацию ванадия с углистым веществом, и марганца, которого почти на порядок больше, чем в древних фосфоритах Азии. Содержание редких земель от 0,01 до 0,03%, а в отдельных желваках - до 0,2-0,3%, что соответствует их среднему содержанию в фосфоритах [19].

Резюмируя особенности химического состава вендских фосфоритов Урала, необходимо отметить в них высокое содержание кремнезема и глинозема за счет обильных примесей кварца и глинистого материала, а также повышенное содержание титана, марганца и ванадия, соизмеримое с количеством этих элементов в вулканогенно-осадочных и вулканогенных комплексах.

Имеющийся материал не позволяет сделать окончательную оценку относительно перспективности выявленных на Западном Урале фосфоритов, поскольку площадное распространение фосфатоносных горизонтов требует дальнейшего уточнения, но, по предварительным данным, большинство из них носит узко локальный характер. Исключения представляют фосфатоносные горизонты керносской и перевалокской свит, протягивающиеся с юга на север через весь Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий, но содержание P_2O_5 в них не отвечает требованиям промышленности. Из 87 нижневендских фосфатопоявлений только 17 (все они в керносской и перевалокской свитах) относятся к средним и бедным разностям, а прочие — к очень бедным (по классификации Г.И. Бушинского [4]). Содержание P_2O_5 ни в одном случае не превышало 20%. При этом все они непригодны для обогащения ввиду очень высокого содержания примесей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, весь интервал отложений нижневендского комплекса Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, от танинской до перевалокской свиты включительно, в отличие от других отложений верхнего докембрия, кроме клыктанского горизонта в верхнем рифее, характеризуется повышенным содержанием фосфора. Интенсивность фосфатоносности пород в целом возрастает вверх по разрезу, а максимумы приходятся на отложения керносской и перевалокской свит.

Горизонты фосфатоносных пород занимают определенное положение в парагенетическом ряду вулканогенно-терригенных образований, тяготея к регрессивной части циклов, причем максимумы фосфатоносности соответствуют завершению циклов, начавшихся с проявления наиболее активного вулканизма (бутонско-нижнекерносского после койвинского, старопечнинского-перевалокского после верхнекерносского). Пестроцветные терригенно-вулканогенные породы в ряде случаев (например, койвинская свита в разрезе р. Усьва) также заметно заражены фосфором, но в целом это для них необычно.

Если вулканогенные породы и могли служить поставщиками фосфора, то массовое осаждение его происходило, по-видимому, гораздо позже времени проявления самого вулканизма. Такой временной разрыв между повышенной концентрацией полезного компонента и конечным его продуктом отмечался многими исследователями.

При анализе площадного распространения выявленных фосфатопоявлений привлекает внимание следующее обстоятельство. Площади распространения фосфатопоявлений совпадают с очагами развития щелочно-ультраосновного и щелочно-базальтоидного вулканизма, причем и те и другие приурочены только к западной части Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, залегающего на кристаллическом основании Русской платформы, и с востока ограничены контурами кристаллического фундамента, прослеженного по геофизическим данным. В разновозрастных отложениях, развитых восточнее

этой границы, фосфатопоявления отсутствуют, и только в единичных пунктах отмечена весьма слабая зараженность пород фосфором. Кстати, в восточной части мегантиклинория развиты вулканогенные породы трахибазальтовой формации в ассоциации с трахитовыми порфирами, отличающиеся от щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтоидных пород западной фации пониженным содержанием фосфора.

Выявленная пространственная взаимосвязь фосфатопоявлений с щелочно-ультраосновными и щелочно-базальтоидными породами вряд ли случайна, очевидно, она подтверждает уже давно установленную связь во времени и пространстве фосфоритовых месторождений с вулканическими процессами, главным образом с базальтовым вулканизмом как первоисточником фосфора. Особенно убедительно это показано Н.Г. Бродской [3] на примере многочисленных месторождений мира.

Следующая особенность описанных вендских фосфоритов – постоянная ассоциация фосфора с органическим веществом. Н.М. Страхов [17], впервые подметивший эту особенность, объяснял обогащение фосфоритов органическим веществом за счет появления по тем или иным причинам избыточного количества P_2O_5 в зоне фотосинтеза, что вызывало усиленное цветение планктона. К такому же выводу приходит Е.А. Еганов [5]. На подобные ассоциации бедных фосфоритов с углисто-кремнисто-глинистыми и вулканогенными породами указывал Г.И. Бушинский [4].

Фактом, заслуживающим, на наш взгляд, внимания, является парагенетическая связь вендских фосфатсодержащих пород с тиллито-видными конгломератами. Случайно или закономерно сонахождение этих пород, описанное многими исследователями, до настоящего времени не установлено. Мы склонны считать этот парагенез закономерным явлением, отражающим специфику тектонического развития определенных геологических структур вендского времени.

В заключение отметим, что обнаружение бедных, технически непригодных фосфоритов не представляет практического интереса, но если учесть сведения о фосфатоносности вендских отложений Сибири, Дальнего Востока [2,4–6,8], Русской платформы [9 и др.] и других регионов, то становится очевидным, что в конце докембрия и начале кембрия создались условия, благоприятные для накопления фосфоритов, и фосфатонакопление осуществлялось на обширных территориях. В связи с этим вполне вероятно, что фосфатопоявления, установленные нами в пределах Уральской миегеосинклинали, представляют собой часть единой фосфатоносной провинции венда – нижнего кембрия. На Урале они приурочены к одной из замкнутых геологических структур, расположенных в срединной части миегеосинклинали зоны. Внутри структуры они тяготеют именно к той ее части, которая, являясь наложенной на кристаллическое основание платформы, характеризуется наличием глубинных разломов и проявлением щелочно-базальтоидного и щелочно-ультраосновного вулканизма. Не исключена возможность, что в подобной обстановке, в случае отсутствия больших масс разубоживающего терригенного материала, могли образоваться и более крупные месторождения фосфоритов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аблизин Б.Д., Курбацкая Ф.А., Ключина М.Л., Курбацкий А.М. О вендских конгломератах западного склона Среднего и Южного Урала. — В кн.: Конгломераты и их роль в познании геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976.
2. Бродская Н.Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. — Тр. ГИН АН СССР, 1974, вып. 258.
3. Бушинский Г.И. О классификации фосфоритов. — ДАН СССР, 1945, 47, № 2.
4. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. — Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 149.
5. Еганов Е.А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968.
6. Егорова О.П. Генетические типы фосфоритов Западного Прибайкалья. — Изв. СО АН СССР. Сер. геол. и геоф., 1960, № 7.
7. Казаков А.В. Фосфоритные фаши. М.: Госхимиздат, 1939.
8. Келлер Б.М., Покровская Н.В. Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 6.
9. Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. — Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 121.
10. Курбацкая Ф.А., Чирвинский Н.П. Фосфатопоявления в отложениях косвинской свиты на западном склоне Среднего Урала. — Тр. Пермск. политехн. ин-та, 1964, сб. 12, вып. 2.
11. Курбацкая Ф.А. Корреляция терригенных толщ верхнего докембрия западного склона Среднего Урала и условия их образования: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 1968.
12. Курбацкая Ф.А., Аблизин Б.Д. К палеогеографии терригенных толщ верхнего докембрия западного склона Среднего Урала (западная подзона Вишерско-Чусовского антиклинория). — Учен. зап. Пермск. ун-та, 1970, вып. 5, № 210.
13. Кухаренко А.А., Смирнов Ю.Д. Стратиграфия и условия формирования нижнепалеозойских отложений западного склона Среднего Урала. — Материалы ВСЕГЕИ, 1960, вып. 28.
14. Лунгерсгаузен Г.Ф. Следы оледенений в позднем докембрии Южной Сибири и Урала и их стратиграфическое значение. — В кн.: Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
15. Младших С.В., Аблизин Б.Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 2.
16. Румянцева Н.А. Щелочные базальтоиды ашинской свиты Среднего Урала (в связи с проблемой аймазоносности). — Бюл. ВСЕГЕИ, 1958, № 1.
17. Страхов Н.М. Климат и фосфатонакопление. — Геол. рудн. месторожд., 1960, № 1.
18. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. I—III.
19. Холодов В.Н. О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах. — В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
20. Чумаков Н.М. О некоторых докембрийских тиллитоподобных породах СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 2.

Ю. М. МАЛИНОВСКИЙ, Н. И. ЮДИН

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ОРДОВИКСКИХ ФОСФОРИТОВ АНГАРО-ЛЕНСКОГО РАЙОНА

В пределах Сибирской платформы перспективы поисков промышленных месторождений фосфоритов связывают в настоящее время с отложениями среднего ордовика [3]. В результате поисково-разведочных и тематических работ в среднеордовикских отложениях Сибирской платформы в разное время были выявлены многочисленные фосфоритопроявления ракушечных, конкреционных и конгломератовых фосфоритов [4, 5]. Однако фосфоритоносность этих отложений изучена еще недостаточно и крайне неравномерно, и вследствие этого прогнозная оценка промышленной фосфоритоносности затруднительна.

В пределах Сибирской платформы известно пока единственное месторождение фосфоритов в среднем ордовике – Гурьевское, расположенное в нижнем течении Подкаменной Тунгуски. Продуктивная толща месторождения, сложенная кварц-фосфоритовыми песчаниками, фосфат-глинистыми сланцами (аргиллитами) и фосфатными конгломератами, содержит зернистый, ракушечный и конгломератовый типы фосфоритов. Мощность толши 0,5–2,3 м. Содержание P_2O_5 в рудах варьирует от 4 до 12% (среднее по месторождению 7,6%). В связи с малыми запасами и низким качеством руд Гурьевское месторождение не имеет промышленного значения. В Катангском районе, куда входит Гурьевское месторождение, известно большое количество фосфоритопроявлений, наиболее крупное из которых Байкитское.

Фосфоритопроявления на севере и северо-востоке Сибирской платформы связаны с терригенно-карбонатными литофациями среднего ордовика. Они известны в бассейне р. Пясины в Норильском районе, а также на р. Мойеро, где в известняках и аргиллитах наблюдаются гальки и зерна фосфоритов, образующие прослой фосфоритового грубозернистого песчаника (мощность 0,3–0,15 м), а также многочисленные псевдоморфозы по остаткам мшанок, брахиопод, криноидей и трилобитов. Иногда фосфат встречается в цементе пород.

На юге и юго-востоке Сибирской платформы известны многочисленные фосфатопроявления, связанные с терригенными отложениями криволучского яруса Ангаро-Ленского района. Типы фосфоритов такие же, как и в Катангском районе: зернисто-ракушечный, конкреционный и конгломератовый.

Наиболее значительные фосфатопроявления выявлены в районе Кривой Луки, по правым притокам р. Илим (реки Туба и Тушамы)

Литологическая колонка поисковой скв. 2 (гора Петушок)

1 - аргиллиты; 2 - алевролиты; 3 - фосфатный ракушечник; 4 - песчаник; 5 - конкреционно-песчанистые фосфориты; 6 - интервал опробования

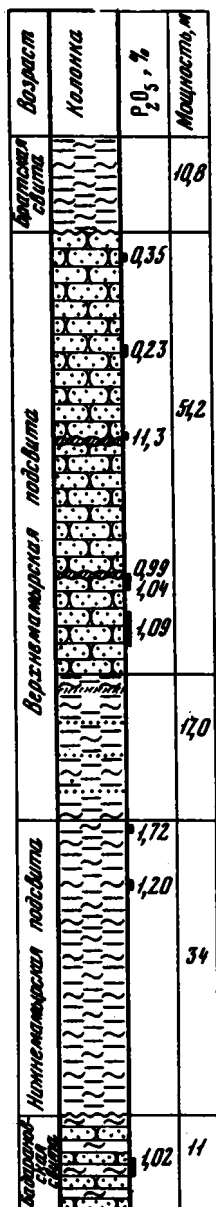
и в Братском районе, где в междуречье Ангары и Вихревой обнаружен ряд фосфатопоявлений. Наиболее значительные проявления фосфоритов обнаружены к востоку от дер. Анчериково, где канавами вскрыта линза зернисто-ракушечных фосфоритов мощностью до 0,6 м с 20-24% P_2O_5 . Протяженность линзы около 70 м. Интересны проявления конкреционных фосфоритов на горе Петушок, где скв. 2 (см. фигуру) в интервале 34,5-35,0 м вскрыты песчаники с содержанием P_2O_5 более 11%, и в районе пос. Седаново, где в придорожной выемке нами обнаружен прослой конкреционных фосфоритов мощностью 0,3-0,6 м с 13% P_2O_5 .

Фосфоритоносная формация среднего ордовика Ангара-Ленского района, приуроченная к отложениям кривоушского яруса, в Братском районе полностью соответствует мамырской свите; залегает с разрывом на пестроцветных ритмично-слоистых породах бадарановской свиты, с разрывом перекрывается пестроцветными ритмично-слоистыми породами братской свиты.

По литологическому составу и характеру фосфоритоносности формация подразделяется на три пачки: зеленоцветную алевролитовую мощностью 35-45 м - ракушечные фосфориты; пестроцветную мощностью 8-25 м - зернисто-ракушечные фосфориты; песчаниковую мощностью 20-60 м - конкреционно-песчанистые фосфориты. Отложения всех пачек ограничены перерывами в осадконакоплении.

Литологические особенности пород пестроцветной пачки фосфоритоносной формации могут быть охарактеризованы следующим образом.

Песчаники составляют значительную часть разреза пестроцветной пачки, особенно в нижней и верхней частях. Они окрашены в более светлые тона по сравнению с алевролитами и аргиллитами, преимущественно мелкозернистые, реже среднезернистые, состоят на 60-70% из окатанных и



полуокатанных зерен кварца. В них присутствуют полевые шпаты (иногда до 5%), слюда и обломки кремнистых пород, встречаются зерна глауконита (2–3 на поле шлифа). Цемент преимущественно глинистый поровый или контактовый кремнистый, иногда доломитовый поровый. В песчаниках, как правило, встречаются обломки фосфатных раковин лингулид, от количества которых в основном зависит содержание P_2O_5 в породе.

Алевролиты встречаются во всей пачке, но более характерны для ее средней части. Окрашены они в бурые и вишневые, иногда в зеленые тона. Сложены главным образом кварцем, присутствуют обломки слюд (до 5%), полевых шпатов (2–5%), глауконит (в отдельных разностях до 1%). Глинистый цемент составляет 15–25% породы.

Аргиллиты слагают отдельные прослои мощностью 0,02–0,4 м. Цвет черный или зеленовато-серый. Раковинный детрит и целые раковинки брахиопод в них не обнаружены. Содержание P_2O_5 в аргиллитах не определялось. О хлорит-гидрослюдистом составе слагающих их глинистых минералов можно судить только косвенно, по данным дифрактометрических определений фракций < 0,001 мм из вмещающих алевролитов и песчаников, проведенных А.Б. Шеко.

Рассмотрим литологические особенности пород песчаниковой пачки фосфоритоносной формации.

Песчаники почти целиком слагают разрез пачки. Они окрашены в светлые тона, за исключением верхней части пачки восточнее Братска в районе г. Видима, где встречены и бурые разности. Они, как правило, среднезернистые, с очень небольшой примесью гравийного (до 4%), алевролитового (до 5%) и пелитового (до 4%) материала. Состав преимущественно кварцевый (60–70%), присутствуют зерна полевых шпатов (до 5%), слюда и кремнистые породы. Очень редко встречается глауконит. Фосфатные раковинки брахиопод в этой части разреза нами были обнаружены только в обнажениях по берегам Усть-Илимского водохранилища. Фосфатизация песчаников зависит от количества фосфатного цемента.

Аргиллиты слагают менее 2% разреза пачки. Окрашены преимущественно в зеленые тона и содержат до 30% песчаной примеси. По данным дифрактометрии, они состоят целиком из смешанно-слойных минералов гидрослюда-монтмориллонитового состава с 10–20% разбухающих пакетов.

Изучение разрезов формации позволяет наметить некоторые закономерности размещения фосфоритов и фосфатсодержащих пород. Фосфориты всех типов приурочены к песчаным и реже к алевролитовым разностям пород. Как зернисто-ракушечные, так и конкреционно-песчанистые фосфориты и фосфатсодержащие породы характерны для зон развития сокращенных ритмов. В зонах развития полных ритмов (песчаник – алевролит в пестроцветной пачке и песчаник – аргиллит в песчаниковой пачке) фосфатизация, как правило, отсутствует. Ракушечные и ракушечно-зернистые фосфориты приурочены к базальным частям ритмов и являются переотложенными. В песчаниковой пачке фосфатизация связана с верхними частями

сокращенных ритмов, а конкреционно-песчанистые фосфориты — только с верхними частями сокращенных ритмов второго порядка. При этом мощность горизонтов конкреционно-песчанистых фосфоритов изменяется прямо пропорционально мощности включающих их ритмов. Зернисто-ракушечным фосфоритам соответствует хлорит-гидро-слиудистая ассоциация глинистых минералов, а конкреционно-песчанистым — ассоциация, состоящая целиком из смешанно-слоистых минералов гидрослюда-монтмориллонитового состава. Зернисто-ракушечные фосфориты и фосфатсодержащие породы этого типа приурочены к более тонкозернистой и пестроокрашенной части разреза с наиболее низкой сортированностью обломочного материала. В направлении от Ангара-Вихоревского водораздела к югу вместе с уменьшением фосфатонасыщенности разреза заметно меняется и состав преобладающих фракций в фосфоритах и фосфатсодержащих породах. Песчаные среднезернистые фракции замещаются мелкозернистыми и алевролитовыми. В то же время визуально наиболее грубозернистые песчаники наблюдались в южной части Вихоревского участка, но в этом разрезе в пестроцветной пачке почти нет сокращенных ритмов и фосфоритов, которые вместе с зонами сокращенных ритмов появляются севернее. Таким образом, наблюдается некое несоответствие с обычно встречаемым огрублением материала в сторону поднятий, где развиты сокращенные ритмы. Эта особенность может быть объяснена палеотектоническими и палеогеографическими условиями образования формации.

При нанесении основных фосфатопоявлений на палеотектоническую карту ордовика Сибирской платформы [1] отчетливо проявилась связь фосфатопоявлений с окраинными частями крупных ордовикских прогибов. Фосфатопоявления Кривой Луки, правых притоков Илима (Тубинские и Тушамские), р. Илим (Прокопьевское) и Братского района (Вихоревское и Седановское) приурочены к северному борту Ангара-Ленского прогиба. В этом районе фосфатонасыщенность мамырской свиты увеличивается к северу. Гурьевское месторождение, Байкитское и другие фосфатопоявления Катангского района также расположены на северо-западной оконечности Ангара-Ленского ордовикского прогиба. В Норильском районе фосфатопоявления тяготеют к южной оконечности Таймырского прогиба. Появление на р. Мойере тоже находится на юго-западном борту крупного прогиба, расположенного между Анабарской и Тунгусской суши того времени. Все проявления фосфатов приурочены к бортам прогибов со стороны Тунгусской суши, и лишь Гурьевское месторождение находится на внешней стороне Ангара-Ленского прогиба, примыкающей к Енисейской суше. Отсутствие фосфатопоявлений по внешним бортам прогибов в значительной степени обусловлено размывом отложений криволучного яруса по окраинам Сибирской платформы.

Изучая закономерности геотектонического размещения фосфоритов СССР, Б.М. Гиммельфарб [2] отметил, что для Русской платформы большинство месторождений приурочено к тектоническим элементам, которым свойственна тенденция к прогибанию. Так, месторождения

Прибалтики расположены на склонах Латвийского прогиба. Подавляющее большинство различных верхнеюрских и нижнемеловых месторождений (Егорьевское, Вятско-Камское и др.) тяготеют к южному борту Московской синеклизы, к Ульяновско-Саратовской синеклизе, к депрессии, находящейся между Сурско-Мокшинским, Окско-Цнинским и Сурско-Мокшинским, Вятским валами. Таким образом, на обоих древних платформах подавляющее число месторождений и значительных фосфатопоявлений расположено на окраинах крупных бассейнов осадконакопления, что позволяет использовать эту закономерность при определении перспектив фосфоритности Ангаро-Ленского бассейна.

Приуроченность как зернисто-ракушечных, так и конкреционно-песчаных фосфоритов к зонам сокращенных ритмов свидетельствует об относительно мелководных условиях их образования. Палеогеографические условия накопления фосфоритной формации определялись наличием Саяно-Байкальской орогенической области, давшей основной терригенный материал для ее формирования. С севера в Ангаро-Ленский бассейн вдавалась низменная Тунгусская суша, которая, судя по карбонатным фациям ордовика, примыкающим к ней с северо-востока, поставляла незначительное количество терригенного материала. Поэтому в осевой части бассейна, расположенной ближе к орогенической области, могли накапливаться более грубые осадки, чем со стороны Тунгусской суши, что мы и наблюдали. Таким образом, парадоксальный случай, когда более полный разрез с меньшим количеством перерывов в осадконакоплении оказывается более грубозернистым, объясняется палеогеографическими условиями накопления формации.

Отмеченные закономерности размещения фосфоритов и фосфатсодержащих пород трудно объяснить с точки зрения господствующей ныне хемогенной гипотезы образования фосфоритов. Во-первых, палеогеографические условия формирования ордовикских фосфоритов Ангаро-Ленского района почти исключают возможность существования в ордовике апвелинга со стороны Ангаро-Ленского прогиба. Во-вторых, мелководные условия накопления вмещающих фосфориты отложений свидетельствуют о том, что их образование происходило не ниже зоны фотосинтеза, где рост биомассы биоценоза определяется количеством поступающих питательных веществ, а один из наиболее важных биогенов — фосфор. Поэтому даже самое большое количество фосфора, которое могло бы поступить в зону фотосинтеза (до $600 \text{ мг/м}^3 \text{ P}_2\text{O}_5$) с водами апвелинга, было бы поглощено фитопланктоном и резко сказалось на его продуктивности. В то же время в осадках мамырской свиты нет горючих сланцев, которые могли бы свидетельствовать о максимальной продуктивности фитопланктона.

Новому объяснению происхождения ордовикских фосфоритов способствовала неоднократно наблюдаемая нами в естественных обнажениях приуроченность конкреционных фосфоритов *in situ* к верхним частям сокращенных ритмов второго порядка в местах выкли-

нивания водоупорных горизонтов (аргиллитов). При этом мощность линз песчаников, сцементированных фосфатом, возрастает при увеличении мощности ритмов.

Условия формирования конкреционно-песчанистых фосфоритов песчаниковой пачки могут быть объяснены, по нашему мнению, с физико-химических позиций, выдвинутых А.И. Смирновым [6] в отношении образования желваковых фосфоритов из иловых вод.

В верхних частях ритмов песчаниковой пачки наблюдаются фосфатные плиты и стяжения без каких-либо следов перемыва и все стадии их образования – от слабой цементации фосфатом стенок ходов илоедов до сплошной цементации фосфатом кровли песчаников. При этом в фосфатных плитах и стяжениях от ходов илоедов остались пустые каналцы диаметром 2–5 мм, что свидетельствует об образовании конкреционно-песчанистых фосфоритов *in situ*.

Естественно, что по ходам илоедов происходил наиболее сильный отток иловых вод и их дегазация, что приводило к садке фосфата. Более сильный отток иловых вод способствовал и более интенсивному образованию фосфата. Поэтому над мощными песчаными слоями возникли более мощные горизонты или линзы фосфоритов. Известно, что пески уплотняются слабо, и они не могли дать количество иловых вод, необходимое для образования наблюдаемых фосфоритов. Вместе с тем песчаники – наиболее проницаемые в разрезе породы, и по ним, очевидно, двигались иловые воды, отжатые из глинистых пород.

Попытаемся количественно оценить возможности этого процесса. По данным Дж. Уэллера [7], глинистый осадок, имевший начальную пористость 80% и плотность $1,42 \text{ г/см}^3$, уже при глубине захоронения 152,5 м уплотняется почти на 70% и приобретает пористость 37% и плотность $1,45 \text{ г/см}^3$. Следовательно, аргиллиты, пористость которых меньше 20%, с начала образования потеряли воды в 3 раза больше их современного объема. Суммарная мощность черных аргиллитов в южной части исследованной территории у горы Падун 1,5 м. При их образовании с 1 м^2 было отжато во вмещающие песчаники более 4 м^3 иловых вод. Если же учесть возможное уплотнение глинистых алевролитов и глин нижнеамырской подсвиты на 30–35% (приняв ее среднюю мощность за 50 м), а песчаников и алевролитов верхнеамырской подсвиты мощностью около 50 м – на 20–25%, то общий объем отжатых вод с 1 м^2 составит не менее 30 м^3 . Это количество иловых вод могло содержать $0,06\text{--}0,09 \text{ кг } \text{P}_2\text{O}_5$ при концентрации 2–3 мг/л P_2O_5 . Таким образом, даже заниженная потенциальная продуктивность 1 км^2 криволуцкого бассейна может быть оценена в 60–90 т P_2O_5 . Общая площадь криволуцкого бассейна от осевой линии до берега Тунгусской суши не менее $400\,000 \text{ км}^2$. Следовательно, общие потенциальные возможности криволуцкого бассейна могут быть оценены в 24–36 млн. т P_2O_5 . Возможно, что количество отжатых вод из отложений криволуцкого бассейна было в 2–3 раза больше вычисленного. Кроме того, отложения криволуцкого яруса залегают с размывом на поро-

дах устькутской, ийской и бадарановской свит общей мощностью до 1000 м. Из этих отложений в кривоуцкий бассейн в районе южного выступа Тунгусской суши могло поступить значительное количество пластовых вод. Если за кривоуцкое время произошло уплотнение этих пород всего на 10%, то из них могло быть отжато около $100 \text{ м}^3/\text{м}^2$ пластовых вод, что более чем в 3 раза превышает объем вод, отжатых с 1 м^2 кривоуцких осадков. Таким образом, северная часть кривоуцкого бассейна могла получить дополнительно из нижележащих осадков около 100 млн. т P_2O_5 , прошедшей через толщу кривоуцкого яруса.

Только в самом начале уплотнения осадка, когда он еще не перекрыт другими, часть иловых вод имеет возможность вернуться в придонные слои морской воды. Впоследствии, когда осадок перекрыт, иловые воды отжимаются в проницаемые породы, в которых давление близко к гидростатическому, в отличие от глинистых осадков, где давление приближается к геостатическому, и начинают двигаться вдоль водоупоров в зоны разгрузки. Многочисленные факторы, обуславливающие гидродинамическое сопротивление пластов (фациальная изменчивость, различная проницаемость песчаников, морфология пластов и др.), приводят к тому, что усиленная разгрузка пластовых (иловых) вод может происходить на ограниченных участках разных размеров. Вероятно, это является одной из причин невыдержанности по простиранию конкреционно-песчанистых фосфоритов *in situ*. С другой стороны, этот процесс способствует увеличению скорости движения иловых вод, что необходимо для быстрой дегазации вод-носителей P_2O_5 , и концентрации залежей в местах их разгрузки. Естественно, что уплотнение осадков происходит под действием вышележащих толщ, и когда осадконакопление затухает, ослабляется и процесс уплотнения. В связи с тем, что значительная масса терригенного материала поступает благодаря береговой абразии, процесс уплотнения осадков усиливается в моменты трансгрессий и ослабевает в моменты регрессий. Поэтому основная разгрузка иловых вод происходит в прибрежных зонах бассейна осадконакопления, а не на суше. Движение пластовых (иловых) вод осуществляется в направлении наименьшего гидродинамического сопротивления, которое зависит от проницаемости пластов и от расстояния до места разгрузки. В связи с высоким гидродинамическим сопротивлением песчаников области усиленной разгрузки иловых вод располагаются вблизи локальных поднятий или структурных носов, расстояния до которых от осевой части синеклезы минимальные.

Трудно сказать, могли ли процессы образования конкреционно-песчанистых фосфоритов из отжатых иловых вод обеспечить формирование промышленных скоплений фосфоритов без последующего обогащения, но начальные условия для последующей концентрации в результате перемиыва они, несомненно, могли создать. Поэтому наиболее благоприятные зоны для нахождения промышленных месторождений фосфоритов – зоны усиленной разгрузки пластовых вод вблизи древних локальных поднятий и южного выступа Тунгусской суши.

Формирование зернисто-ракушечных фосфоритов также связано с процессом разгрузки иловых вод, о чем свидетельствуют, по нашему мнению: 1) наличие общих закономерностей распространения конкреционно-песчанистых и зернисто-ракушечниковых фосфоритов, т.е. приуроченность их к зонам сокращенных ритмов; 2) малое количество следов илоедов, фосфатных раковинок и их обломков в зонах полных ритмов и большое количество их в зонах сокращенных ритмов. Вероятно, роющие моллюски использовали P_2O_5 иловых вод для построения фосфатной раковины. В этом плане интересно, что у свободно плавающих и придонных организмов нет и никогда не было фосфатных раковин.

Во многих зернисто-ракушечных фосфоритах встречаются фосфатные зерна с обломками алевролитовой разности, что указывает на наличие богатых P_2O_5 иловых вод в осадках, где жили моллюски с фосфатной раковинкой. Более того, там, где нет или очень мало конкреционно-песчанистых фосфоритов (разрезы скважин у г. Братска, разрезы у с. Прокопьевское на р. Илим), очень мало зернистых и ракушечных фосфоритов, а их наибольшее количество пока обнаружено на Алексеевском и Седановском участках, где отмечены наиболее значительные проявления конкреционно-песчанистых фосфоритов. Таким образом, есть некоторые основания предполагать, что зоны разгрузки иловых вод были местами, благоприятными для формирования зернисто-ракушечных фосфоритов. Не исключено, что эти зоны в пестроцветной и песчаниковой пачках могли быть несколько смещены в плане одна относительно другой, но общая их приуроченность к выступу Тунгусской суши могла быть постоянной в течение всего среднего и позднего ордовика.

Схематическая картина фосфоритообразования в Криволучском бассейне нам представляется в следующем виде.

Основным источником фосфора для терригенных осадков верхнего кембрия и ордовика служили богатые фосфором древние (от архея до кембрия) породы Саяно-Байкальской орогенической области. Часть фосфора, погребенного в осадках позднего кембрия и ордовика Иркутского амфитеатра, была вынесена пластовыми водами на периферию бассейнов осадконакопления. Последующий переувлажнение, образовавшихся в окраинных частях кембрийских и раннеордовикских бассейнов, способствовал обогащению более молодых осадков терригенным фосфатом, что, естественно, сказывалось на обогащении фосфатом их иловых вод. В раннеамырское время иловые воды были уже настолько богаты фосфатом, что дали начало расцвету роющих моллюсков с фосфатной раковинкой. Уплотнение богатых органикой и P_2O_5 нижнеамырских осадков вместе с добавкой более древних пластовых вод привело к латеральной миграции иловых вод, богатых CO_2 и P_2O_5 , и еще большему расцвету роющих организмов с фосфатной раковинкой в зонах разгрузки. Последующие переувлажнения алевроитовых илов, в которых предпочитали жить роющие моллюски и образовывались мелкие фосфатные стяжения, способствовали накоплению зернисто-ракушечниковых фосфоритов.

Во время накопления отложений песчаниковой пачки продолжалось уплотнение ранее возникших осадков и движение иловых вод, богатых P_2O_5 , вдоль глинистых водоупоров к зонам разгрузки, где у геохимического барьера формировались конкреционно-песчанистые фосфориты *in situ*. Отсутствие тонкозернистых алевроитовых илов сдерживало рост количества роющих организмов во время образования отложений песчаниковой пачки. Вероятно, этим объясняется отсутствие в ней зернисто-ракушечных фосфоритов.

При принятых минимальных параметрах уплотнения осадков общие потенциальные перспективы Криволуцкого бассейна оцениваются нами достаточно высоко.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М.: Наука, 1969, т. 1.
2. Гиммельфарб Б.М. Закономерности размещения фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М.: Недра, 1965.
3. Зверев А.С., Файзуллин Р.М., Фахрутдинов Р.З. и др. Минерально-сырьевая база фосфатной промышленности СССР. М.: ВИЭМС, 1975.
4. Красильникова Н.А., Смирнов И.А. Об ордовикских фосфоритах Сибирской платформы. - Тр. ГИГХС, 1955, вып. 2.
5. Красильникова Н.А. Фосфориты Катангского бассейна. - Тр. ГИГХС, 1959, вып. 5.
6. Смирнов А.И. Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. М.: Недра, 1972.
7. Уэллер Дж. Уплотнение осадков. - В кн.: Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых. Л.: Ленгостоптехиздат, 1961.

Р. К. ПАУЛЬ

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОРДОВИКСКИХ ФОСФОРИТОВ АНГАРО-ИЛИМСКОГО РАЙОНА

Работа по перспективной оценке фосфоритоносности Ангаро-Илимского междуречья, расположенного в области Ангаро-Илимского поднятия Иркутского амфитеатра, проводилась автором совместно с сотрудниками ЛОПИ (Н.И.Юдиным и Ю.М.Малиновским) в 1975–1976 гг. Результаты проведенных исследований позволили подойти к оценке перспектив фосфоритоносности с генетических позиций.

Методика работы заключалась в составлении послойных разрезов естественных обнажений, горных выработок и скважин. При этом детально изучались литологический, минералого-петрографический и химический состав пород, а также их текстуры и структуры, что позволило восстановить палеофациальную обстановку времени формирования фосфоритов и показать их место в ней. При расшифровке текстур для воссоздания палеофациальных обстановок и при исследовании цикличности автор неоднократно обращался за консультациями к доктору геолого-минералогических наук Л.Н.Ботвинкиной, которой приносит свою глубокую благодарность.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Разрез ордовикских отложений представлен (снизу вверх) бадарановской, мамырской и братской свитами [2] (фиг. 1).

Бадарановская свита характеризуется пестротой литологического состава. Она сложена пересланяющимися светло-серыми, зеленовато-серыми и бурыми кварцевыми песчаниками, темно-шоколадными и бурыми алевритами и аргиллитами. В кровле свиты отмечаются прослои фосфатных гравелитов.

Песчаники – полевошпат-кварцевые, с железисто-халцедон-карбонатно-серицитовым цементом, составляющим до 20% объема породы. Сложены зернами, окатанными в разной степени, нередко очень слабо. Для пород характерны косая слоистость, подводно-оползневая текстура, многочисленные гиероглифы, трещины усыхания. Песчаники содержат фосфатные образования (до 10%), представленные в

основном обломками и целыми раковинами ангарелл, реже фосфатными микроконкрециями, включающими алевритовые зерна кварца.

Гравелиты сложены крупными (до 0,6–1 см) фосфатными образованиями, сцементированными карбонатным цементом (70% породы), и терригенными, псаммитовой размерности зернами кварца, полевого шпата, граната и циркона. Здесь же присутствуют более мелкий раковистый детрит и глинистые окатыши.

Крупные фосфатные образования, как правило, удлиненной зубоили веретенообразной формы, что позволяет предположить их органическое происхождение, возможно, это конодонты. Кроме того, наблюдаются многочисленные обломки раковин, нередко встречаются целые раковины круглой формы. Внутри раковин находится примесь терригенных зерен алевритовой размерности.

В прослоях гравелитов содержится 7% P_2O_5 , а в целом в породах бадарановской свиты 0,2–9,2% P_2O_5 (в среднем 1,1%). Содержание других компонентов приведено в таблице.

Породы бадарановской свиты сформировались в условиях мелководного морского бассейна, на дне которого действовали временные потоки.

Бадарановская свита постепенно переходит в *мамырскую*, лишь местами наблюдаются следы перерыва (галька бадарановских пород в низах мамырской свиты). В пределах мамырской свиты выделяются две подсвиты – верхняя и нижняя.

Нижнемамырская подсвита отличается однообразием цвета и литологического состава: почти полностью сложена серо-зелеными алевролитами в тонком переслаивании с аргиллитами и редкими прослоями алевритовых песчаников.

Алевролиты глинистые, однородные, комковатые, тонкослоистые.

Аргиллиты состоят из пелитовой массы, в которой участками расположены зерна алевритовой размерности (15–20% породы). Зерна не окатаны, треугольной или копьевидной формы. Основную часть их составляет кварц (до 70–80%). К местам скопления терригенных зерен приурочены агрегаты гидрослюд, которые иногда имеют сноповидное строение, мусковит, серицит. Фосфат составляет менее

Фиг. 1. Литолого-фациальный разрез ордовикских отложений Ангаро-Илимского междуречья

1–6 – литологические типы пород: 1 – аргиллиты, 2 – алевролиты, 3 – песчаники, 4 – конкреционные фосфориты, 5 – фосфатные гравелиты, 6 – фосфатно-кварцевые песчаники с редким раковинным детритом (а) и прослоями зернисто-ракушечниковых фосфоритов (б); 7–14 – фаии: 7 – морского бассейна области открытого шельфа, 8 – мелководного морского бассейна, 9 – временных потоков на дне морского мелководного бассейна, 10 – отмелей и возвышенностей на дне открытого шельфа, 11 – ваттов, 12 – пляжей, береговых валов, кос, пересыпей на морском побережье, 13 – лагун, 14 – озер и болот; 15 – уровень фосфатонакопления



О р д о в и к с к а я						Система	
Нижний	С р е д н и й					Верхний	Отдел
Чуновский	Криволуцкий		Мангазейский			Амурская	Ярус
Бадаровская	М а м ы р с к а я					Бадаровская	Свита
	Нижнеамырская		Верхнеамырская				Подсвита
			Аргиллитово-алювиальная (песчаниковая)		Песчаниковая		Пачка
	24,0-54,0		12,0-65,0		5,0-26,0	90-10	Мощность, м
							Литоогическая колонка
							Фациальная колонка
							Уровень седиментации
	I		II		III	IV	Уровень фациальной колонки
N	N+1 (полный)		N+2 (полный)		N+3 (неполный)		Цикл II порядка

Химический состав (в вес. %) фосфоритов и фосфатсодержа

Литологическая раз- новидность пород	P ₂ O ₅	Н.о.*	CaO	MgO
Бадарановская свита				
Песчаник	3,24	Не опр.	5,51	0,50
Мамырская свита, пестроцветная пачка				
Песчаник	3,25	Не опр.	4,38	0,30
Зернисто-ракушечнико- вый фосфорит	20,37	38,84	31,15	1,25
Голубовато-серый алевролит	2,47	77,68	6,65	3,50
Мамырская свита, песчаниковая пачка				
Конкреционный фосфорит	10,5	69,4	15,05	0,47

Окончание таблицы

Литологическая раз- новидность пород	F	Na ₂ O	H ₂ O	TiO ₂
Бадарановская свита				
Песчаник	Не опр.	Не опр.	0,22	0,10
Мамырская свита, пестроцветная пачка				
Песчаник	Не опр.	Не опр.	0,21	0,59
Зернисто-ракушечнико- вый фосфорит	1,94	0,15	0,67	Не опр.
Голубовато-серый алевролит	0,22	0,14	2,56	"
Мамырская свита, песчаниковая пачка				
Конкреционный фосфорит	0,94	0,07	1,1	Не опр.

* Нерастворимый остаток и CO₂ в сумму не входят.

ших пород ордовика Ангара-Илимского междуречья

CO ₂	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnO	FeO
-----------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----

Бадарановская свита

Не опр.	84,47	0,10	2,03	Не опр.	0,72
---------	-------	------	------	---------	------

Мамырская свита, пестроцветная пачка

Не опр.	85,20	0,15	2,23	Не опр.	0,68
---------	-------	------	------	---------	------

1,45	37,89	1,18	2,46	0,20	0,72
------	-------	------	------	------	------

2,28	68,44	2,87	8,05	0,4	0,79
------	-------	------	------	-----	------

Мамырская свита, песчанниковая пачка

0,41	68,03	2,18	2,57	0,25	1,01
------	-------	------	------	------	------

W ₂ O ₃	K ₂ O	S(общ.)	SO ₃	П.п.п.	Сумма
-------------------------------	------------------	---------	-----------------	--------	-------

Бадарановская свита

0,03	0,55	Не опр.	Не опр.	2,07	97,61
------	------	---------	---------	------	-------

Мамырская свита, пестроцветная пачка

0,03	0,99	Не опр.	Не опр.	0,96	98,06
------	------	---------	---------	------	-------

Не опр.	Не опр.	0,50	0,45	3,32	99,03
---------	---------	------	------	------	-------

"	"	0,10	0,08	5,79	98,34
---	---	------	------	------	-------

Мамырская свита, песчанниковая пачка

Не опр.	"	0,15	0,14	0,87	103,38
---------	---	------	------	------	--------

1% породы и представлен очень редкими, неопределенной формы выделениями светло-желтого цвета, псаммитовой размерности. Порода тонкослоистая за счет субпараллельного расположения чешуек мусковита.

Алевритовые песчаники сложены зернами кварца, полевого шпата, мусковита, биотита, глауконита, рудного минерала, гидроокислов железа, цементированных серицит-карбонатным цементом, составляющим 25–30% породы. В цементе нередко наблюдаются сгустки пеллитового вещества и обособления более крупных, псаммитовой размерности терригенных зерен.

Фосфат представлен очень тонкими и длинными обломками створок раковин лингул, которые ориентированы параллельно тонкой слоистости, обусловленной ориентировкой чешуек мусковита. Наибольшие его скопления приурочены к кровле подсвиты.

Содержание P_2O_5 в породах нижнеамырской подсвиты примерно такое же, как и в бадарановской: среднее по 31 анализу – 0,90% P_2O_5 .

Приведенная характеристика нижнеамырской подсвиты позволяет считать, что ее породы формировались в мелководной части открытого шельфа, изобилующего отмелями.

Верхнеамырская подсвита подразделяется на две пачки – нижнюю аргиллит-алевритовую, или пестроцветную, и верхнюю песчанковую.

Пестроцветная пачка представлена закономерным чередованием красноцветных аргиллит-алевролитов и сероцветных песчаников, среди которых на отдельных стратиграфических уровнях залегают тонкие прослои и линзы зернисто-ракушечных фосфоритов.

Красноцветные породы в одних случаях состоят из алевролитов, аргиллитов и песчаников, а в других, когда подстилают фосфориты, венчаются прослоем голубовато-серых алевролитов, которые описаны ниже при характеристике продуктивного ритма. Вишнево-бурые и шоколадного цвета алевролиты составляют основную часть (80%) красноцветных пород и включают тончайшие линзовидные пропластки грязно-серых до черных аргиллитов (15–20%). Среди аргиллит-алевролитовых пород встречаются (не более 10% объема красноцветных пород) зеленовато-серые, мелкозернистые, кварцевые песчаники в виде тонких (до 1 мм) слоев, реже линзоподобных или неправильной формы включений с причудливыми границами. Очень редко песчаники образуют более правильные прослои мощностью в несколько сантиметров, при этом появление песчаников в красноцветной части ритма наблюдается периодически через каждые 0,5 м.

Для красноцветных пород характерно большое разнообразие текстур, среди которых можно выделить две группы: динамические и органогенные. Первые образовались в результате собственно садки терригенного материала, а вторые – вследствие переработки осадка роющими организмами.

К динамическим текстурам относятся (в порядке частоты встречаемости) неправильно-линзовидно-слоистая, косослоистая и горизонтально-слоистая.

Неправильно-линзовидно-слоистая текстура характерна для очень тонкого линзовидного переслаивания вишнево-бурых алевролитов и более темных (серых, темно-серых до черных) аргиллитов. Линзочки длиной 2–3 см вытягиваются субпараллельно, образуя неправильные слои. Такое сложение породы может сформироваться в результате попеременного поступления то тонкого, то более грубого материала. Этот режим свойствен водной среде с постоянными колебательными разнонаправленными движениями типа приливно-отливных.

Косослоистая текстура характерна только для вишнево-бурых алевролитов, в которых аргиллиты слагают отдельные косые слойки, что указывает на крайне неспокойную прибрежную зону.

Горизонтально-слоистая текстура развита нешироко. Она присуща тонким (не более 1 см) прослоям аргиллитов и более редко – тончайшим прослоям песчаников. Прослой аргиллитов встречаются довольно редко, а прослой песчаников мощностью 1–2 см наблюдаются почти в каждом ритме, чередуясь в определенной последовательности. Они свидетельствуют о периодическом привносе более грубого материала, что может происходить при сильном ветре, бурях и др.

Среди органогенных текстур выделяются собственно органогенные – пятнистые и органогенно-хемогенные – комковатые.

Пятнистая текстура развита наиболее широко. Она обусловлена наличием зеленовато-серых пятен песчаников в вишнево-буром алевролите и аргиллите. На поверхности напластования последних образуются в результате жизнедеятельности илоедов округлые, эллипсоидные, самой причудливой формы обособления зеленовато-серого песчаника. Кроме таких неопределенных пятен, наблюдаются мелкие (не более 2 см) серповидные пятна, ориентированные перпендикулярно напластованию. Это норки лингул, заполненные песком и, таким образом, сохранившиеся. Другой вид пятнистой текстуры развит там, где имеются прослой песчаника в алевролите. Роющие организмы, по-видимому, нарушали первичное сложение породы, в результате чего сформировались четко видные включения песчаника в алевролите.

Комковатая текстура характерна для аргиллитов, к которым приурочены скопления битой ракушки.

Глинистый осадок был, по-видимому, полностью переработан животными, отчего он потерял первичное сложение и стал комковатым. В результате жизнедеятельности илоедов местами окисное железо переходило в закисное, чем и обусловлено наличие красных и серых пятен в породе.

Содержание P_2O_5 в красноцветных породах стабильно для всех ритмов: 0,1–1, в среднем 0,59%. Микроскопическое изучение показало, что породы сложены кварцем (60–80%), микроклином (5%), халцедоном (не более 3%) с примесью глауконита, рудного минерала и аксессуаров алевролитовой размерности. Цемент глинисто-железистый. Фосфат составляет в породе не более 3%, приурочен к зонам, обогащенным зернами псаммитовой размерности, представлен

обломками раковин и раковинами в прижизненном захоронении. Мощность красноцветных пород 0,1–2,6 м.

Общая характеристика красноцветных пород позволяет считать их отложениями ваттов. Эти породы всегда согласно перекрывают песчаники, с которыми они закономерно чередуются, тогда как песчаники или фосфориты ложатся на красноцветные породы с размывом. Это дает основание считать красноцветные породы нижней трансгрессивной частью ритма.

Зеленовато-серые песчаники – верхняя часть ритма – образуют пласты и линзы с очень изменчивой мощностью, с пережимками, раздувами и кулисоподобные тела. Цвет пород светло-серый, с зеленоватым, коричневым, желтоватым и розоватым оттенками. Часто наблюдаются пятна и дендриты рудного минерала. Структура псаммитовая или алевропсаммитовая, разнозернистая.

Для песчаников характерны лишь динамические текстуры. Наиболее часто распространена косослоистая, свойственная прибрежной зоне. Косые слойки представлены "струями" гравийных зерен, раковинного детрита и слойков аргиллитов.

Содержание P_2O_5 варьирует в песчаниках в очень широких пределах – от бесфосфатных (в непродуктивных ритмах) до приближающихся к фосфоритам пород (в продуктивных ритмах), но в основном в них присутствует около 3% P_2O_5 . Содержание остальных компонентов приведено в таблице.

Минеральный состав песчаников (в %): кварц – 60–80; халцедон – не более 3; микроклин – 2–5; глауконит – 2–3; биотит и мусковит – 2–3; пирит – 3–5. Цемент, составляющий не более 20% породы, сложен серицитом, хлоритом, доломитом и гидроокислами железа. Песчаники сформировались на ваттовых побережьях, слагая отмели, пересыпи, косы и другие скульптурные сооружения береговой зоны. Мощность песчаников 0,1–0,6 м.

Пестроцветная пачка постепенно переходит в *песчаниковую пачку* верхнеамырской подсвйты, которая сложена преимущественно песчаниками – буровато-розовыми, желтыми, серыми, разнозернистыми до гравийных. Состав кварцевый, гравийные зерна сложены халцедоном и фосфоритом. Изредка наблюдаются прослои аргиллитов вишнево-бурого, шоколадного и черного цветов.

Текстуры этих песчаников такие же, как и у песчаников пестроцветной пачки. Особенно характерна для них косослоистая перекрестная текстура, когда отдельные серии слойков падают в разные стороны. Такая текстура формируется чаще всего на морских побережьях, в пляжевой зоне.

В этой пачке на разных стратиграфических уровнях залегают конкреционные фосфориты, которые представляют собой пластообразные или самой причудливой формы тела песчаника с фосфатным цементом. Наблюдается очень постепенный переход от конкреционных фосфоритов к вмещающим их бесфосфатным песчаникам. Размеры тел 0,1–0,3 м в наиболее толстой части, протяженность – первые метры, в единичных случаях 100 м.

Содержание P_2O_5 в конкреционных фосфоритах 10–16%, содержание остальных компонентов приведено в таблице.

Изучение под микроскопом показало, что структура песчаников разнозернистая псаммитовая, текстура беспорядочная. Порода сложена хорошо окатанными терригенными зернами, сцементированными железистым, серицитовым или фосфатным цементом, составляющим 20–30%. Цемент сопrikосновения, реже поровый. Минеральный состав обломков (в %): кварц – 65–90; халцедон – 2–3; микроклин – 1–2; акцессории – турмалин, циркон, гранат.

Фосфат развит в цементе, разрастаясь в нем, он раздвигает зерна кварца, разрывает их и корродирует осколки. Мощность песчанниковой пачки 5–26 м.

Братская свита представлена пестрым комплексом терригенных пород лагунной фации без фосфатных пород.

СВЯЗЬ ФОСФОРИТОВ С РИТМИЧНОСТЬЮ И ЦИКЛИЧНОСТЬЮ ОТЛОЖЕНИЙ ОРДОВИКА

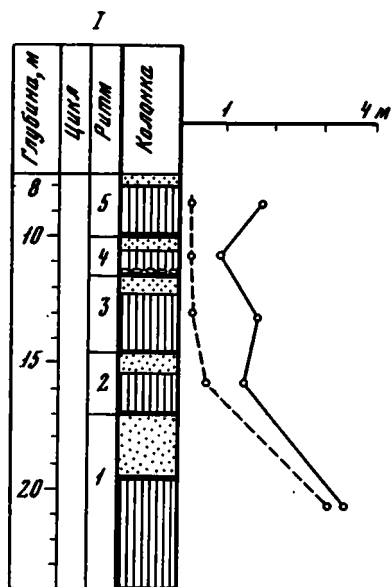
Пестроцветная пачка представлена, как указывалось выше, чередованием двух пород – нижней красноцветной аргиллит-алевролитовой и верхней песчанниковой, составляющих ритм. Число и мощность ритмов меняются на исследуемой площади от 5 до 10 и от 0,5 до 5 м соответственно. В целом наблюдается тенденция к уменьшению мощностей ритмов по направлению от подошвы к кровле. В некоторых ритмах на границе двух их членов присутствуют зернисто-ракушечниковые фосфориты, закономерности появления которых в разрезе устанавливаются на основании изучения мощностей членов ритмов.

Анализ разрезов пестроцветной пачки показал, что в большинстве случаев мощность красноцветной части ритмов в 2–3 раза больше, чем мощность сероцветной части. Когда это соотношение меняется и увеличивается сероцветная часть ритма, появляются следы перемыва и раковинный детрит, количество которого (наряду с другими фосфатными образованиями) прямо пропорционально соотношению мощностей двух членов ритма. Эту закономерность, названную нами таксономической, можно выразить следующим образом:

$$A/P > 1, P \text{ нет}; A/P = 1, P \text{ мало}; A/P < 1, P \text{ много},$$

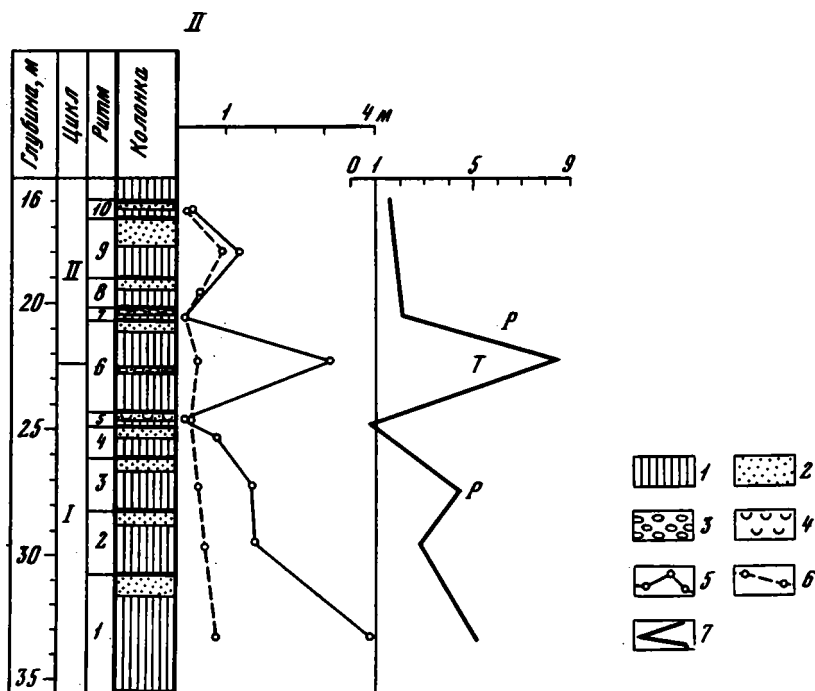
где A – мощность красноцветной части ритма; P – мощность сероцветной части ритма; P – фосфоритные линзы и прослои.

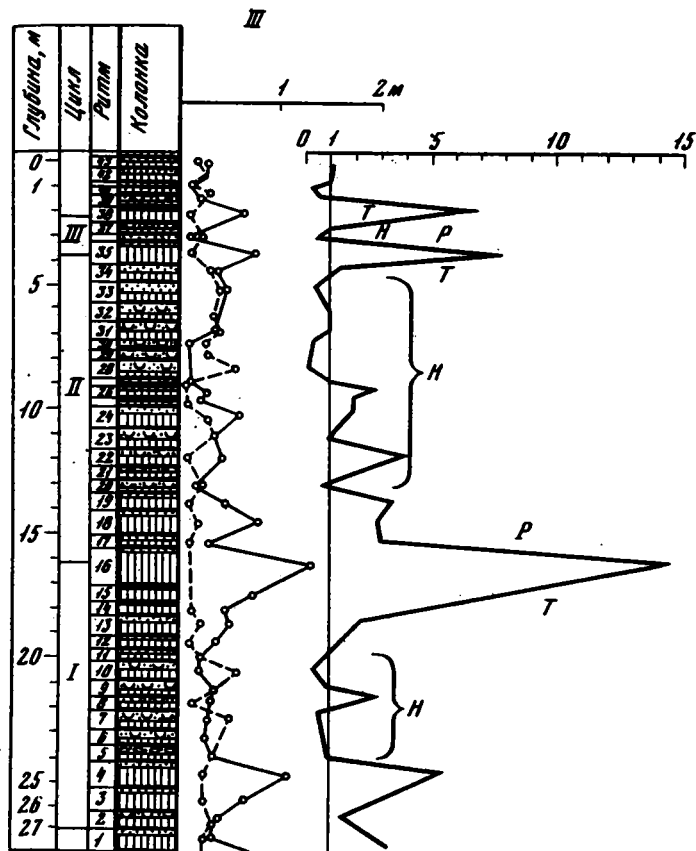
Для иллюстрации изложенного на фиг. 2 представлены литологические колонки пестроцветной пачки, в которых выделены ритмы и напротив них в масштабе показаны мощности обеих частей ритмов. Анализ этих колонок показывает, что разрез пестроцветной пачки в скв. 4 (см. фиг. 2, I), где в крупных ритмах красноцветная часть всегда преобладает, бесфосфатный. В разрезе скв. 6 (см.



Фиг. 2. Ритмично-циклическое строение пестроцветной пачки в разрезах скв. 4 (I), 6 (II) и канавы 3 (III)

1 - аргиллиты и алевролиты;
2 - песчаники; 3 - глинистые окатыши; 4 - зернисто-ракушечниковые фосфориты; 5 - кривая мощности нижней (красноцветной) части ритма; 6 - кривая мощности верхней (сероцветной) части ритма; 7 - кривая отношения A/Π ; части цикла I порядка: P - регрессивная, T - трансгрессивная, H - нейтральная





Фиг. 2 (окончание)

фиг. 2, II) в тех местах, где мощности обеих частей ритма равны, на их границе появляются следы перемыва, глинистые окатыши и редкий раковинный детрит. В интервале 24–25 м наблюдается прослой зернисто-ракушечникового фосфорита, залегающего в ритме, мощность нижней части которого 0,15 м, а верхней – 0,7 м. Разрез пестроцветной пачки в канаве 3 (см. фиг. 2, III), где неоднократно реализовано условие, когда $A/\Pi < 1$, содержит наибольшее число прослоев фосфоритов.

Как видно на фиг. 2, мощности членов ритмов изменяются по разрезу закономерно: уменьшаются до определенного значения, затем вновь возрастают. При этом кривые значений мощностей членов ритмов и их соотношений разделяются на два-три интервала, разграниченных максимальными значениями этих параметров. На основании такого деления ритмы объединены в циклы I порядка с регрессив-

ной, нейтральной и трансгрессивной частями. Как видно на фиг. 2, к нейтральной части циклов приурочены фосфориты. Интересно, что некоторые другие полезные ископаемые в циклично построенных разрезах также приурочены к нейтральным или регрессивным частям циклов [1].

Закономерности строения всей пестроцветной пачки в целом отражают закономерности строения нижней части ритма, где при появлении заметных (до 1 см) прослоев песчаников в основании последних наблюдается тонкий раковинный детрит. Вся верхнеамырская подсвита в целом повторяет строение одного ритма.

В разрезах пестроцветной пачки выделяются не более двух-трех полных циклов I порядка, поэтому можно ожидать не более двух-трех прослоев зернисто-ракушечниковых фосфоритов. Отмечается интересная особенность — максимальные скопления фосфоритов расположены стратиграфически выше и ниже вслед за максимальными мощностями нижних частей ритма. В исследованных разрезах пестроцветной пачки максимальные мощности красноцветных пород приурочены к ее низам, где и наблюдаются наиболее мощные прослои и линзы фосфоритов. Поэтому низы пестроцветной пачки мы считаем основными уровнями фосфатонакопления в ней. Положение этих уровней (см. фиг. 1) и анализ всего материала позволяют сделать следующие выводы.

Ордовикский бассейн развивался пульсационно — от мелководного морского бассейна бадарановской свиты через относительно глубоководные отложения нижнеамырской подсвиты к мелководному ваттовому побережью пестроцветной пачки. Исходя из этого, указанные стратиграфические подразделения можно объединить в один крупный цикл, в пределах которого выделяются три цикла II порядка (см. фиг. 1).

Развитие нижнеамырского бассейна начиналось с фации береговой зоны, а закончилось через резко выраженную трансгрессию также береговой зоной. Таким образом, здесь наблюдается полный цикл (регрессия — трансгрессия — регрессия), который мы обозначили $N+1$, учитывая, что нижележащие отложения бадарановской свиты, имеющие много общих черт с отложениями пестроцветной пачки, изучены нами недостаточно, так что выделить их в самостоятельный цикл можно с некоторой степенью условности.

Отложения пестроцветной пачки характеризуют бассейн, который развивался от резкой регрессии через две-три незначительные трансгрессии к новой резкой регрессии, поэтому пестроцветная пачка также выделяется нами в самостоятельный полный цикл II порядка — $N+2$ (см. фиг. 1).

Песчаниковая пачка и братская свита характеризуют переходную фацию от морского побережья к лагуне, т.е. регрессивную часть следующего за $N+2$ цикла, поэтому отложения этих двух подразделений мы объединили в неполный цикл $N+3$. На фиг. 1 видно, что границы циклов II порядка несколько не совпадают со стратиграфическими и контролируются уровнями фосфатонакопления, приурочен-

ными к наиболее регрессивным частям разреза. Таким образом, в циклах как I, так и II порядков фосфориты приурочены к регрессивным или нейтральным частям разреза. Этот важный вывод необходимо учитывать при выделении перспективных частей разреза.

Из рассмотренных только III уровень фосфатонакопления может иметь практическое значение, поэтому ниже описаны условия образования фосфоритов этого уровня, залегающих в продуктивном ритме. Прежде чем рассмотреть строение этого ритма, необходимо для понимания механизма формирования фосфоритов выявить форму фосфатных образований, так как каждой его литологической разновидности присущи разная степень насыщения фосфатными образованиями и разная их форма.

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ ФОСФАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

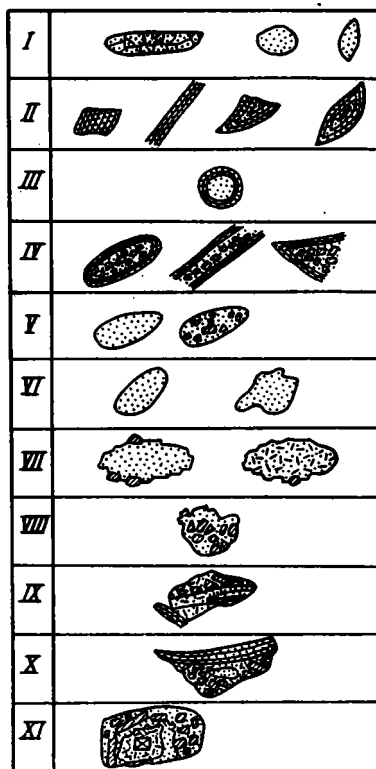
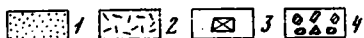
Нами выделены три морфогенетических типа фосфатных образований — органические остатки, микроконкреции и фосфатный цемент (фиг. 3).

Органические остатки представлены створками раковин, их обломками и ядрами пелеципод, принадлежащими лингулам, птероподам и конодонтам. Створки раковин разделяются на несколько морфогенетических групп: с однородным фосфатом (I); с неоднородным (полосчатого строения) фосфатом (II) различной формы; округлой формы концентрического строения (III); с ядром, содержащим примесь терригенных зерен алевроитовой размерности (IV); псевдоморфозы фосфата по ядрам моллюсков (V).

Микроконкреции, составляющие 40% всех фосфатных образований, представлены сгустками фосфатного

Фиг. 3. Морфогенетические группы фосфатных образований

I—V — органические остатки:
I—IV — створки раковин и их обломки, V — ядра моллюсков; VI—XI — микроконкреции: VI—VII — простые, VIII—XI — сложные; минеральные образования: 1 — фосфат, 2 — серицит, 3 — доломит, 4 — терригенные зерна разного состава



вещества различной, но чаще всего изометричной формы. Они, как правило, имеют обломанные края, но иногда хорошо окатаны. Размеры микроконкреций 0,5–2,5 мм. Среди них выделяются простые и сложные микроконкреции. Простые микроконкреции сложены фосфатом одной генерации и представлены двумя группами: округлыми или неправильной формы сгустками (VI) и линзовидными псевдоморфозами фосфатного вещества по глинистым окатышам (VII). Сложные микроконкреции содержат все разновидности предыдущих фосфатных образований, среди них существуют группы с фосфатом одной (VIII), двух (IX) и трех (X) генераций. Кроме того, выделяются сложные микроконкреции с зональным строением (XI). Анализ рассмотренных образований показал, что когда в органических остатках или микроконкрециях появляется терригенная примесь, она всегда имеет алевроитовую размерность. Это однозначно определяет место их образования – алевроитовый осадок. Наличие зональных конкреций с фосфатом нескольких генераций свидетельствует о перекачивании микроконкреций по дну бассейна.

Фосфатный цемент в целом не характерен для пород пестроцветной пачки. Он развит лишь на отдельных участках в виде пленок на терригенных зернах и очень редко заполняет поры в песчанике, являясь по-видимому, эпигенетическим, образовавшимся в результате растворения фосфатных раковин.

СТРОЕНИЕ ПРОДУКТИВНОГО РИТМА

Продуктивный ритм сложен снизу вверх красноцветными аргиллит-алевролитами, голубовато-серыми алевролитами, зернисто-ракушечниковыми фосфоритами и фосфатсодержащими песчаниками.

Красноцветные породы продуктивного ритма ничем не отличаются от таковых в непродуктивном ритме; характеристика их дана выше.

Голубовато-серые алевролиты, подстилающие фосфориты во всех без исключения случаях появления последних в ритме, образовались за счет верхнего слоя красноцветных пород. Об этом свидетельствуют полная идентичность минералого-петрографической характеристики обеих пород (кроме цемента, который в голубовато-сером алевролите сложен серицит-хлоритовой массой), неровная, зигзагообразная граница между ними без следов перебива и, кроме того, реликты красного цвета в голубовато-сером алевролите. Основная отличительная черта – форма фосфатного вещества, которое в голубовато-сером алевролите представлено как органическими остатками с фосфатом двух генераций, так и простыми микроконкрециями. Количество P_2O_5 в голубовато-серых алевролитах значительно больше, чем в вишнево-бурых (в среднем около 2%), содержание остальных компонентов приведено в таблице. Мощность прослоя не превышает 2–3 см, из него формировались глинистые окатыши, появление которых служит индикатором фосфатности.

Зернисто-ракушечниковые фосфориты, залегающие над прослоем голубовато-серых алевролитов с размывом, представлены линзообразными слоями и линзами, которые резко выклиниваются по простиранию, имеют частые пережимы или, наоборот, раздувы мощности, варьирующей в пределах 0,05–0,50 м. Протяженность тел невелика – первые десятки метров и в одном случае – 70 м. Фосфориты представляют собой зеленовато- или коричневатую-серую породу, сильно пористую, очень рыхлую, сложенную почти целыми раковинами брахиопод с примесью кварцевого материала псаммитовой размерности. Текстура породы чаще всего органогенная, но иногда тонкогоризонтально-слоистая за счет пропластков очень тонкого раковинного детрита, изредка косослоистая. Минеральный состав (в %): фосфат – до 50; кварц – 30; доломит – до 10. Фосфат представлен всеми формами фосфатных образований, рассмотренных выше. Количество P_2O_5 – 20–22%, содержание остальных компонентов приведено в таблице.

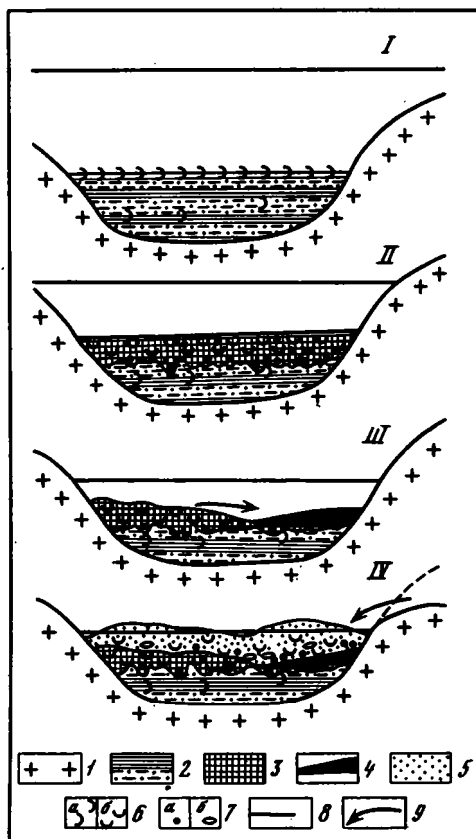
Зеленовато-серые песчаники, венчающие продуктивный ритм, отличаются от таких же песчаников непродуктивного ритма тем, что их подошва обогащена фосфатными образованиями и глинистыми окатышами, количество которых постепенно убывает к кровле. Эти включения сформировались за счет размыва фосфоритов и голубовато-серых алевролитов. Фосфатные образования, сингенетичные песчаникам, отсутствуют.

Таким образом, нижние части как непродуктивного, так и продуктивного ритмов совершенно идентичны, а песчаники отличаются в продуктивном ритме лишь чужеродными примесями. Следовательно, непродуктивный и продуктивный ритмы образовались в одной палеофациальной обстановке, в которой локально формировались фосфориты.

ПАЛЕОФАЦИАЛЬНАЯ ОБСТАНОВКА ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕСТРОЦВЕТНОЙ ПАЧКИ И МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ЗЕРНИСТО-РАКУШЕЧНИКОВЫХ ФОСФОРИТОВ

Красноцветные аргиллит-алевролиты (нижняя часть ритма) формировались в условиях ваттов, что способствовало бурному развитию различных илоедов, червей и моллюсков. Лингулы и другие фосфат-продуцирующие организмы жили в осадках ваттовых побережий на границе двух сред – наддонной воды и алевроитового осадка, зарываясь в него в поисках пищи и в случае опасности (фиг. 4, 1). Об этом свидетельствует то, что в красноцветных слоях илоедами переработана лишь верхняя часть. Основная часть фосфатных раковин, умерших организмов растворялась, обогащая иловые воды растворенным фосфатом, который шел на построение организмов новых поколений лингул. Незначительная часть раковин захоронялась, на это указывают очень редкие находки раковин лингул в прижизненном захоронении.

При литификации красноцветного алевроитового осадка основная масса растворенных фосфатов вместе с иловыми водами отжималась



Фиг. 4. Принципиальная схема формирования зернисто-ракушечниковых фосфоритов

1 – породы фундамента; 2–5 – породы осадочного чехла: аргиллиты и алевролиты красноцветные (2) и сероцветные (3), фосфориты (4) и песчаники (5); 6 – органические остатки: створки раковин в прижизненном положении (а) и перенесенные (б); 7 – неорганические элементы фосфоритов и фосфатсодержащих пород: а – микроконкреции, б – глинистые окатыши; 8 – уровень морского бассейна; 9 – направление сноса

в наддонную воду [5]. Поэтому хотя в этих отложениях и обитали фосфатсодержащие организмы, они характеризуются самым низким содержанием P_2O_5 .

Таким образом, нормальная жизнедеятельность фос-

фатсодержащих организмов не приводила к образованию фосфоритов. Растворенные в наддонной воде фосфаты, несмотря на высокую степень насыщения, не выпадали в осадок из-за значительного содержания CO_2 [5].

Верхняя часть ритма формировалась в регрессивную стадию, когда при опускании уровня моря усиливающийся речной врез приводил к быстрому накоплению песчаников на площади бывших ваттов, образуя отмели, пляжи, косы, береговые валы, пересыпи и др. При этом растворенные в наддонной воде фосфаты при отступлении моря рассеивались. На этом заканчивалось формирование непродуктивного ритма. Новая трансгрессия приводила к возникновению следующей пачки красноцветных слоев, и механизм образования непродуктивного ритма повторялся.

Продуктивные ритмы формировались одновременно с непродуктивными благодаря тому, что на площади бывших ваттов в углублениях и западинах дна после отступления моря возникла серия лагун, в которых образовывались фосфориты. В этих лагунах в результате резкого изменения физико-химических условий (нарушения солевого

состава, кислородного обмена, приводящего к возникновению заки-
сной обстановки и др.) происходила массовая гибель животных
(см. фиг. 4, II). При этом, по-видимому, окисное железо переходило
в закисное, поэтому нелитифицированный слой вишнево-бурого осадка
приобретал голубовато-серый цвет. Здесь же происходила хемогенная
садка растворенных в надонной воде фосфатов, которые замещали
нефосфатные части лингул, образовывали псевдоморфозы по глини-
стым окатышам, формировались в виде комочков, простых микроконк-
реций. Эти процессы шли на фоне непрекращающейся медленной рег-
рессии, при которой берега лагун медленно поднимались, выводя
на поверхность голубовато-серый осадок, из которого вымывались
сформировавшиеся фосфатные образования. При дальнейшей регрес-
сии в лагунах создавались слабые течения, в результате чего все
еще существующий избыток растворенного фосфата осаждался на
перекачивающихся по дну обломках фосфатизированных раковин,
простых микроконкрециях и глинистых окатышах. Так формировались
зональные и сложные микроконкреции. Все более усиливающаяся дея-
тельность рек на фоне медленной регрессии приводила к размыву
алевритового осадка, вымыванию из него фосфатных образований и
сгруживанию их в прослой зернисто-ракушечниковых фосфоритов (см.
фиг. 4, III). При этом присутствие в микроконкрециях терригенных
зерен только алевритовой размерности и отсутствие в песчанниках
сингенетичных им фосфатных образований однозначно определяют
время формирования фосфоритов — до накопления песчаников. Обра-
зованием зернисто-ракушечниковых фосфоритов заканчивается про-
цесс фосфатонакопления в пределах одного ритма.

В дальнейшем, на фоне затихающей регрессии, происходил неод-
нократный перебив сгруженных фосфатных образований и захороне-
ние их в песках береговой зоны (см. фиг. 4, IV). Этим объясняет-
ся постепенное убывание количества фосфатных образований по нап-
равлению от подошвы к кровле.

Итак, во время формирования одного ритма на отдельных участ-
ках ваттовых побережий создавались условия, благоприятные для
образования фосфоритов в небольших мелких лагунах вследствие
массовой гибели фосфатсодержащих организмов в резко изменившей-
ся среде обитания. В одном ритме может быть только один прослой
фосфоритов, но фосфоритообразование происходило далеко не в каж-
дом ритме, а лишь в тех, которые приурочены к нейтральным час-
тям циклов I порядка (см. фиг. 2).

Таким образом, на площади развития мамырской свиты трудно
ожидать больших скоплений зернисто-ракушечниковых фосфоритов.
Тем не менее если отложения пестроцветной пачки подвергнутся
размыву на всю ее мощность и произойдет сгруживание вымытых
из нее фосфатных образований, но теоретически рассчитанная залежь
может иметь мощность 3–4 м при содержании 8–10% P_2O_5 .

ЛИТЕРАТУРА

1. Ботвинкина Л.Н., Яблоков В.С. Особенности дельтовых отложений в угленосных и меденосных формациях. – В кн.: Дельтовые и мелководные морские отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
3. Занин Ю.Н., Ошенко Л.В. Присяно-Ангарский стратиграфический район. – В кн.: Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1975.
3. Красильникова Н.А., Смирнов А.И. Об ордовикских фосфоритах Сибирской платформы. – Тр. ГИГХС, 1955, вып. 2.
4. Красильникова Н.А., Смирнов А.И. Перспективность поисков фосфоритов в древнепалеозойских отложениях Сибирской платформы. – Тр. ГИГХС, 1962, вып. 7.
5. Смирнов А.И. Формирование фосфоритовых руд и кремнисто-доломитовых фосфоритов. М.: Наука, 1973.

Л. И. ГОРБУНОВА

ФОСФАТОНОСНОСТЬ НИЖНЕГО ОРДОВИКА СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Фосфатоносные отложения западной части платформы в пределах СССР изучены автором по керну нефтеразведочных скважин, пробуренных на Калининградских структурах Балтийской синеклизы. По скважинам остальной территории западной части платформы имелись разрозненные образцы из коллекции Л.В.Паасикиви (ВНИГРИ) и несколько образцов Е.М.Лашкова (Латвийский НИГРИ). Фосфатоносные отложения в нижнем ордовике – пакерортский и лээтсеский горизонты. Пакерортский горизонт залегает на размытой поверхности кембрийских отложений, в тех же районах, где он нацело размыт, на кембрийских залегают отложения лээтсеского горизонта. Подстилающие породы представлены кварцевыми алевролитами и песчаниками, а перекрывающие – известняками и доломитами. Отложения фосфатоносных горизонтов распространены на обширной площади северо-западной и центральной частей Русской платформы. Точных сведений о том, какое пространство занимал бассейн, в литературе нет. Достоверно известно, что ордовикские отложения отсутствуют на территории Украинско-Белорусско-Воронежского кристаллического массива, занимающего весь юг платформы. Наиболее южный район, где установлены фосфатоносные отложения нижнего ордовика, находится в Брестской впадине, но они представлены лишь лээтсеским горизонтом. На территории Белорусской антеклизы фосфатоносные отложения имеются только на самой окраине северо-западного ее склона. В Латвийской седловине и Балтийской моноклинали (Латвия, Эстония, Ленинградская обл.) оба горизонта распространены за малым исключением почти повсеместно. На территории Балтийской синеклизы (Калининградская обл., Латвия) пакерортский горизонт отсутствует на нескольких локальных поднятиях, расположенных вдоль побережья Балтийского моря. Возможно, что пакерортские осадки ранее здесь были, но нацело размыты во время лээтсеской трансгрессии. Признаки частичного размыва пакерортских отложений наблюдаются по всей площади их распространения в западной части платформы. На Калининградской структуре, состоящей из нескольких куполовидных поднятий, песчаные отложения пакерортского горизонта сохранились отдельными островами, глауконитовые отложения лээтсеского горизонта распространены здесь, по-видимому, повсеместно. Они фиксируются на каротажных диаграммах ха-

рактерными пиками и служат маркирующим горизонтом на границе с кембрийскими породами. Таким образом, развитие фосфатоносных отложений зависело от тектонического строения подстилающих пород, определяющего рельеф дна и распространение границ бассейна.

В западной части Русской платформы, по данным бурения, фосфатоносные отложения залегают на большой глубине – более 2000 м (Калининградская структура). Мощность каждого горизонта на территории Калининградской обл., Латвии и Литвы в большинстве случаев не превышает 1 м, реже первых метров. Она увеличивается в восточном направлении до 10 м и более. Максимальной мощности (более 100 м) эти отложения достигают в Московской синеклизе. Для отложений большой мощности характерно и максимальное количество глинистых пород в разрезах.

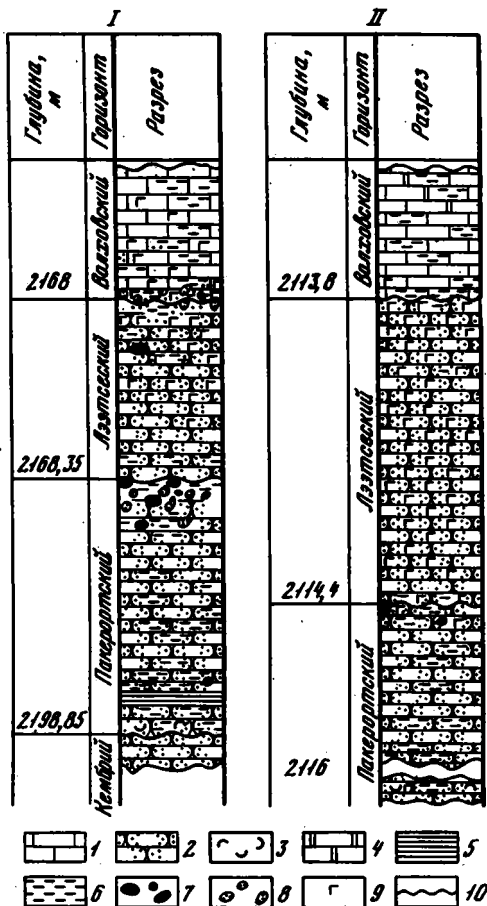
Породообразующие минералы в пакерортском горизонте: обломочный кварц (до 90%) преимущественно среднезернистой структуры и биогенный фосфат (до 20%) – створки беззамковых брахиопод, в том числе оболит; в лээтсеском горизонте основной компонент – глауконит (до 95%), второстепенные – кварц и глинистый материал. В процессе эпигенетических изменений в составе пород возникли новообразования минералов, из которых главные – доломит, кальцит и кварц. Подчиненное значение во всех породах имеют хемогенный фосфат в цементе, пирит, глинистое вещество (гидрослюды мусковитого ряда в виде цемента и прослоев аргиллитов), гидроокисные соединения железа, гипс. Некоторые из перечисленных минералов (глауконит, гипс, доломит) встречаются sporadически.

Первично-фосфатные створки беззамковых брахиопод на больших глубинах не отличаются по сохранности от створок, содержащихся в песках, выходящих на поверхность в районах Балтийского глинта. Створки распространены весьма неравномерно и прерывисто всюду, где есть отложения пакерортского и лээтсеского горизонтов. Значительные скопления их наблюдаются сравнительно редко и сосредоточены в отдельных прослоях, линзах и на плоскостях напластования. В рассеянном состоянии створки встречаются по всему разрезу и главным образом в виде мелкого детрита (часто обнаруживаются только с помощью лупы или микроскопа), а иногда и в сохранном состоянии. В глауконитовых отложениях лээтсеского горизонта фосфатные створки содержатся в меньшем количестве и в более рассеянном виде.

Контакт между пакерортским и лээтсеским горизонтами четкий, с признаками размыва: на неровной поверхности его встречаются гальки фосфоритовых конкреций, обломки песчаника и аргиллита. Резкость контакта подчеркивается глинистым и органическим веществом черного цвета, образующим потеки по плоскости контакта и по поверхности обломочного материала (фиг. 1). Гальки фосфоритов встречаются также в основании глауконитовых отложений, залегающих непосредственно на кембрийских породах (Калининградская структура). Окраска фосфоритовых конкреций темно-коричневая, структура песчаная мелко- и среднезернистая, разнозернистая. Конкрекции,

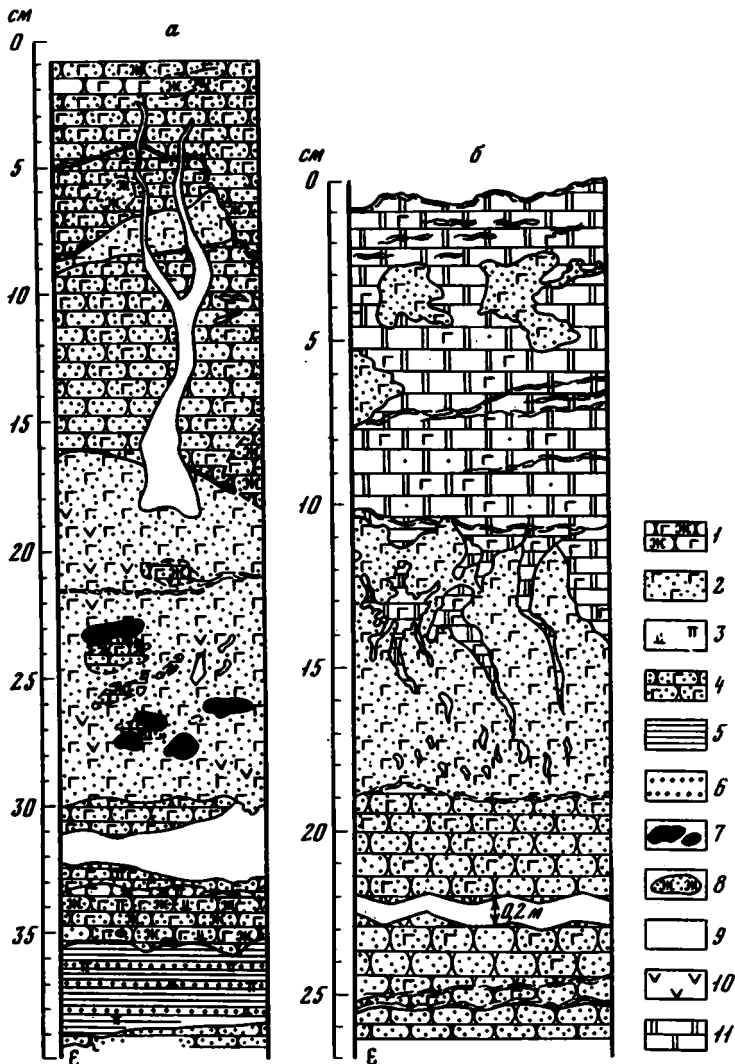
фиг. 1. Разрезы фосфатоносных отложений Ушаковской площади Калининградской структуры

I - скв. 9; II - скв. 7;
1 - известняк; 2 - песчаник; 3 - створки; 4 - доломит; 5 - глина; 6 - глинистые слои; 7 - конкреции фосфорита; 8 - щебень песчаника; 9 - глауконит; 10 - размыв



в которых содержатся только кварцевые зерна, относятся к пакерортскому горизонту, конкреции с глауконитом - к лэйтесскому. Створки брахиопод обнаружены и в тех, и в других конкрециях, цементируют их фосфат и карбонаты, соотношение которых между собой и с зернами кварца и глауконита сильно колеблется. Совместное нахождение конкреций разного возраста указывает на размыв более ранних слоев, а сходство их состава и структуры с теми или иными отложениями - на их принадлежность к определенному стратиграфическому горизонту. Гальки пакерортских конкреций можно считать реликтами этих отложений, существовавших здесь до лэйтесской трансгрессии. Слабая окатанность галек свидетельствует о том, что они не претерпевали длительного и дальнего переноса, а оставались на месте. Среди глауконитовых отложений лэйтесского горизонта распространена практически мономинеральная глауконитовая порода (до 95% глауконита).

Глауконитовые осадки переходят в вышележащие карбонатные породы волховского горизонта нижнего ордовика постепенно, а перекрывающие их известняки в нижней части содержат заметное количество глауконита. Однако в некоторых разрезах Ушаковской площади Калининградской структуры наблюдается резкая граница между этими горизонтами. В этих случаях поверхность контакта неровная и покрыта черными налетами глинистого и органического вещества. В основании карбонатной толщи встречаются обломки песчаников,



Фиг. 2. Разрезы нижней части лэйтсеского горизонта в скв. Багратионовская Калининградской структуры (а) и в скв. Красноборская 3 (б), глубина 2024,7 - 2027,2 м

1 - песчаник глауконитовый ожезненный; 2 - глауконит; 3 - доломитовый цемент; 4 - песчаник глауконитовый; 5 - аргиллит; 6 - алевролит; 7 - конкреции фосфорита; 8 - песчаник с железистым цементом; 9 - кальцит; 10 - обломки брахиопод; 11 - доломит

крайне неравномерное распределение глауконита и карбонатов и другие признаки нарушений структуры и текстуры пород. Например, в карбонатных породах наблюдаются полости, сплошь заполненные глауконитом, сцементированным карбонатом; в глауконитовых отложениях, наоборот, имеются включения чистого карбоната в виде прожилков, изометричных образований различной величины и формы, а также прослоек (фиг. 2, а, б). Все эти изменения пород могли произойти в результате растворяющего действия вод (карстовые полости), растрескивания при неравномерном уплотнении осадков, перемещения компонентов пород при циркуляции растворов, раздробления при обрушении отдельных участков породы, размывости по поверхности контакта; можно также допустить местный небольшой размыв глауконитовых осадков.

В разные стадии эпигенеза происходило заполнение образовавшихся в породах полостей (трещин, микрокарстов между слоями литологически различных отложений) карбонатами, глауконитом, глинистым и органическим веществом; неравномерная цементация пород карбонатами, гидроокислами железа, гипсом, пиритом и кварцем (см. фиг. 2, а, б). Под микроскопом обнаруживаются детали эпигенетических изменений: коррозия карбонатами, пиритом и глинисто-органическим веществом зерен кварца, глауконита и фосфата; коррозия глауконитом фосфата и, наоборот, замещение фосфатом глауконита. Форма новообразований, интенсивность процессов и соотношение минеральных генераций весьма различны. В кварцевых песчаниках пакерортского горизонта развиты новообразования кварца, слагающего оболочки обломочных зерен и выделения в породах. При этом происходит регенерация зерен с восстановлением и без восстановления кристаллографических форм, образование сплошного цемента и кварцитоподобных структур. В глауконитовых отложениях, где кварцевые зерна рассеяны среди глауконита, новообразования кварца почти отсутствуют, они наблюдаются лишь там, где соприкасаются между собой обломочные зерна кварца. Это свидетельствует о том, что источником новообразований кварца являются его обломочные зерна, на которые воздействуют давление соседних зерен и растворы, особенно щелочные. Тут же происходит выделение кремнезема по зернам и в свободных пространствах. Особенно сильно развито окварцевание в подстилающих ордовикские отложения кембрийских кварцитовидных песчаниках. Более интенсивное развитие в кембрии новообразований кварца в виде сплошного цемента можно объяснить более мелкозернистой структурой обломочных зерен кварца и бескарбонатностью пород.

Эпигенетические изменения глубоко залегающих пород в изученных разрезах аналогичны этим изменениям в породах, выходящих на поверхность или находящихся на малой глубине. Однако интенсивность их весьма различна — в глубоких разрезах породы полностью литифицированы, тогда как в обнажениях и карьерах преобладают пески, лишь в той или иной степени уплотненные. Фосфатные створки в породах на большой глубине не отличаются от створок, кото-

рые находятся в песках, обнажающихся в районе глинта. Хемогенный фосфат в песчаниках везде имеет скрытокристаллическую структуру (изотропный) и образует оболочки по зернам и стенкам пор. Центральная часть этих пор заполнена карбонатами и пиритом, что свидетельствует в данном случае о более раннем возникновении фосфата по сравнению с карбонатом и пиритом. Фосфатные конкреции, так же как и большая часть фосфата, рассеянного в цементе пород, относятся к образованиям ранних стадий диагенеза. Однако существует и фосфат более поздних стадий перераспределения веществ в породах – пленочный, базальный, поровый цемент.

Фосфатные конкреции в отложениях пакерортского и лээтсеского горизонтов рассеяны довольно редко, но на границах размывов концентрируются в прослой мощностью до 0,2 м. Форма их разнообразная: неправильная, овальная, изометричная; поверхность гладкая; структура песчаная, плотная; диаметр от 1 мм до 5–7 см. В состав конкреций входят: фосфат, карбонаты, кварц, глауконит (не всегда), фосфатные створки, пирит. Благодаря переменному соотношению минералов в конкрециях химический состав их непостоянный (в %): P_2O_5 – 1–22; MgO – десятые доли процента – 7; Fe_2O_3 – 0,5–10; нерастворимый остаток – 25–75. Под микроскопом в конкрециях обнаружены эпигенетические изменения, хотя выражены они в значительно меньшей степени, чем во вмещающей породе. Внутри трещиноватых конкреций проникают органические и глинистые вещества, глауконит, карбонаты, железистые соединения. В одной из конкреций (1,2% P_2O_5 ; 9,6% MgO), в керне Ушаковской скв. 9, в шлифе наблюдались следующие стадии минералообразования: стенки трещин покрыты черным органическим веществом с примесью глинистого материала и глауконита, по ним участками развит пирит; центральная часть трещин заполнена карбонатом с изредка рассеянным в нем глауконитом. Эти соотношения минералов указывают на то, что самый ранний компонент, проникший по трещине в конкрецию, – органическое вещество в смеси с глинистым, затем образовался пирит, замещающий органическое вещество, и, наконец, свободное пространство в центре занял карбонат. Глауконит, содержащийся в I и II генерациях материала, механически захватывался при движении растворов и тонкодисперсного глинисто-органического вещества.

Фосфатность рассматриваемых отложений определяется главным образом количеством в них фосфатных створок брахиопод. Хемогенный фосфат, рассеянный в цементе пород и конкреций, играет второстепенную роль.

В пакерортском горизонте содержание P_2O_5 колеблется от 0,4 до 16%, в основном 1–3 и редко 7–8%. Количество MgO в половине анализов не превышает 1%, в остальных – от 1 до 4% (в единичных случаях оно достигает 13%). Fe_2O_3 (раств.) содержится в сотых долях процента и лишь в железистых охристых участках пород – в единицах процентов; FeO (раств.) – в пределах десятых долей процента, редко 2–4% в породах, где преобладает карбонатный

цемент (возможно, источник этого компонента – карбонат); Fe_2O_3 (общ.) – от десятых долей процента до 6%. Количество общего железа в породах находится в пропорциональной зависимости не только от карбонатов, но и от сульфидов. Содержание сульфидной серы в анализах резко колеблется от слабых проявлений (меньше 0,01%) до 14%, так как пирит рассеян неравномерно, "точечно", в виде конкреций и микроскопических зерен. Сульфатная сера (SO_3) составляет в большинстве случаев не более 0,5% и сравнительно редко – первые проценты. По шлифам установлено, что содержание ее целиком зависит от степени загипсованности пород. Нерастворимый остаток (1,5%-ная HCl) колеблется от 29 до 95%, а в большинстве случаев – от 60 до 90%.

В лээтсеском горизонте содержание P_2O_5 в большинстве случаев не превышает 1, иногда 1–2 и реже 2–4%. Количество Fe_2O_3 (раств.) распределено в глауконитовых породах неравномерно – от сотых долей процента до 12%, минимальное – в наиболее доломитизированных участках породы; FeO (раств.) – от сотых долей процента до 5%; Fe_2O_3 (общ.) – 2–16%. Источником железа в этих породах служат преимущественно глауконит, пирит, карбонаты. Свободные гидроокислы железа встречаются в виде небольших участков. Сульфидная сера содержится в пределах сотых и десятых долей процента (максимум до 14%); сульфатная сера – десятых долей процента. Нерастворимый остаток колеблется от 26 до 81%, в большинстве анализов – не менее 60%.

По данным химических анализов можно заключить, что фосфатность, прослеживающаяся в обоих горизонтах на всей территории их распространения, подвержена резким колебаниям, и редко достигается промышленная концентрация P_2O_5 . Однако фосфатность в большинстве случаев выше в породах пакерортского горизонта, что зависит не только от содержания створок и фосфатного цемента, но и от степени цементации пород карбонатами. Последняя выше в лээтсеском горизонте. Содержание вредных компонентов (MgO , Fe_2O_3) также изменчиво.

Неравномерность распределения фосфатных створок брахиопод объясняется прежде всего разными экологическими условиями в локальных участках бассейна, вызванными несколькими причинами: гидродинамикой размыва и разноса осадков, интенсивностью их накопления, а также особенностями физико-химических процессов.

Фациальный тип бассейна в общих чертах был сходным на всей территории распространения отложений и, несомненно, относится к мелководному. На это указывают песчаный состав обломочных зерен, наличие внутриформационных перемылов с гальками на их границе, присутствие гравийных зерен кварца среди песчаных зерен разной крупности, разнородность осадков по структуре и текстуре, небольшая мощность, прерывистость осадков по простиранию (отсутствие их на возвышенных участках дна).

В пакерортском бассейне преобладало накопление терригенных осадков, представленных главным образом песком мелко-среднезер-

нистой и разнозернистой структуры; глинистый материал поступал в бассейн в незначительном количестве. Эти осадки накапливались за счет размыва осадочных отложений кембрия, состоящих в основном из кварцевых песчаников и алевролитов. Поэтому и в пакерортских отложениях наблюдается чисто кварцевый состав обломочных зерен, и структура их главным образом унаследована от пород, послуживших источником сноса.

В лээтсеское время в бассейне преобладало накопление алломосиликатного материала при периодическом и малом поступлении обломочных зерен кварца. Коллоиды, в составе которых главными компонентами были кремнезем, гидроокисные соединения железа и алюминия, калий, в стадию раннего диагенеза послужили материалом для образования глауконита, составляющего главную массу отложений лээтсеского горизонта. Физико-химическая обстановка в бассейне с колебаниями окислительно-восстановительной границы то выше, то ниже поверхности осадка была неблагоприятна для развития брахиопод с фосфатной раковиной, хотя хемогенный фосфат в отложениях имеется в виде цемента и конкреций.

Сравнение разрезов по всему фациальному профилю бассейна с запада (Калининградская обл., Латвия, Литва) на восток (по опорным скважинам Старая Русса, Рыбинск, Вологда) позволяет сделать вывод, что наиболее мелководная зона бассейна была в западной его половине. Относительно глубоководная зона находилась в восточной половине бассейна, на территории центральной части Московской синеклизы. В пределах Балтийской моноклинали (Эстония, Ленинградская обл. и прилегающие к ним районы) отложения имеют переходный характер между западными и восточными фациальными типами разрезов и представлены биогенно-терригенной формацией.

К такому заключению приводят следующие данные. С запада на восток значительно возрастает мощность отложений; в составе разрезов увеличивается количество глинистых пород — аргиллитов и глинистых алевролитов, которые приобретают такое же значение, как и песчаные породы. В западной половине бассейна отложения пакерортского горизонта сокращены вследствие размыва во время лээтсеской трансгрессии, поэтому разрезы представлены лишь нижней частью. В восточной половине бассейна разрезы содержат полный комплекс отложений.

Фосфатность сравнительно максимальная в переходной зоне фациального профиля, характеризующейся относительно средними мощностями разрезов (в пределах 10–15 м), малым содержанием тонких глинистых прослоек и почти полным комплексом песчаных отложений. В отложениях большой мощности (от нескольких десятков до сотен метров) содержание фосфата сравнительно мало, фосфатные створки рассеяны и не образуют значительных скоплений. В глинах (и аргиллитах), которые составляют около половины этих разрезов, фосфатные створки весьма редки или отсутствуют. Вообще большое количество глинистых пород в разрезах является отрицательным признаком фосфатности биогенного типа.

Фосфатоносные отложения нижнего ордовика представленные кварцевыми песчаниками пакерортского горизонта и глауконитовыми отложениями лээтсеского горизонта, распространены на Русской платформе от западных границ Советского Союза до центральных его районов включительно. Исключением является вся южная часть платформы – территория Украинско-Белорусско-Воронежского кристаллического массива, где эти отложения отсутствуют.

В западной части платформы разрезы характеризуются сокращенной мощностью, глубоким залеганием и представлены мелководной фацией.

Фациальная характеристика бассейна меняется с запада на восток в сторону его углубления, о чем свидетельствуют увеличение слоев глин в разрезах, большие мощности отложений, а также тектонические условия.

Породы глубокого залегания полностью литифицированы, что отличает их от разновозрастных отложений, обнажающихся в естественных разрезах и открытых разработках фосфоритовой руды, где преобладают пески.

Цементом пород служат в основном карбонаты, в меньшей степени – кварц, фосфат, пирит, возникшие в эпигенетическую стадию преобразования пород.

Фосфат в породах относится к двум генетическим типам: биогенному – первично-фосфатные створки беззамковых брахиопод и хемогенному – цемент конкреций и вмещающей породы. Значительные концентрации фосфата встречаются сравнительно редко.

Вопрос о практическом использовании в качестве руд рассмотренных отложений не может стоять не только из-за неудовлетворительных кондиций полезных ископаемых, но и большой (до 1000 м и более) глубины залегания.

Перспективы на фосфоритовые руды ограничиваются территориями, примыкающими к известным месторождениям фосфоритовых руд ракушечного типа, распространенных вдоль Балтийского глинта.

В. А. ФИЛИПОВА, В. Т. ФРОЛОВ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕОРДОВИКСКИХ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБАЛТИКИ

Фосфоритоносные отложения Прибалтики, распространенные на территории Эстонии и Ленинградской обл. к югу от Финского залива (и от глинта, продолжающего его южное побережье на восток), относятся по возрасту к самому нижнему в Прибалтике горизонту нижнего ордовика – пакерортскому. В переотложенном и сильно разубоженном виде фосфатные компоненты – створки брахиопод – встречаются и выше, в лэзтсеском и волховском горизонтах, а также в подстилающих кембрийских отложениях. Помимо чисто практического значения, они представляют большой теоретический интерес и как фосфориты вообще, и как их особый тип органогенных – створковых, или ракушечных, фосфоритов. Прибалтийские фосфориты стали литотипом этих образований.

Стратиграфия и литология фосфоритоносных ордовикских и подстилающих их кембрийских отложений изучены довольно детально [3, 7, 10, 11]. Менее исследованы условия образования фосфоритоносной толщи. Результаты этих исследований отражены в работе Л.Б. Рухина и других перечисленных выше работах по литологии, а также в специальных исследованиях [4, 6, 12, 13]. Были выяснены общие палеогеографические условия осадконакопления, а также ряд важных конкретных характеристик бассейна седиментации: активный гидродинамический режим, направления течений, мелководность и некоторые другие, нередко противоречивые.

Нами предпринята попытка на основе комплексного фациально-палеогеографического и литогенетического исследования выяснить условия и способы накопления фосфоритоносных, а также непосредственно подстилающих и покрывающих их отложений, их генетические типы и палеогеографические обстановки. Помимо изучения отложений в региональном плане (лито- и региональная стратиграфия, фациальный анализ и палеогеографические реконструкции), основой исследований стал детальный полевой и лабораторный литогенетический анализ, имевший целью выяснение конкретных параметров режима и условий седиментации и выделение генетических типов. Наибольшая генетическая информация получена в результате применения детального двойного гранулометрического анализа натуральных песков и освобожденных от фосфатного створкового компонента с последующим расчетом на ЭВМ статистических коэффи-

циентов и нанесением их на генетическую диаграмму Н.Т.Боровко [1]. Эффективным также было изучение поверхности кварцевых зерен под сканирующим электронным микроскопом, позволившее выделить стадию золотой обработки песка и соответственно подтвердить развитие золотых песков, установленное другими методами.

Наиболее важным моментом в литогенетическом анализе было выявление литологических (литогенетических) типов [2, 14] – естественных типов пород, выделяющихся по устойчивым (типичным) сочетаниям литологических признаков – состава, структуры, текстуры, органических остатков, характера границ, формы тела, выдержанности на площади. Общность пород по комплексу признаков обусловлена, несомненно, сходством их происхождения, прежде всего по способу образования. Это позволяет относить их к тем или иным генетическим типам отложений, поскольку под последними понимаются отложения или образования, возникающие в результате осуществления экзогенного, седиментогенного процесса определенного типа, чаще всего в результате проявления динамической формы аккумуляции или ее модификации, зависящей от местных условий [8, 9, 14–16].

В нижнеордовикских отложениях Прибалтики, как, вероятно, во всех других, некоторые литологические типы с характерными признаками довольно уверенно могут быть отнесены к определенным генетическим уже в полевых условиях на основании лишь литологических наблюдений. Таковы ракушечники, многие типы подводного элювия и некоторые другие. В ряде случаев по литологическим признакам удается установить лишь группу типов, например косо-слоистые пески отнести к отложениям течений, а к каким именно – приходится решать более сложным комплексным исследованием (парагенетический анализ, изучение цикличности и др.). Многие литологические типы субаквальных отложений из-за конвергентности признаков не могут быть уверенно отнесены к тем или иным генетическим: даже после комплексного изучения для их расшифровки необходимо обращаться к фациально-палеогеографическим построениям. Знание конкретных обстановок на общем палеогеографическом фоне проясняет генезис большинства пород и литотипов. Поэтому описание генетических типов приведено здесь по обстановкам осадконакопления вместе с характеристикой условий седиментации. Сопоставление литологических и генетических типов дано в таблице.

Фосфатонакопление в целом приурочено к северному борту мелководного морского залива (или пролива), открывавшегося на запад. О широтном протяжении береговой линии свидетельствуют относительно большая выдержанность фаций в этом направлении и, наоборот, их закономерная смена в южном направлении, перпендикулярном береговой линии: более грубые песчаные фации сменяются тонкими и затем песчано-глинистыми. Палеогеографическая расшифровка фаций пакерортского бассейна облегчается тем, что в разрезе сохранилась четко выраженная максимально песчаная фация, или фация

№ пп	Литологический тип	Генетический тип
Фосфориты		
1	Створковые	Ракушечных банок
2	Детритовые	
Песчаные породы		
3	Крупнозернистые с обилием светло-коричневого детрита толстостенных оболуд и с многоэтажной грубой слоистостью	Эоловый, прибрежно-дюнный
4	Среднезернистые с существенной примесью светло-коричневого детрита толстостенных оболуд и с крупной и мелкой косо-слоистостью	Прибойный
5	Средне-мелкозернистые со светло-коричневым детритом толстостенных оболуд и с мелкой косо-слоистостью	Отложения вдоль береговых течений
6	Среднезернистые со множеством светло-коричневых створок толстостенных оболуд	То же
7	Мелкозернистые с черным детритом тонкостенных оболуд с косо-волнистой слоистостью	Донных течений
8	Мелкозернистые с небольшим количеством черного детрита с волнистой слоистостью	
9	Тонко-мелкозернистые почти без детрита с прослоями аргиллитов и с линзовидной слоистостью	Застойных участков
10	Мелкозернистый песок, переслаивающийся с аргиллитом, с линзовидно-волнистой слоистостью	
Глинистые породы		
11	Аргиллиты, тонко переслаивающиеся с алевролитами, линзовидно-волнистые	Заливный
12	Аргиллиты алевролитистые тонко-полосчатые	Лагунный
13	Аргиллиты сланцевидные горизонтально-волнистые	

песчаного барьера, несомненно, отвечающая обстановке максимальной гидродинамической активности, которая создается на пляже, в баровой зоне моря. Весь комплекс фациальных, литологических и палеонтологических признаков указывает на то, что такая обстановка существовала на границе моря и суши, нередко на границе более открытого моря и лагунной обстановки, в палеорортское время - на месте современной пригилнтовой зоны. Фациальные ее признаки: в северном, в сторону суши, направлении - замещение песчаной фации глинистой (диктионемовые сланцы) и, наоборот, в южном направлении - более постепенный переход в фацию менее грубозернистых песков. Литологические признаки многочисленны: средне-крупно-грубopесчаный состав фации; разнообразные типы косой, волнистой и горизонтально-линзовидной слоистости, причем наклон косых слоев как южный, так и северный, крутизна чаще всего небольшая ($10-20^{\circ}$); серийные швы как параллельные, так и сходящиеся; слабо развитая многоярусная одно- или разнонаправленная слоистость и, наоборот, невыдержанность морфологических типов слоистости в разрезе и на площади. К этим же признакам относится наличие кварцевых зерен с матовой поверхностью, свидетельствующей об золотой их обработке, т.е. об осушении и развевании прибойных пляжных и баровых аккумулятивных форм рельефа, что подтверждается развитием крупной косой слоистости золотого типа (клиновидность серий и др.) и особенностями гранулометрического состава. Из палеонтологических признаков отметим один - толсто-стенность створок брахиопод, представленных практически только окатанным их детритом, образующим промышленные скопления (месторождения Кингисеппское, Тоолсе-Кунда, реки Кихтоллка-Копорка, Тосно, Сарья).

Генетический состав наиболее крупнопесчаной, или песчано-детритовой, фации, распознающийся довольно уверенно, отличается контрастностью парагенезисов: типы морских отложений тесно ассоциируют с континентальными (золотыми), а в зоне перехода в лагунную фацию типы отложений активной гидро- (прибойные, волновые и др.) и аэродинамики (золотые) - с застойно-водными (лагунными). Основной фациеобразующий тип - *прибойные отложения*, слагающие фацию более чем наполовину (см. таблицу, литотип 4). К ним отнесены пески средне- и средне-крупнозернистые, нередко крупно-грубозернистые с крупной пологой малосерийной косой и линзовидно-горизонтальной слоистостью, иногда осложненной волнистой. Они хорошо и средне, нередко плохо сортированные (коэффициент сортировки 2,5, но зачастую он возрастает) за счет примеси (до 15-30%) более крупного створкового детрита, зерна в основном с блестящей полированной поверхностью. Кривая распределения имеет средние параметры - невысокую положительную асимметрию (до 0,5, редко до 1,0), незначительную дисперсию (до 0,5), невысокий (0-5) положительный эксцесс. Мощность слоев до 1-1,5 м, залегают они в верхней части разреза (суурыйская пачка, или тосненский подгоризонт) между оврагом Оросоя и р. Сарья.

На втором месте по объему – эоловые пески (см. таблицу, литотип 3), слагавшие мелкие прибрежные и баровые дюны. Они сходны с прибойными по крупности зерен, ибо формировались при их развевании, отличаются крупной и грубой слоистостью, с клиновидными косыми сериями, часто осложненной волнистой; наклон крутой в южных, северных и часто в северо-западных направлениях. Из-за обилия (30–50%) крупного створкового детрита сортировка плохая, асимметрия положительная, небольшой величины (0,5–1,5), дисперсия не достигает 1 (0,5–0,9), эксцесс близок к 0, а часто – отрицательная величина. Кварцевые зерна с матовой поверхностью и характерными для эоловой обработки знаками ударов, обнаруженными с помощью электронного сканирующего микроскопа, цемент отсутствует – это наиболее рыхлые пески. Залегают они в верхней части суурйеской пачки, обычно под прибойными песками. Мощность пластов 0,7–0,9, редко до 2,0 м, распространены они между реками Нарвой и Лугой, на более узкой площади, чем прибойные пески. В эоловых песках залегают крупнодетритовые фосфориты из толстостенных оболид – маломощные (до 10–12 см) линзы или послойно расположенный детрит, содержание которого 50–60%. Поскольку обогащение происходило при перевевании прибойных песков, эти фосфориты следует отнести к горизонтам концентрации (или конденсации), своеобразному типу элювия.

В фации песчаного барьера встречаются также отложения волновые и вдольбереговых течений, которые развиты в основном в соседней детрит-песчаной фации, возникшей в обстановке вдольбереговых течений, подводных прибойных валов и зон волнения.

В зоне, примыкающей с морской стороны к песчаному берегу, существовала обстановка вдольбереговых течений. Здесь развивались в основном среднезернистые, реже мелко- и крупнозернистые пески, часто со значительным содержанием створкового окатанного и угловатого детрита (до 30%) преимущественно толсто-, местами тонкостенных брахиопод. Ширина зоны от первых километров на востоке до 30–40 км на западе Эстонии.

Отложения генетически разнообразны, но все они субаквальны. Преобладают отложения вдольбереговых течений, прибойные, отложения волновые, подчиненные донным течениям, застойно-водные и ракушечные банки. *Отложения вдольбереговых течений* (см. таблицу, литотипы 5, 6) – пески средние и мелкозернистые, хорошо сортированные (коэффициент сортировки 2,0–2,5 и меньше), у кривой распределения положительная асимметрия, положительный эксцесс и малая дисперсия. Слоистость косая, крупная и мелкая, с параллельными или волнистыми серийными швами, со средними и крутыми (до 30–35°) углами наклона, довольно многослойная (2–6 серий), одно- и разнонаправленная, преимущественно в широтном, восточном или западном румбах, сочетающаяся с косоволнистой слоистостью. Помимо детрита содержатся толстостенные створки оболид, нередко обломанные или окатанные, но перетолщенные вблизи мест обитания. Об этом свидетельствуют особенности гистограмм

гранулометрического состава: содержание и размер детрита оболлд возрастают одновременно, и они не совпадают с распределением кварцевых зерен, размером 0,20–0,315 мм, тогда как максимально детрит концентрируется во фракциях 0,50–0,25 мм и крупнее. Мощность слоев 1–1,5 м. Распространены широко в верхней, суурыйской пачке как в Эстонии (особенно в центральных пригильных районах), так и в Ленинградской обл. (западные разрезы).

Отложения подводных прибойных валов (см. таблицу, литотип 4) аналогичны описанным выше (в обстановке песчаного барьера), только зерна в них мельче, лучше сортированы, а створковый детрит распределен аналогично предыдущему типу, что указывает на обитание толстостенных оболлд в основном на месте их залегания.

Отложения зоны волнения, собственно волновые (см. таблицу, литотипы 7, 8) – преимущественно мелкозернистые пески с косоволнистой и волнистой слоистостью, хорошо сортированные ($\sigma = 1,1–2,5$), с детритом преимущественно тонкостенных оболлд (до 50%), концентрирующимся во фракциях $> 0,16$ мм (см. таблицу, литотип 7) или в крупных фракциях (0,4–0,5 мм), часто с целыми створками тонкостенных оболлд (см. таблицу, литотипы 7–10), в основном рода *Obolus opolinis*. В последнем случае детрит выпадает из графика нормального распределения зерен песка, что явно указывает на незначительность его переотложения. Это подтверждается также ассоциацией с ракушечными банками (см. таблицу, литотип 1), фосфоритами, состоящими из целых или слабо окатанных створок тонкостенных оболлд, которые не сохраняются при более или менее заметном переотложении. Поэтому, конечно несколько условно, они отнесены к типу ракушечных банок, формирующихся на месте обитания организмов. Створки расположены по слоистости выпуклой стороной кверху, образуя линзы мощностью 10–20 см, в карьере Маарду и некоторых других местах достигающей 30–40 см. Высота створок 0,7–1,0 см, длина 1,0–1,5 см при толщине в десятые доли миллиметра. Среднее содержание створок 40%, а заполняющего их промежутки детрита – 10–20%, остальное (30–40%) – кварц. По существу здесь мы имеем дело уже с отложениями донных течений. Однако более типично последние выражены песками со створками и детритом, развитым в более глубокой зоне бассейна, вместе с застойно-водными отложениями.

Обстановка центральной части бассейна отличалась большей застойностью условий осадконакопления сравнительно с соседней зоной и соответственно развитием западинных отложений. Однако не меньше здесь распространены отложения донных течений; встречаются и ракушечные банки, или горизонты конденсации, возникшие при перемывании рассеянных оболлд. Наиболее характерна эта обстановка для первой половины времени накопления фосфатоносных песков (маардуская пачка, или ладожский подгоризонт).

Отложения застойных участков (см. таблицу, литотип 9) представлены глинами, тонкоотмученными, чаще алевритовыми, переслаивающимися с алевритами и мелко- и тонкозернистыми песками

с горизонтальной непрерывной или линзовидной слоистостью, почти без оболового детрита (его не больше 5%). Сортировка хорошая ($\sigma = 1,0-1,9$), медианный диаметр 0,08-0,13 мм.

Отложения донных течений (см. таблицу, литотипы 7, 8) – мелко- и тонкозернистые пески, алевроиты крупнозернистые, хорошо сортированные ($\sigma = 1,1-2,5$), с косой, мелкой, косоволнистой и асимметрично-волнистой слоистостью, выраженной различно, иногда неясной. Редкий оболовый детрит, обычно тонкостенный, на диаграмме укладывается на кривой распределения кварца, но нередко выходит из этого распределения, попадаются целые створки тонкостенных оболон. В этих случаях иногда по простиранию встречаются линзовидные скопления створок – ракушечные банки мощностью лишь изредка более 10 см.

Лагунная обстановка господствовала обычно в крайней северной зоне распространения пакерортских отложений, т.е. является забаровой, защищенной прибойными валами и барями от зоны активной гидродинамики. Для нее характерен один генетический тип – лагунные отложения (см. таблицу, литотипы 12, 13), представленные листоватыми, сланцеватыми аргиллитами темно-коричневого цвета, тонкоотмученными и алевроитовыми, с миллиметровой горизонтальной и слабой мелковолнистой слоистостью, гидрослюдистого состава, со значительным (до 20%) содержанием органического вещества – коллоальгинита, с остатками граптолитов и водорослей, обнаруженных на плоскостях напластования; количество граптолитов из рода *Dictionema* иногда возрастает до 40%. Мощность варьирует от десятков сантиметров до 9 м (Копорье). Местами аргиллиты переслаиваются с тончайшими и более мощными алевроитовыми и мелкопесчаными прослоями, свидетельствующими о нарушении застойности режима накопления. Из аутигенных минералов встречаются рассеянные и конкреционные сульфиды железа, карбонат (антраконит) и фосфаты. Присутствие морских организмов, включая и стеногалинные граптолиты, указывает на сохранение нормального режима солености.

Фациальная структура пакерортских отложений Прибалтики, их генетический состав и палеонтологические остатки свидетельствуют об обстановке прибрежного осадконакопления, сменявшейся на юге, в центральных районах Эстонии, обстановкой открытой части бассейна. Однако и здесь глубины были небольшими, вероятно, до 100 м, а бассейн в целом не был крупным. Незначительные мощности фосфоритонесных песков (2-7, редко до 16 м) и высокозрелый мономинеральный кварцевый состав указывают на пассивный, платформенный тектонический режим в области суши и моря. На этом палеотектоническом и палеогеографическом фоне не могли не проявиться процессы выветривания, как наземного, так и подводного. Если о субаэральном выветривании свидетельствует состав песков, то подводное выветривание запечатлелось и в генетических типах соответствующих образований, развитых в самой толще песков и на их границах, особенно в перекрывающих лэатсеском и волховском горизонтах, заключающих рассеянные фосфориты.

В песках пакерорта и на границе с подстилающими среднекембрийскими песками выделяются два типа подводного выветривания: "твердое дно" и горизонты концентрации. Первый наиболее полно выражен в кровле кембрия и в кровле маардуской пачки: пески сильно уплотняются, особенно у поверхности, цементируются, превращаются в песчаники, приобретающие красноватый оттенок; поверхность их неровная, с карманами, а вниз они постепенно переходят в неэлювируемые пески. Мощность в среднем 10–20 см. Местами выше них залегают линзы песчаниковых брекчий и конглобрекчий с обломками явно местного материала размером до 30 см; нередко они фосфатизированы, карбонатизированы и лимонитизированы. Большей частью это также подводный элювий (отсутствует грубый терригенный материал), но уже продукт физического выветривания – развалы или горизонты конденсации. Однако нередко этот материал испытывает некоторое более заметное переотложение – тогда он просто эдафогенный компонент отложений донных течений.

В подошве лэатсеского горизонта, в глауконитовых песках мощностью до 2 м, повсеместно развиты два типа подводного элювия – "твердое дно" и ихнитолиты, это горизонты мощностью 5–10 см, полностью переработанные роющими и илоядными организмами; их ходы заполнены сингенетичным глауконитом. Эти же типы развиты также внутри глауконитовых песков и чаще в основании глауконит-известнякового волховского горизонта, где они занимают 30% мощности и расположены на расстоянии 5–30 см один от другого. Глауконитовые пески представляют собой типичный хемоэлювий – гальмиролитит, однако не всегда сохраняющийся в перемещенном положении: прослой явно сортированы и имеют пологую некрупную косую слоистость.

Широкое развитие подводного выветривания – химического, физического и биологического – в фосфатеносных и вмещающих их отложениях подтверждает рассмотренные выше обстановки их накопления, в целом общие для большинства фосфоритовых месторождений: мелководность, активный гидродинамический режим и максимально замедленный темп седиментации. В этих условиях, как известно, даже небольшая химическая или биологическая продуктивность моря способна привести к возникновению крупных концентраций. В пакерортских отложениях это накопление фосфата в створках беззачемных брахиопод, в начале тонкостенных, обитавших в условиях не очень активной гидродинамики, а затем и толстостенных, явно предпочитавших подвижную воду, в которой они не только более интенсивно развивались, но и теряли возможность захоронения на месте обитания. Генетические типы промышленных фосфоритов поэтому различны: в нижней части – это скопления типа ракушечных банок, в верхней – концентрация при переотложении, часто значительном, не только в подводных (течениями и волнением), но и в субаэральных (эоловых) условиях. Своеобразие данных фосфоритов, следовательно, заключается не только в чисто биогенном первичном накоплении (створок оболид), но и в участии эолового перевевания в создании промышленных концентраций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боровко Н.Т., Боровко Н.Н. О гранулометрическом анализе песков и способы обработки его данных. - В кн.: Материалы по палеогеографии и литологии. М.: Недра, 1967.
2. Ботвинкина Л.Н., Жемчужников Ю.А., Тимофеев П.П. и др. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
3. Давыдова Н., Гольдштейн Ц.Г. Генезис осадков и палеогеография начала ордовика северной части Советской Прибалтики. - В кн.: XXI сессия МГК. Доклады сов. геологов. Программа 12. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
4. Кувимяги Э.К., Лоог А.Р. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Хим. и геол., 1968, 17, № 4.
5. Килимин Л.Н. Динамическая характеристика тремадокского бассейна Прибалтики по данным текстурно-структурного анализа. - В кн.: Материалы научной конференции аспирантов-геологов Ленинграда. Л., 1970.
6. Лоог А.Р. О литологии песчано-алевритовой толщи пакерортского горизонта на полосе выхода. - Учен. зап. Тарт. ун-та, 1968, вып. 221, ч. V.
7. Мяниль Р.М. История развития балтийского бассейна в ордовике. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1962, 110.
8. Николаев Н.И. Генетические типы новейших континентальных отложений. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1946, 21(4).
9. Павлов А.П. Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи. - Изв. Геолкома, 1888, №7.
10. Рухин Л.Б. Гранулометрия и генезис песков. - Сов. геология, 1947, № 18.
11. Хазанович К.К. Стратиграфия и условия формирования пограничных отложений кембрия и ордовика Ленинградской области и прилегающих районов: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1969.
12. Филиппова В.А. Комплексный гранулометрический анализ ордовикских фосфоритоносных песков северо-западной части Русской платформы и его использование для истолкования генезиса пород. - Вестн. МГУ. Геол., 1975, № 3.
13. Филиппова В.А. Изучение поверхности кварцевых зерен кембрийских и нижнеордовикских песков Прибалтики в сканирующем электронном микроскопе. - Вестн. МГУ. Геол., 1975, № 4.
14. Фролов В.Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1965.
15. Фролов В.Т. Генетический тип морских отложений. - В кн.: Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Изд. 2, т. 2.
16. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966.

Э. Ю. САММЕТ

ДЕВОНСКИЕ ФОСФОРИТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В девонских отложениях рассматриваемого района установлены фосфатопоявления двух генетических типов: переотложенные в виде галек конкреций фосфоритов в пограничных средне-верхнедевонских терригенных образованиях; костеносные — ископаемые остатки ихтиофауны в линзах и прослоях песчано-глинистых пород в отложениях почти всех стратиграфических подразделений девона.

Конкреции фосфоритов диаметром обычно 2–5, реже до 10 см, преимущественно слабой окатанности и глинисто-алевритового состава встречены в ряде обнажений, карьеров и скважин, вскрывших отложения буртнекских слоев старооскольского горизонта среднего девона, гауйских и аматских слоев швентойского горизонта верхнего девона на территории Ленинградской и Псковской обл. В этих же породах они установлены также на соседней площади Эстонии и Латвии [2].

В Ленинградской обл. фосфатопоявления обнаружены в обнажениях в нижнем течении р. Оредеж, на протяжении около 20 км.

В развитых здесь косослоистых песках и слабо сцементированных песчаниках буртнекских и аматских слоев нередки линзы галечников и слабо сцементированных конгломератов мощностью до 0,5 м и протяженностью до 10–15 м, залегающие между косослоистыми пачками пород аллювиального и прибрежно-морского генезиса.

Отдельные гальки встречаются также внутри косослоистых серий. В линзах, приуроченных к аматским слоям, фосфатные конкреции составляют от 1/5 до 1/10 общего количества галек конгломератов (совместно с ними встречаются также кварц, кремнь, кварцит, алевролит, мергель и аргиллитовидные глины). Форма фосфоритовых конкреций разнообразная, чаще удлиненная, поверхность шероховатая, окраска желтовато-серая или пятнисто-фиолетово-серая. По внешнему виду конкреции практически не отличаются от разноцветных мергелей и алевролитов, широко развитых в терригенно-карбонатных породах наровского горизонта. Изредка наблюдается концентрически-полосчатая окраска конкреций, обусловленная чередованием фосфатного и глинисто-алевритового материала.

На территории Псковской обл. фосфоритовые конкреции установлены пока только в глинах и алевролитах в кровле буртнекских и

Таблица 1

Средний химический состав (в вес. %) фосфоритовых конкре

Место опробования	P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
Р. Оредеж, близ дер. Каменка (D ₂)	27,60	16,67	0,31	3,00
Р. Оредеж, восточный край оз. Антоново (D ₃)	26,80	18,02	0,31	3,50
Р. Оредеж, напротив пос. Торковичи (D ₃)	29,16	14,20	0,29	2,30
Скв. 2, дер. Ваулины, близ г. Пскова (D ₂)	26,16	18,95	0,36	3,60
Скв. 808, Печорский карьер тугоплавких глин (D)	29,75	14,31	0,27	2,30

в верхней части разреза гаульских слоев. Они характеризуются пелитовой структурой и раковистым изломом, тусклой буровато-фиолетовой окраской и внутренним ядром, состоящим из почти чистого фосфата (до 36% P₂O₅), диаметр конкреций 3–4 см.

Средний химический состав фосфоритовых конкреций сравнительно выдержанный (табл. 1). В отдельных конкрециях глинистого типа содержание P₂O₅ достигает 33–36% (в Печорском карьере глин). По минеральному составу фосфатный материал близок к фтор-апатиту. Во вмещающих породах количество P₂O₅ 0,07–0,80%. На соседней территории (Латвия) содержание P₂O₅ в конкрециях несколько меньше (10,3–26,6%).

По результатам спектрального и микрохимического анализов, содержание ряда редкоземельных элементов в фосфоритах повышенное.

При оценке скоплений фосфоритов следует учесть характер их залегания в виде небольших разобленных линз и рассеянных конкреций. В связи с этим основное внимание должно быть уделено установлению материнских пород – источника сноса фосфоритов, подвергавшихся в буртнекское и аматское время размыву и перетолжению. Как указано выше, по окраске, текстуре и внешнему облику все встреченные конкреции очень близки к карбонатным алевролитам из верхней части разреза наровского горизонта. Вероятно, они и являлись вмещающими породами залежей конкреционных фосфоритов. Правда, в настоящее время отсутствуют данные о повышенном содержании фосфата в отложениях наровского горизонта в рассматриваемом районе. Можно только отметить, что в районе г. Печоры в кровле наровского горизонта выявлены многочисленные микроскопические включения хемогенного фосфатного материала (до 2–3% общего объема породы).

Fe_2O_3	CaO	MgO	П.п.п.	Мощность линзы, м
5,76	38,55	0,48	2,64	0,10
5,57	37,20	0,10	3,41	0,30
6,05	39,60	0,11	3,26	0,10
6,05	36,93	0,12	3,56	1 конкреция
5,74	40,28	0,42	3,11	Несколько конкреций

Результаты изучения косой слоистости и других текстурных особенностей песков и песчаников в районе р. Оредеж свидетельствуют о нахождении области сноса северо-восточнее места осадконакопления фосфатоносных отложений. В этом же направлении следует искать зону формирования конкреционных фосфоритов, которая, судя по слабой окатанности фосфатных конкреций, глинистых и алевролитовых галек, находилась на небольшом расстоянии от места сноса. Скорее всего эта зона приурочена к обширной эрозионной долине субширотного направления, выработанной в додевонских образованиях на протяжении более 200 км и прослеживающейся от северо-востока Эстонии до городов Тосно и Любань и далее к востоку. Склоны указанной долины шириной до 20–30 км врезаны в ордовикские образования до 70–80 м. В наровское время в этой долине осадконакопление происходило в морском бассейне, дно которого находилось гипсометрически на 100 м ниже окружающей территории. Здесь в специфических условиях седиментации (полузастойный режим бассейна, вынос циркулирующих в ордовикских карбонатных породах подземных вод, размыв оболочковых образований в устьевой части долины и др.) могли образоваться крупные залежи типа платформенных конкреционных фосфоритов, которые в дальнейшем в результате тектонических движений подвергались размыву и переотложению. Следует отметить, что в позднеживетское и раннефранское время размыву наровских придолинных образований подверглась только территория правобережья р. Тосна. В остальной части долины, практически еще не изученной, наровские отложения сохранились почти повсеместно и могут считаться перспективными для постановки поисковых работ.

Наряду с конкреционными фосфоритами в девонских отложениях заслуживают внимания скопления остатков панцирей и костей рыб,

Таблица 2

Содержание P_2O_5 (в %) в "рыбных брекчиях" верхнего девона Новгородской обл.

Обнажение	Мощность костеносного слоя, м	P_2O_5	Вмещающие породы
Р. Колошка, напротив дер. Учно	0,65	9,50	Глина зеленовато-серая, песчаная, переполненная остатками ихтиофауны
Р. Снежа, левый берег близ дер. Дедова Лука	0,40	5,90	То же
Р. Полисть, левый берег у дер. Вошково	0,60	2,70	Глина голубовато-серая (15)*
Руч. Павлов, близ устья, у дер. Кулаково	0,70	4,30	Алеврит зеленовато-серый (20-25)
Р. Ловать, правый берег близ дер. Барские Кулики	1,80	4,70	Глина голубовато-серая (15-20)
Р. Ловать, правый берег близ дер. Коломно	0,50	3,65	То же
Р. Большой Тудер, близ устья	1,20	8,55	"Рыбная брекчия", сцементированная песчано-алевритовым материалом (30-40)

* В скобках указано содержание остатков ихтиофауны (в %).

нередко образующие выдержанные прослои и линзы "рыбной брекчи" мощностью до 1,5-3 м. Такие костеносные слои в зависимости от содержания в них органического материала в большей или меньшей степени обогащены фосфором.

Ископаемые рыбные остатки встречаются спорадически на всей территории Главного девонского поля, однако наиболее выдержанные по площади (сотни гектаров) и мощности (более 0,5 м) скопления приурочены к аллювиальным, дельтовым и прибрежно-морским образованиям, в которых они образуют ряд танатоценозов. Локальные скопления наблюдаются в терригенных породах арукюльских слоев среднего девона, саргаевского и воронежского горизонтов верхнего девона. Результаты выборочного послойного опробования некоторых косте-

носных слоев из отложений нижней части разреза воронежского горизонта (снежных слоев) на территории Новгородской обл. приведены в табл. 2.

Все опробованные породы относятся к дельтовым образованиям, характеризующимся частой сменой литологических типов пород, поэтому костеносные слои имеют линзовидное залегание с объемом фосфатоносных отложений в основном не более 100 тыс. м³. Такие скопления в большинстве случаев могут использоваться в качестве местного удобрения, хотя и не исключена возможность нахождения промышленных месторождений этого генезиса. Известно, что фосфориты данного типа хорошо осваиваются растениями даже при внесении их в почву в виде фосфоритовой муки. С этой точки зрения практический интерес имеют даже относительно небольшие залежи, находящиеся в условиях, удобных для эксплуатации.

В настоящее время уже можно рекомендовать для дальнейшего изучения некоторые площади (табл. 3).

Скопления остатков ихтиофауны, залегающих на глубине менее 30 м, установлены в ряде скважин. Наибольшего внимания заслуживает зона выходов песчаников с "рыбной брекчией", приуроченной к основанию разреза приловатской свиты нижневоронежского подгоризонта в Тихвинском районе, прослеживающаяся на протяже-

Таблица 3

Площади, рекомендуемые для дальнейшего изучения костеносных слоев девонских (D₃) отложений с целью прогноза на фосфоритовые руды

Местонахождение	Мощность слоев, м	Характеристика пород с большим количеством ихтиофауны
Р. Кунья, левый берег, у дер. Зайцы, в 2,5 м от уреза воды	0,50	Пески мелкозернистые, красновато-бурые
Р. Каменка, правый берег, в 4,5 км вверх по течению от дер. Гусево	0,75	То же, зеленовато-серые
Р. Льяная, левый берег, в 500 м ниже устья р. Мшанка, в 3 м от уреза воды	1,75	Алевриты и глины голубовато-серые
Руч. Паничный, левый берег, в 300 м к северу от дер. Бор, в 7 м ниже верхней бровки склона долины	0,5	Переслаивающиеся зеленовато-серые глины и красно-бурые пески
Р. Большая Осинка, правый берег, в 1 км к западу от дер. Целтно	0,5	Пески мелкозернистые, светло-желтые

Таблица 3 (окончание)

Местонахождение	Мощность слоев, м	Характеристика пород с большим количеством иктиофауны
Р. Колпинка, левый берег, в 2,5 км к юго-востоку от дер. Петровское	До 3,0	Пески голубовато-серые
Р. Колпинка, левый берег, в 2,5 км к юго-западу от дер. Горушка	1,5	Песчаники красновато-коричневые, средней крепости, с гальками известняка
Р. Воложба, левый берег, в 2 км к северу от дер. Горка	1,15	Глины и пески известковистые
Р. Паша, левый берег, в 3,5 км вверх по течению от устья р. Капша	0,90	Песчаники разнотернистые, буровато-желтые, крепкие, с "рыбной брекчией"
Р. Сясь, правый берег, у дер. Протеница, обнажение протяженностью 300 м	0,25-0,75	Разобщенные прослои пестрых и голубовато-серых алевролитов и песчаников с "рыбной брекчией"
Р. Сясь, левый берег, у дер. Гверстовка	0,60	Несколько выдержанных прослоев разноцветных глин и алевролитов с "рыбной брекчией"
Р. Сясь, правый берег, в 700 м вниз по течению от дер. Яхново	0,9-1,0	Пятнисто-пестроокрашенные, брекчиевидные песчаники и алевролиты
Р. Оять, левый берег, в крупной излучине северного направления, в 1 км к югу от урочища Вачукинцы	1,50	Алевролиты и алевроиты желтовато-серые
Р. Шапша, правый берег, в 2,2 км вниз по течению от дер. Ратигора	0,75	Алевроиты голубовато-серые
Р. Шижня, левый берег, в 3,7 км от устья	До 1,20	Глины пестрые и голубовато-серые
Р. Свирь, правый берег, напротив г. Подпорожье, в 400 м выше плотины	0,50	Несколько прослоев пятнисто-бурых песчаников
Р. Вейнка, левый берег, близ дер. Вейно, ряд обнажений на протяжении 400 м*	До 1,5	Песчаники косослоистые, конгломератовидные, с "рыбной брекчией"

* Возраст этих отложений D₂.

нии более 50 км от среднего течения р. Капши до бассейна р. Вишеры. Рыбные остатки в этой зоне образуют два почти непрерывных прослоя мощностью 0,1–1 м. Фосфориты типа "рыбной брекчии" известны в верхнедевонских отложениях на Тимане [1] в карбонатно-терригенной формации платформы.

Наряду с костеносными слоями требуют изучения также многочисленные выходы карбонатных пород саргаевско-семилукских отложений верхнего девона, включающие прослои ракушечников, состоящих главным образом из остатков фауны беспозвоночных [3]. Такие прослои мощностью от нескольких сантиметров до 0,25–0,30 м характеризуются широким площадным распространением и могут представлять практический интерес совместно с вмещающими известняками в качестве агрокарбонатного сырья.

В четвертичных отложениях на территории северо-запада Русской платформы фосфатоносные отложения пакерортского горизонта встречаются в составе крупных ледниковых отторженцев кембрийско-ордовикских пород, установленных в ряде мест на площади Ленинградской, Псковской и Новгородской обл. Такие отторженцы, включающие обычно образования от лонтоваской свиты нижнего кембрия до таллинского горизонта среднего ордовика, приурочены к морене вепсовской стадии валдайского ледниковья. Площадь их нередко достигает нескольких десятков гектар, объем 8–10 млн. м³. Наиболее крупные отторженцы установлены в районе среднего течения рек Ловать, Полисть, Порусья, около ст. Серебрянка и в других местах.

Залегание оболовых песков и песчаников в отторженцах самое разнообразное – от горизонтально залегающих пластов до опрокинутых складок и поставленных "на голову" слоев. Они прослеживаются на небольшой глубине (20–25 м) и нередко образуют естественные выходы вдоль берегов рек. В настоящее время сравнительно детально изучены четыре крупных отторженца на реках Полисть (у с. Белебелки, дер. Кривец и Долга) и Порусья (у дер. Трупехино близ с. Поддорье). Судя по мощностям ордовикских отложений и отсутствию в составе отторженцев пород люкатинской и тискреской свит кембрия, коренное местонахождение их было приурочено к глинтю в районе несколько западнее Красного Села. Мощность оболовых образований в отторженцах колеблется от незначительной до 4,5 м, содержание детрита раковин оболуд также неравномерное.

По содержанию P_2O_5 интересны отторженцы в районе дер. Долга и Кривец. На участке Долга, где ордовикская толща залегает почти горизонтально, пакерортский горизонт представлен в основании (0,35 м) желтовато-серыми песками с редким детритом, а выше – крепко сцементированными светло-бурыми песчаниками, содержащими около 50–60% оболового детрита. Мощность песчаников в пределах 2,3–2,6 м. Перекрываются они диكتионемовыми сланцами мощностью 2,8 м. Площадь распространения оболовых слоев около 6 км². На участке Кривец условия залегания пород весьма разно-

Таблица 4

Химический состав (в вес. %) проб из отторженцев пакерортского горизонта

Место опробования (мощность слоев, м)	P_2O_5	SiO_2	TiO_2
Участок Долга, обнажение, бороздовая проба (2, 3)	18,53	44,10	0,39
Участок Кривец, скв. 51, бороздовая проба (1)	6,74	42,30	0,23

Таблица 4 (окончание)

Место опробования (мощность слоев, м)	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO
Участок Долга, обнажение, бороздовая проба (2, 3)	1,24	8,04	20,72	0,31
Участок Кривец, скв. 51, бороздовая проба (1)	1,36	2,69	24,56	1,62

образны, оболочевые отложения сложены разнозернистыми песками мощностью в среднем 1,0 м, содержащими до 10% детрита раковин. Площадь их распространения достигает 15 км².

Химический состав пород, по бороздовым послойным пробам, приведен в табл. 4. Содержание P_2O_5 в отторженцах около с. Белебелки и дер. Трупехино колеблется в пределах 0,7–5,1%.

По данным спектральных анализов, в оболочевых песках и песчаниках отмечается повышенное содержание ряда малых элементов, в частности цинка (до 0,05%) и молибдена (до 0,005%). Ориентировочные запасы фосфоритов из расчета объемного веса горной массы 1,8 т/м³, средних мощностей и содержания полезного компонента в соответствии с данными, приведенными в табл. 4, составляют по участкам Долга и Кривец соответственно 50 и 18 тыс.т P_2O_5 .

Фосфатоносные оболочевые песчаники установлены также в составе остальных крупных отторженцев кембро-ордовикских пород близ ст. Серебрянка, где их мощность достигает 3,5 м, а содержание P_2O_5 колеблется по разрезу от 0,73 до 7,05%, причем мощность интервала с количеством фосфорного ангидрида более 5% составляет около 1,5 м. Размеры этого отторженца не уточнены, но, по

данным наземных геофизических исследований, превышают 3 км², что может представлять определенный практический интерес.

Оболочные песчаники мощностью до 4 м, переполненные створками беззамковых брахиопод, прослеживаются также в обнажении вдоль левого берега р. Ловать у дер. Большие Кунишы на протяжении 120 м. Содержание P_2O_5 в них не известно, как и в остальных выходах этого района. Все они заслуживают более детального изучения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кочетков О.С. Девонские рыбные фосфориты на Тимане. - Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, 1970, вып. 10.
2. Куршс В.М. Литология и полезные ископаемые терригенного девона Главного поля. Рига: Зинатне, 1975.
3. Саммет Э.Ю. Девонская система. - В кн.: Геология СССР. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. М.: Недра, 1971, т. 1, ч. 1.

Н. Э. ГЕРНГАРДТ

ФОСФОРИТНОСТЬ ОСНОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В геологическом строении центральных районов Русской платформы принимают участие два мегакомплекса – нижний, или кристаллический фундамент, и верхний, или осадочный чехол. Кристаллический фундамент сложен дислоцированными, метаморфизованными породами архей–протерозойского возраста, прорванными интрузиями кислого, основного и ультраосновного состава.

В ранние этапы развития нижнепротерозойской геосинклинали на Русской платформе формировались внутригеосинклинальные прогибы и поднятия, а в зонах их сочленения – крупные разрывные нарушения, по которым в течение архей–протерозойского времени происходили инверсионные движения различных знаков, что обусловило блоковое строение фундамента.

Наиболее крупной положительной структурой центральных районов Русской платформы архей–протерозойского этапа складчатости является Воронежская антеклиз. Антеклиз представляет собой погребенное асимметричное поднятие архей–протерозойских метаморфических и магматических пород, перекрытых чехлом осадочных пород. Простирается антеклизы северо–западное ($330-350^\circ$), падение крыльев: северо–восточного $\rightarrow 10-30^\circ$, юго–западного – $65-80^\circ$. Антеклиз сочленяется на юго–западе с Днепровско–Донецкой впадиной, на севере – с Московской синеклизой, на востоке – с Рязано–Саратовским, на западе – с Крестовицким прогибами.

В период длительного континентального развития платформы, от протерозоя до девона, породы фундамента подвергались интенсивному выветриванию, что способствовало формированию мощной, хорошо проработанной коры выветривания, впоследствии размытой на большей части территории. Условия залегания, мощность и литолого–фациальные особенности осадочного чехла определяются палеорельефом фундамента.

В формировании верхнего структурного этажа принимают участие осадочные, эффузивно–осадочные и эффузивные породы фанерозойского возраста, залегающие с угловым и стратиграфическим несогласием на породах кристаллического фундамента.

На северо–восточном склоне Воронежской антеклизы, а также на небольших локальных участках в ее сводовой части, на породах фундамента залегают терригенные и хемогенные осадки нижне– и верх–

неживетского подъяруса среднего девона. На юго-западном склоне наиболее древними породами осадочного чехла являются терригенные и хемогенные осадки нижнего карбона, в сводовой части Воронежской антеклизы - песчано-глинистые мамонские слои верхнего девона и глинисто-алевритовые средней юры, на северо-восточном склоне антеклизы - мосоловско-черноярские отложения нижнеживетского подъяруса. Вблизи свода Воронежской антеклизы в разрезе преобладают разнозернистые или конгломератовидные песчаники с каолинитовым цементом, в северном и северо-восточном направлениях (от свода) осадки постепенно сменяются более глубоководными - известняками, мергелями и доломитами. Мощность отложений по направлению с юго-запада на северо-восток постепенно увеличивается с 10 до 30 м.

С угловым несогласием на мосоловско-черноярских отложениях залегают терригенные и карбонатные породы воробьевских слоев верхнеживетского подъяруса, базальными горизонтами которого являются аргиллитоподобные глины с прослоями тонкозернистых хорошо отсортированных песчаников в основании. Мощность отложений плавно увеличивается с юга на север от 2-10 до 19 м.

Средняя часть верхнеживетского подъяруса сложена осадками ардатовского времени, залегающими согласно на воробьевских слоях. Вблизи свода Воронежской антеклизы в нижней части разреза преобладают обычно брекчированные зеленые глины с прослоями (мощностью до 1 м) алевролитов с глинистым цементом. На некотором удалении от свода в разрезе ардатовских слоев появляются прослойки органогенно-обломочных известняков мощностью 1-3 м. Средняя мощность ардатовских отложений 17-25 м, вблизи осевой зоны Воронежской антеклизы она снижается до 7-9 м.

Разрез верхнеживетского подъяруса заканчивается муллинскими слоями, представленными однообразной толщей терригенных пород. В разрезе преобладают алевролиты, содержащие оолиты и стяжения сидерита и обуглившиеся растительные остатки, среди алевролитов наблюдаются маломощные прослойки глинистых мелкозернистых песчаников и глин. Мощность муллинских отложений колеблется от 0 до 70 м. Резкие перепады мощностей муллинских отложений и отсутствие их на отдельных участках свидетельствуют об интенсивных инверсионных движениях отдельных блоков фундамента по крупным разломам.

Структурно-тектонический план осадочного чехла неоднороден по сложности, что, вероятно, обусловлено различной тектонической активностью отдельных блоков фундамента. На территории Воронежской антеклизы одна из наиболее активных тектонических зон - субмеридиональная Лосево-Мамонская зона, прослеженная от г. Анна до дер. Нижний Мамон [2].

На территории Воронежской антеклизы и прилегающих депрессий - Московской синеклизы и Днепровско-Донецкой впадины - известны значительные запасы фосфоритовых руд. Наиболее древние фосфатопоявления установлены в глинистых сланцах валдай-

ской серии венда на юго-западе Русской платформы (в Подолии). Специализированные работы по изучению фосфоритоносности базальных горизонтов осадочного чехла на территории Русской платформы не проводились, поэтому излагаемые ниже закономерности распределения фосфора не могут считаться исчерпывающими.

На территории Воронежской антеклизы в породах кристаллического фундамента присутствует акцессорный апатит, его содержания в амфиболитах, габбро, биотитовых сланцах и других породах на северо-восточном склоне Воронежской антеклизы составляют первые проценты, на юго-западном склоне, где доминирующее значение приобретают граниты, гранито-гнейсы и мигматиты, количество акцессорного апатита снижается до десятых и сотых долей процента. В наиболее древних породах осадочного чехла, сохранившихся от размыва, — в Крестовецком прогибе, в оршанской и вильчанской свитах рифея, представленных несортированными грубозернистыми песками, являющимися по существу перетолженной корой выветривания пород фундамента, содержания апатита увеличиваются до первых процентов. В терригенных породах нижнеживетского подъяруса среднего девона — морсовских грубозернистых песчаниках, частично содержащих материал перетолженной коры выветривания (каолинит и др.), количество апатита уменьшается до единичных знаков. Выше, в отложениях верхнеживетского времени, апатит встречается чрезвычайно редко (единичные знаки), и практически во всем разрезе верхнеживетского подъяруса среднего девона апатита нет.

В то же время, по данным более 200 полуколичественных спектральных анализов, подтвержденных единичными химическими анализами, почти во всех базальных горизонтах осадочного чехла присутствует фосфор в количествах, превышающих кларк в 10 раз и более (см. таблицу). В терригенных породах мосоловско-черноярской толщи нижнеживетского подъяруса, представленной разнозернистыми песчаниками с каолинитовым, гидрослюдистым и монтмориллонитовым цементом, содержание фосфора в глинистой составляющей 0,1–0,8%, в карбонатных породах — 0,03–0,1%. Верхнеживет-

Содержание фосфора в базальных горизонтах осадочного чехла

Породы	Кларк		Возраст	
	по А.П. Виноградову [1]	по К.Турекьяну и К. Веполю [6]	нижнеживетский подъярус, мосоловско-черноярская толща	
Пески и алевриты	0,03	0,017	Не опр.	
Глины	0,017	0,07	0,1–0,8	
Известняки	0,02		0,1	

ские отложения несколько обогащены фосфором, причем наиболее высокие содержания приурочены к основанию верхнеживетского времени – воробьевским слоям и к кровле – муллинским слоям. В воробьевских слоях наибольшее его количество установлено в своеобразных водорослевых зеленых глинах на северо-восточном склоне антеклизы, вблизи свода и в зоне долгоживущего (до мезозоя) регионального разлома; известного в литературе под названием Лосево-Мамонского [2]. Зеленые глины своеобразной брекчиевидной или комковатой текстуры, переполнены шамозитом, реже сидеритом; наряду с фосфором (до 1,0%) в них присутствует марганец (первые проценты), что еще раз подчеркивает их близкий парагенезис.

В средней части разреза верхнеживетского подъяруса – в ардатовских слоях – наиболее высокое содержание фосфора (до 0,8%) приурочено к зеленым брекчированным глинам с шамозитом или сидеритом. В участках, обогащенных фосфором, присутствует марганец в количествах, превышающих первые единицы процента. В отличие от воробьевских слоев в ардатовских глинах содержание фосфора не превышает 0,8%, что, возможно, связано с уменьшением тектонической активности долгоживущих разломов в ардатовское время [2, 4].

В муллинских слоях наиболее обогащенные фосфором участки расположены в присводовой части Воронежской антеклизы, где в толще туфогенных песчаников содержится, по данным единичных химических анализов, около 1,1–1,2% фосфора [1].

В осадках байос-батского времени, залегающих непосредственно на породах кристаллического фундамента, в сводовой части антеклизы, характер распределения фосфора резко меняется: его содержание в глинистых породах по сравнению с живетским временем уменьшается, в то же время в отдельных прослоях песчано-алевритовых пород количество фосфора увеличивается до 20% за счет обилия органических остатков, замещенных фосфатом.

Изложенный фактический материал показывает, что почти все базальные горизонты осадочного чехла центральных районов Русской

Воронежской антеклизы (в вес. %)

Возраст			
верхнеживетский подъярус			байос-батский ярус
воробьевские слои	ардатовские слои	муллинские слои	
0,3–0,4	Не опр.	0,2–1,2	0,3–10,0
0,1≤1,0 Не обн.	0,1–0,8 Не опр.	0,1–1,2 Не обн.	0,1–0,4 –

платформы содержат фосфор в количествах, превышающих кларк более чем в 10 раз, в участках вблизи очагов траппового вулканизма и зон тектонической активности, например в Лосево-Мамонской зоне разлома, — более чем в 100 раз.

В длительный период континентального развития Русской платформы (200 млн. лет) на обширных пространствах пенепленизированной суши шло физическое и химическое выветривание мощных толщ пород фундамента, содержащих акцессорный апатит, ксенотим, возможно, и другие фосфорсодержащие минералы.

Апатит, обладающий небольшой устойчивостью, легко разрушался в коре выветривания, фосфор в виде коллоидных или тонкодисперсных частиц, а возможно, и в виде соединений типа HPO_4^{2-} , PO_4^{3-} , H_3PO_4 , ассимилировался глинами хорошо проработанной коры выветривания. Учитывая длительность процесса корообразования и объемы пород, подвергавшихся выветриванию, можно считать, что количество фосфора, накапливающегося в корах выветривания, могло быть значительным.

Базальные горизонты осадочного чехла, формировавшиеся частично за счет переотложения материала кор выветривания пород кристаллического фундамента, обогащались фосфором.

В предмезозойское время значительная часть Воронежской антеклизы представляла собой поднятие с амплитудой более 100 м. Фосфорсодержащие породы базальных горизонтов осадочного чехла, слагающие верхний ярус антеклизы, подвергались интенсивной денудации, продукты которой переотлагались в понижениях докембрийского рельефа.

Известно, что в благоприятных тектонических, палеогеографических и физико-химических условиях фосфатное вещество накапливалось в процессе химического преобразования частиц осадка [3]. Такие благоприятные условия фосфатонакопления существовали в докембрийское время на небольших локальных участках, на что указывают находки желваковых фосфоритов в девоне и нижнем карбоне.

На границе палеозоя и мезозоя происходила интенсивная и региональная перестройка структурного плана центральных районов Русской платформы.

Начиная с юрского времени район испытывал интенсивное прогибание, что создавало, наряду с другими условиями, предпосылки для фосфатонакопления. В ходе мезозойских морских трансгрессий и регрессий осадки базальных горизонтов, содержащие фосфор, неоднократно переменялись и переотлагались в бассейнах седиментации юрского и мелового времени, что способствовало дифференциации механических частиц осадка и, как следствие, концентрации фосфатного вещества [3].

Таким образом, одним из источников фосфора в мезозойском бассейне является материал кор выветривания пород фундамента, многократно переотложенный в ходе морских трансгрессий и регрессий.

Обогащение фосфором морских бассейнов происходило, вероятно, не только за счет его поступления из окружающих мезозойский бассейн континентов, но и в значительной мере за счет донных осадков бассейна седиментации.

Некоторое количество фосфора могло поступать в морские бассейны по каналам крупных долгоживущих региональных разломов в период тектонической активности района [2, 4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. – Геохимия, 1962, № 7.
2. Гернгардт Н.Э. Фосфоритоносность девона Воронежской антеклизы. – В кн.: Генезис и закономерности размещения фосфоритов. М.: Наука, 1974.
3. Раскатов Г.И. О соотношении тектонических структур фундамента и чехла юго-восточной части Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966.
4. Страхов Н.М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971.
5. Чирвинская М.В. Цикличность тектонических движений в Днепровско-Донецкой впадине и условия формирования локалита структуры. – В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964.
6. Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. – Bull. geol. soc. Amer., 1961, 72, N 2.

Т. И. СТЕПАНОВА

**ФОСФОРИТОНОСНОСТЬ ВОЛЖСКОГО, БЕРРИАССКОГО
И ВАЛАНЖИНСКОГО ЯРУСОВ**

Как известно, желваковые фосфориты, выявленные на территории Русской платформы, служат основным сырьем для производства фосфоритовой муки – наиболее дешевого фосфорного удобрения. Однако вследствие сравнительно низкого содержания в ней фосфора при повышенном количестве полуторных окислов и углекислоты использование ее ограничено. В последние годы ведутся опытные работы и технологические исследования по разработке эффективных методов обогащения, переработки и использования желваковых фосфоритов для производства концентрированных удобрений.

Промышленные скопления фосфоритов на исследуемой территории центральных районов Русской платформы (Московская, Рязанская, Тульская, Владимирская, Ивановская, Ярославская, Костромская обл.) приурочены в основном к волжскому ярусу верхней юры и в меньшей мере – к берриасскому и валанжинскому ярусам нижнего мела. В связи с этим мы подробно останавливаемся на фосфоритоносности волжского, берриасского и валанжинского ярусов.

Наиболее широко волжские фосфоритоносные отложения развиты на территории Подмоскovie, меньше – в районе Верхнего Поволжья (Ярославская, Костромская, Ивановская обл.). Берриасские отложения с фосфоритами встречаются в пределах Подмоскovie, Рязанской и Тульской обл. Фосфориты валанжинского яруса отмечаются на площади Рязанской и Владимирской обл.

В тектоническом отношении исследуемый район расположен в пределах Московской синеклизы, Рязано-Саратовского прогиба и частично Воронежской антеклизы.

Максимальная концентрация фосфора приурочена к краевой юго-восточной части Московской синеклизы. Именно в пределах юго-восточного крыла Московской синеклизы расположено промышленное Егорьевское месторождение и большое количество перспективных фосфоритоносных районов. В центральной части Московской синеклизы волжские фосфоритоносные отложения залегают глубоко (50–175 м и более) и характеризуются небольшой концентрацией фосфоритов. На северном склоне Воронежской антеклизы наблюдается незначительное распространение отложений волжского яруса. В этом районе фосфоритоносные отложения берриасского яруса мало-мощные (1–3 м). В пределах южного крыла Московской синеклизы,

в области сочленения ее с Воронежской антеклизой, выделяется Тульско-Калужская структурная зона со структурами второго (Шекино-Горловская зона прогиба и Труфаново-Павелецкая зона поднятий) и более высоких порядков. К структуре третьего порядка - Елифановскому прогибу - приурочены Кимовское и Бегичевское месторождения фосфоритов.

В пределах Рязано-Саратовского прогиба выделяются три мелкие впадины: Рязано-Мосоловская, Сасовская и Новософинская, к которым в основном приурочены месторождения фосфоритов и фосфоритоносные площади (Шелуховское, Ижеславльское, Ухоловское, Новософинское и др.).

М.Х. Махлина [14] связывает образование крупных месторождений фосфоритов с конседиментационными положительными структурами второго порядка, осложняющими прибортовые и центральные части палеозойско-мезозойских синеклиз и впадин. Большинство изученных месторождений фосфоритов исследуемой территории расположено в пределах современных отрицательных структур третьего и четвертого порядков, осложняющих положительные структуры второго порядка. Егорьевское месторождение и прилегающие к нему фосфоритоносные площади приурочены к ряду прогибов третьего порядка (Максимовский, Нетыновский, Семиславский, Михайловский, Горский и др.) в Подмосковной зоне поднятий. Кинешемская и Ужнинская группы фосфоритовых месторождений расположены в пределах небольших впадин, осложняющих Петушково-Красненскую и Приволжскую зоны поднятий; соответственно к Рыбинско-Сухановской зоне приурочена фосфоритоносность Ярославской обл.; Кимовское месторождение находится в пределах Елифановского прогиба, в Труфаново-Павелецкой зоне поднятий. Во впадинах, осложняющих Коломенско-Шацкую и Зарайско-Старожиловскую зоны поднятий, расположены фосфоритоносные площади Рязанской обл.

ФОСФОРИТОНОСНОСТЬ ВОЛЖСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

По последней уточненной стратиграфической схеме [6; 16], волжский ярус подразделяется на нижний, средний и верхний подъярусы. На исследуемой территории волжский ярус представлен средним и верхним подъярусами, в которых выделяются шесть фаунистически охарактеризованных зон [5]. Граница распространения волжского яруса на юге Подмосковья проходит от пос. Серебряные пруды до пос. Дорохово, на западе - через пос. Сычево; на севере - через г. Клин - пос. Вербиловка, а на востоке - через г. Егорьевск - г. Орехово-Зуево.

Фосфоритоносный разрез волжского яруса со всеми выделенными фаунистическими зонами наблюдается в районе Егорьевского месторождения. За пределами месторождения как мощность, так и состав волжских отложений непостоянны. Приведем наиболее полный литолого-стратиграфический разрез фосфоритовой продуктивной толщи

Егорьевского месторождения, по нашим данным [17, 19, 20], с учетом фаунистически охарактеризованных зон, по работам других исследователей [6,10-12,21].

В среднем подъярусе (J_3v_2) выделяются три фаунистически охарактеризованные зоны снизу вверх по разрезу: 1) зона *Dorsoplanites panderi* (p.); 2) зона *Virgatites virgatus* (v.); 3) зона *Epivirgatites nikitini* (nk.).

Верхний подъярус (J_3v_3) состоит также из трех фаунистически охарактеризованных зон: нижней – *Kashpurites fulgens* (f.); средней – *Craspedites subdites* (sb.); верхней – *Craspedites nodiger* (nd.).

Фосфоритовая продуктивная толща *Егорьевского месторождения* представлена двумя фосфоритовыми слоями: нижним и верхним, разделенными кварц-глауконитовыми песками. Нижний фосфоритовый слой выделяется как средневожжский горизонт, верхний – как рязано-верхневожжский. Последний включает фосфориты верхнего вожжского слоя вожжского яруса верхней юры и рязанского слоя берриасского яруса нижнего мела.

Продуктивная фосфоритовая толща на территории Егорьевского месторождения залегает на глинах оксфорда и представлена снизу вверх следующим разрезом.

Слой 1. По фауне аммонитов относится к зоне *Dorsoplanites panderi* и состоит из нескольких прослоев:

а) сильно глинистые кварц-глауконитовые пески со скоплениями мелких конкреций фосфоритов с хорошо отшлифованной глянцевой поверхностью, размер их 0,5–2,0 см, редко больше, мощность до 0,10 м;

б) глины сланцеватые, с глауконитом, темно-серые, почти черного цвета, лишённые конкреций фосфоритов, мощность 0,10–0,15 м;

в) глины сильно уплотненные, желто-серого цвета, фосфатсодержащие, мощность 0,05 м.

Нижний маломощный (непродуктивный) фосфоритовый прослой не выдержан по мощности на площади месторождения, быстро выклинивается и в разрезе не всегда отмечается.

Слой. 2. Продуктивный фосфоритовый слой (или средневожжский фосфоритовый горизонт) – очень плотная, конгломератовидная порода, состоящая из конкреций фосфоритов, ядер фосфатизированных аммонитов и ростров белемнитов в глинистом фосфатсодержащем кварц-глауконитовом песке темно-зеленого цвета. Конкреции фосфоритов и фосфатизированные ядра аммонитов с гладкой, хорошо отполированной глянцевой поверхностью изъедены фолладами, в таких случаях конкреции приобретают вышело-ченный ноздреватый характер. Размер конкреций от 0,2–0,5 мм до 3–7 см, реже 15 см и больше. Форма их разнообразная – от округлой до округло-вытянутой, уплощенной, с ответвлениями. Они представлены несколькими типами: глинистым скрытокристаллического строения, алевритовым, песчаным и песчаным с боль-

шим содержанием глауконита. Преобладают в слое алевритовые и песчаные типы конкреций. Насыщенность слоя конкрециями фосфоритов 55–65%. Текстура фосфоритового слоя конгломератовидная, конкреционная. Продуктивный фосфоритовый слой выдержан на площади месторождения. Мощность 0,10–0,50 м.

Слой 3. Аммонитовый ракушечник, сложенный в основном фосфатизированными ядрами аммонитов. Размер их 5–10, редко больше 20 см. Кроме фосфатизированных ядер аммонитов в слое присутствует большое количество ростров белемнитов величиной 3–5 см. Мощность 0,15 м.

Слой 4. Сильно глинистые кварц-глауконитовые пески, уплотненные, темно-зеленого цвета с сероватым оттенком, со значительным содержанием сульфидов (до 15–20%). Иногда в небольшом количестве встречаются ядра аммонитов и ростры белемнитов. Этот слой не всегда присутствует в разрезе продуктивной толщи. Мощность его резко колеблется, достигая 3 м и больше.

Слой 5. Представлен фосфоритами, ограниченно распространен по площади месторождения, быстро выклинивается. Мощность его не больше 0,15 м.

Слой 6. Кварц-глауконитовые пески мелкозернистые, глинистые, с нечетко выраженными скоплениями фосфатных зерен в виде линз неправильной формы размером 1,5–2,0 см. Размер фосфатных зерен в этих скоплениях 0,1–0,3 мм; цвет буровато-коричневый. Фосфатные стяжения в песках распределены неравномерно. Мощность слоя 0,3–0,95 м.

Слои 7, 8 относятся к зоне *Epiirgaticites nikitini*. Они представлены кварц-глауконитовыми песками, мелкозернистыми, слабо глинистыми, с большим количеством мелких светло-серых хрупких створок фауны плохой сохранности и ростров белемнитов. Эти слои хорошо прослеживаются в разрезах северо-западной части месторождения. Следует отметить, что остатки фауны в кварц-глауконитовых песках распределены по площади месторождения неравномерно: в обогащенных зонах содержание ее достигает 40% общего объема породы. Размер ростров белемнитов, сложенных кальцитом, 3–10 см. Створки мелких раковин и детрит неопределимой фауны в толще кварц-глауконитовых песков чаще всего образуют четко выраженные прослойки, повторяющиеся через 10–20 см. Мощность 0,35–0,80 м (до 3,6 м).

Выше по разрезу наблюдается верхний подъярус волжского яруса с зонами: *Kashpurites fulgens* и *Craspedites subdites*; верхняя зона *Craspedites nodiger* на месторождении достоверно не установлена.

Слой 9. Кварц-глауконитовые пески с небольшим содержанием остатков фауны. В песках увеличивается количество фосфатных стяжений в виде линз. Размер их достигает 3 см, а количество увеличивается до 35% общего объема породы. Кроме того, появляются довольно плотные конкреции фосфоритов песчаного типа 1,5–2,0 см в поперечнике. Они встречаются по

слою в виде единичных конкреций, а иногда группируются и образуют маломощные прослойки мощностью 2,0 см. Пески слоя 9 кварц-глауконитовые, разнозернистые, слабо глинистые, темно-зеленого, иногда зеленовато-серого цвета с коричневым оттенком. Мощность 0,60–3,0 м.

Толща кварц-глауконитовых песков постепенно переходит в верхний продуктивный фосфоритовый горизонт, который представлен следующими слоями.

Слой 10. Светло-серые песчаники, карбонатные (кальцит, сидерит), мелкозернистые, довольно плотные, не выдержанные по площади месторождения. Мощность их 0,05–0,15 м, иногда они отмечаются в разрезе в виде отдельных небольших линз.

Слой 11. Кварц-глауконитовые пески с большим содержанием довольно рыхлых конкреций фосфоритов и фосфатизированных ядер ауцелл (30–40%). Текстура породы слоя нечетко выраженная конкреционная. Мощность 0,25–0,60 м.

Слой 12. Фосфатсодержащая глинисто-песчаная порода зеленовато-бурого цвета, в которой (по сравнению со слоем 11) увеличивается содержание конкреций фосфоритов и фосфатизированных остатков фауны. Конкреции фосфоритов песчаные, темно-серые, почти черные. Размер их 2–5 см и больше. Порода в целом имеет ясно выраженную конкреционную текстуру. Слои 12 и 13 разделяют иногда прослой кварц-глауконитовых песков мощностью 5–10 см. Мощность 0,30–0,45 м.

Слой 13. Фосфоритовый слой становится более плотным за счет увеличения количества и главным образом размера конкреций. Последние приобретают сильно вытянутую форму и образуют монолитную пластовую фосфатсодержащую песчаную породу в виде плиты. Она окрашена в темно-серый, почти черный цвет. Объем глинисто-песчаной фосфатсодержащей породы, вмещающей конкреции фосфоритов, составляет лишь 5–10% общего объема слоя (насыщенность конкреции 90–95%). Мощность слоя 0,15–0,35 м.

Слой 14. Глинисто-песчаная порода зеленовато-бурого цвета с большим количеством конкреций фосфоритов и фосфатизированных остатков фауны (насыщенность 35–60%). Размер конкреций фосфоритов 1,5–3,0, редко 7,0 см; форма округлая, иногда округло-вытянутая, неправильная, цвет темно-серый или черный, состав песчаный, строение от мелко- до среднезернистого. Текстура породы конкреционная. Мощность 0,30–0,45 м.

Слои 13, 14 отмечены в Центральной части месторождения (на Осташевском и Шуклинском участках), на остальных изученных нами площадях Егорьевского фосфоритового месторождения встречается фосфоритовый слой (именуемый на рудниках плитой), который соответствует по свойствам промежуточному слою с характерными для 13–14 слоев особенностями и отличается в основном насыщенностью их конкрециями фосфоритов (65–75, а не 90–95%).

фосфориты верхневолжского подъяруса переходят в фосфориты рязанского слоя берриасского яруса нижнего мела.

Слои 15, 16. Рязанский фосфоритовый слой (или рязанский фосфоритовый горизонт) распространен ограниченно. Он представлен песчанистыми глинами и конкрециями фосфоритов, содержащих железистые оолиты. Фосфориты нередко сцементированы в плиту. По фауне фосфоритовый слой относится к зоне *Riasanites rjasanensis*. Мощность его до 1,0 м. Выше фосфоритового слоя залегают пески и песчаники с редкими конкрециями фосфоритов с *Surites tzikwinianus*. Фосфоритовая толща перекрывается кварцевыми песками валанжина, глинами баррема и четвертичными отложениями.

В целом отмечается закономерное увеличение фосфоритовой толщи по площади месторождения в северном и северо-западном направлении от 1,5 до 8,0 м за счет увеличения мощности кварц-глауконитовых песков — их нижней, глинистой части (зоны *v*) до 6 м. Это объясняется большим накоплением осадка в пониженных частях рельефа каменноугольных отложений, так как рельеф основания фосфоритовой толщи отражает доюрский рельеф впадины, ориентированной с юго-востока на северо-запад с амплитудой колебания абсолютных отметок 110–145 м.

Более широко по сравнению с верхним рязано-верхневолжским горизонтом распространены по площади средневолжский фосфоритовый горизонт и толщи кварц-глауконитовых песков. Отмечаются заметное различие в мощности и строении средневолжского и рязано-верхневолжского фосфоритовых горизонтов, довольно постоянный литологический состав пород, слагающих продуктивную толщу, и неравномерное распределение фауны в породах продуктивной толщи.

На территории Подмосковья средний волжский подъярус волжского яруса за пределами промышленного Егорьевского месторождения представлен неполным разрезом. Наибольшей мощности (7–8 м) со всеми тремя фаунистическими зонами он достигает в окрестностях г. Москвы. Мощность нижней (1) зоны ($J_3v_2 - p$) на территории Подмосковья колеблется в пределах 0,0–0,5 м. Более резкие колебания мощности характерны для 2 зоны ($J_3v_2 - v$) среднего волжского подъяруса. Так, западнее Егорьевского месторождения ее трудно выделить в разрезе подъяруса, а в пределах Егорьевского месторождения мощность ее 0,2–3,0 м, южнее г. Ногинска она возрастает до 4,0–5,0 м, на западе исследуемой территории — до 12,0–16,0 м и в районе г. Клина достигает 30,0 м и более. Мощность 3 (верхней) зоны среднего волжского подъяруса ($J_3v_2 - ak$) менее резко изменяется от 1,5 до 3,0–4,0 м на западе области.

Таким образом, на западе Подмосковья развиты в основном отложения 1 (нижней) зоны подъяруса, на севере Подмосковья — 1 и 3 (нижней и верхней), а в нижнем течении р. Истры встречаются в основном отложения 3 (верхней) зоны.

Фосфоритоносные отложения верхнего волжского подъяруса волжского яруса сохранились в окрестностях г. Москвы, в Воскресенском, Бронницком, Раменском и Подольском районах.

Отложения нижней зоны (J_3v_3-f) верхнего волжского подъяруса по литологическому составу очень однообразны и представлены кварц-глауконитовыми песками, обогащенными фосфатными зернами, с мелкими плотными конкрециями фосфоритов и остатками фосфатизированной фауны. Мощность зоны 0,5–8,0 м. Фосфоритоносные отложения средней зоны (J_3v_3-sb) мощностью 0,1–1,4 м (в среднем 0,5–1,0 м) наиболее широко развиты на Егорьевском месторождении. К северу от месторождения, у г. Ногинска, фосфориты фациально замещаются фосфатсодержащими песчаниками с рыхлыми конкрециями песчаных фосфоритов. Мощность их уменьшается до 0,3–0,4 м. Далее на север в этих песчаниках конкреции фосфоритов отмечаются в единичных количествах. Чаше всего здесь отложения этой зоны наблюдаются в перестроенном состоянии и залегают в подошве четвертичных отложений. На северо-западе, в районе г. Электрогорска, они размыты.

На юго-западе Подмосковья верхний волжский фосфоритовый слой (средняя зона J_3v_3-sb) сложен конкрециями фосфоритов песчаного типа, залегающих в кварц-глауконитовых песках. Мощность их 0,3–0,4 м. В окрестностях г. Москвы слой представлен фосфатсодержащими песчаниками с глауконитом (0,3–0,4 м).

Отложения самой верхней зоны (J_3v_3-nd) верхнего волжского подъяруса волжского яруса наблюдаются в окрестностях г. Люберцы в карьерах у дер. Кательники, Лыткарино, Гремячево. Они сложены мощной (до 32 м) толщей песков светло-серых, кварцевых, с линзами (до 50 м) плотных песчаников. В основании этой толщи выделяются слои песков с глауконитом (мощностью до 1,0 м), содержащими фосфориты.

На вновь открытом *Северском месторождении*, расположенном западнее Егорьевского, фосфоритовая толща сложена двумя фосфоритовыми слоями – средним волжским и верхним волжским, разделенными толщей кварц-глауконитовых песков. Мощность волжских отложений здесь резко сокращается, и выделение в ней фаунистических зон затруднительно. Средний волжский фосфоритовый слой наиболее широко развит на площади месторождения. Представлен он, как и на Егорьевском месторождении, конкрециями фосфоритов различного типа, вымытых из нижележащих келловей-ордовикских толщ. В отличие от Егорьевского месторождения в толще Северского месторождения фауна редка. Конкреции фосфоритов залегают в глинистых кварц-глауконитовых песках. Мощность слоя 0,05–0,6, в среднем 0,34 м. Верхний волжский фосфоритовый слой сложен кварц-глауконитовыми песками и глинисто-песчаными отложениями с конкрециями фосфоритов, иногда сцементированных в плотные плиты. Фауна редка. Мощность слоя 0,05–0,9 м.

Кварц-глауконитовые пески, входящие в состав продуктивной толщи, мелкозернистые, от темно-зеленых до коричневатых-серых.

Пески значительно обогащены фосфатными зернами, которые образуют скопления темно-коричневого цвета, и в меньшем количестве — железистыми оолитами. Иногда встречаются мелкие конкреции фосфоритов. Мощность песков 0,25–1,75, в среднем 0,65 м. Нередко нижний фосфоритовый слой перекрывается песками, уплотненными до песчаников, фосфатсодержащих и с большим количеством железистых оолитов.

В целом фосфоритовая толща Северского месторождения имеет изрезанную конфигурацию, довольно изменчива и не выдержана по составу и мощности. Верхний фосфоритовый слой и толща кварц-глауконитовых песков нередко размыты. Мощность фосфоритовой толщи увеличивается по направлению с запада на восток от 1,0 до 2,4 м.

На территории Нефедьевского, Бронницкого, Боршевского, Колоковского, Ильинского месторождений и на площадях, расположенных к западу и северо-западу от Егорьевского месторождения, промышленными являются как средний, так и верхний волжский фосфоритовые слои волжского яруса. Фосфориты верхнего волжского подъяруса на территории Подмосковья, за исключением перечисленных выше месторождений и районов, расположенных в непосредственной близости от Егорьевского месторождения, встречаются чаще всего в виде отдельных изолированных участков и промышленного значения не имеют.

Фосфоритоносные отложения волжского яруса в бассейне р. Оки также представлены средним и верхним подъярусами на ее правом берегу (в разрезах у г. Рязани и с. Кузьминское, Новоселки, Шатрише и др.). Мощность волжских отложений 0,3–6,3, в среднем 2,15 м. Строение разрезов и литологический состав фосфоритоносных отложений в этих районах аналогичны описанным выше разрезам, расположенным на площадях к западу от Егорьевского месторождения.

На территории Верхнего Поволжья (центральная часть Московской синеклизы) фосфоритоносные отложения волжского яруса небольшой мощности, распространены весьма ограниченно и залегают глубоко. На большей части территории они размыты. В виде узких полос они развиты вдоль р. Волги на небольших площадях, примыкающих к Рыбинскому водохранилищу с юга, в долинах р. Волги и ее притоков, а также в Кинешемском и Угнинском Поволжье.

Н.Т. Зонов [9] подчеркивает, что на площадях, расположенных к югу от Рыбинского водохранилища, геологическое строение восточной части района значительно отличается от западной, и в меньшей мере — северной от южной. Фосфоритовый слой среднего волжского подъяруса распространен повсеместно, за исключением района, расположенного юго-восточнее г. Рыбинска, где он размыт верхне-волжской трансгрессией. Он представлен плотно сцементированными, мелкими, частично раздробленными конкрециями фосфоритов (плита), при децементации представляющими собой мелкую фосфоритовую щебенку. Конкреции от глинистого до песчаного типа, хорошо ока-

танные, размером 5–10 см. Нередко конкреции фосфоритов пиритизированы и источены фоидами. Мощность слоя 0,13–0,35 м.

Выше залегают слои, относящиеся ко 2 зоне (J_3v_2-v). Породы этой зоны прослеживаются от ст. Волга до с. Еремеево. Это кварц-известковые песчаники, переходящие в песок, в верхней части которых встречаются конкреции фосфоритов глинисто-песчаного типа. Мощность песчаников 0,3–0,6 м. Толща кварцевых песков с фосфоритами, относящаяся к верхней зоне (J_3v_2-nk), наблюдается по р. Волге от ст. Волга до с. Куприно. Отложения этой зоны слабо развиты к северо-западу от г. Рыбинска и выпадают из разрезов к югу от него.

Отмечаются постепенное выклинивание по направлению на восток в этом районе отложений среднего волжского подъяруса и верхнего киммериджа и трансгрессивное залегание фосфоритового слоя верхнего волжского подъяруса на нижнем киммеридже.

Фосфоритоносные отложения верхнего волжского подъяруса наиболее полно представлены в бассейне р. Волги, к югу от ст. Волга и между реками Молога и Шексна. Фосфоритовые конкреции, слагающие фосфоритовый слой, песчаного типа. Они рыхлые, обогащены органическим веществом, имеют черную окраску и округлую форму. Размер их 5–8 см. Залегают фосфориты в мелко- и среднезернистом кварц-глауконитовом песке, чаще всего они образуют один фосфоритовый слой мощностью 0,10–0,30 см, редко расщепляющийся на несколько прослоев. Фосфоритовые прослои в таких случаях разделены кварц-глауконитовыми песками небольшой мощности. Общая мощность таких прослоев увеличивается до 1,0 м.

Фосфоритоносные разрезы волжского яруса в бассейне рек Унжа и Нея довольно однообразны. Широко развиты здесь отложения верхнего волжского подъяруса.

Средний волжский подъярус сложен тонкослоистыми, плотными, слюдистыми, пиритизированными, темно-серыми глинами и алевроитами. Фосфоритовые конкреции в них редки. Мощность отложений 0,5–5,0 м.

Верхний волжский подъярус, чаще всего в нижней части разреза, представлен фосфоритовым конкреционным слоем мощностью 0,10–0,5 м. Конкреции фосфоритов алевроитового типа, неправильно-округлой и округлой формы, с шероховатой поверхностью, размером до 20 см. Они залегают в глинисто-песчаных кварц-глауконитовых породах. Насыщенность конкрециями фосфоритов достигает 40–50%. Перекрывают фосфоритовый слой пески, в различной степени глинистые и алевроитистые, зеленовато-серого цвета, с редкими конкрециями фосфоритов в основном алевроитового типа, неправильной формы, нередко с острыми углами. Размер их чаще всего около 3 см. Мощность песков 0,50 м. Пески переходят в глинистые карбонатные песчаники, содержащие фосфат (фосфоритовая плита). Песчаники плотные, разбиты трещинами на отдельные плиты, по которым выделяются гидроокислы железа. Они окрашены в зеленовато-серый цвет. В породе в большом количестве наблюдаются роостры белем-

нитов и кальцитовый детрит неопределимой фауны. Мощность карбонатных фосфатсодержащих песчаников 0,40–0,50 м.

В разрезах по р. Унже в верхнем волжском подъярусе нижний конкреционный слой нередко отсутствует. В таких случаях фосфоритовые конкреции алевритового типа и размером до 15 см рассредоточены в подстилающих фосфоритовую плиту кварц-глауконитовых песках мощностью 0,7–1,5 м. В разрезах по р. Нее под конкреционным слоем наблюдается нижняя фосфоритовая плита, аналогичная верхней.

В Кинешемском Поволжье фосфоритовые отложения волжского яруса распространены незначительно, на большей части территории они размыты. Характерны небольшая мощность и глубокое залегание (около 40 м), за исключением Дорковского месторождения, правобережья р. Большой Решемки и района к востоку от г. Кинешмы близ дер. Елнатинская и Пospelиха. Узкие (до 50 м) прибрежные полосы со сравнительно неглубоким залеганием фосфоритов отмечаются на левобережье р. Талки у дер. Талицы, но здесь мощность фосфоритовых отложений резко колеблется.

В Кинешемском Поволжье отложения средневолжского подъяруса представлены маломощным слоем известковистых глин, от темно-серых до черных, плотных, вязких, слюдистых в различной степени, с включениями конкреций пирита, ростров белемнитов, с редкими прослоями слабо битуминозных сланцев (0,20–0,30 м). Отмечается общая тенденция уменьшения мощности по направлению с запада на восток – от 1,2 до 0,05 м. В бассейне р. Кистеги мощность их 0,2–0,4 м, в средней части района (р. Решемка) 0,05–0,25 м, на востоке района (Дорковское месторождение, с. Латышиха) они выклиниваются.

Верхний волжский подъярус сложен маломощным комплексом осадков глауконитовых фаций. В нем выделяются два фосфоритовых слоя: нижний и верхний. Нижний распространен повсеместно. Он размыт вдоль левого берега р. Волги между дер. Борятино и р. Желаваты, а на правобережье – между с. Решемка и Елнатье, в восточной части района по линии дер. Латышиха – Починок прослеживается краевая зона верхневолжских отложений. Отложения представлены кварц-глауконитовыми сильно глинистыми темно-зелеными песками с включениями ростров белемнитов. В песках встречаются конкреции фосфорита, окрашенные в темно-серый и черный цвета (Решемское месторождение), в основном алевритового и глинистого типов. В западной части района (р. Кистега) кварц-глауконитовые пески чаще всего переходят в крепкий песчаник, включающий фосфориты. Средняя мощность слоя 0,3–0,4 м. Увеличение содержаний конкреций фосфоритов в слое происходит с запада на восток. Наиболее богатые залежи отмечаются на Кистеговском и Солджемском месторождениях, а начиная от рек Кобы и Решемки в слое количество конкреций уменьшается, что характерно и для восточной части Дорковского месторождения.

Верхний фосфоритовый слой верхнего волжского подъяруса также распространен ограниченно. Он присутствует на западе района, на

Решемском месторождении, и выклинивается за пределами Латышинского месторождения. Представлен этот слой глинистыми песками и слабо сцементированными кварц-глауконитовыми песчаниками с неравномерно расположенными конкрециями фосфоритов алевритового типа, окрашенных в буровато-зеленый цвет, диаметром 6–8 см. Мощность слоя 0,4 м.

ФОСФОРИТОНОСНОСТЬ БЕРРИАССКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

По последней уточненной унифицированной схеме стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы, берриасские отложения выделены в самостоятельный ярус из валанжинского. Берриасский ярус соответствует нижнему валанжинскому подъярису [5, 16].

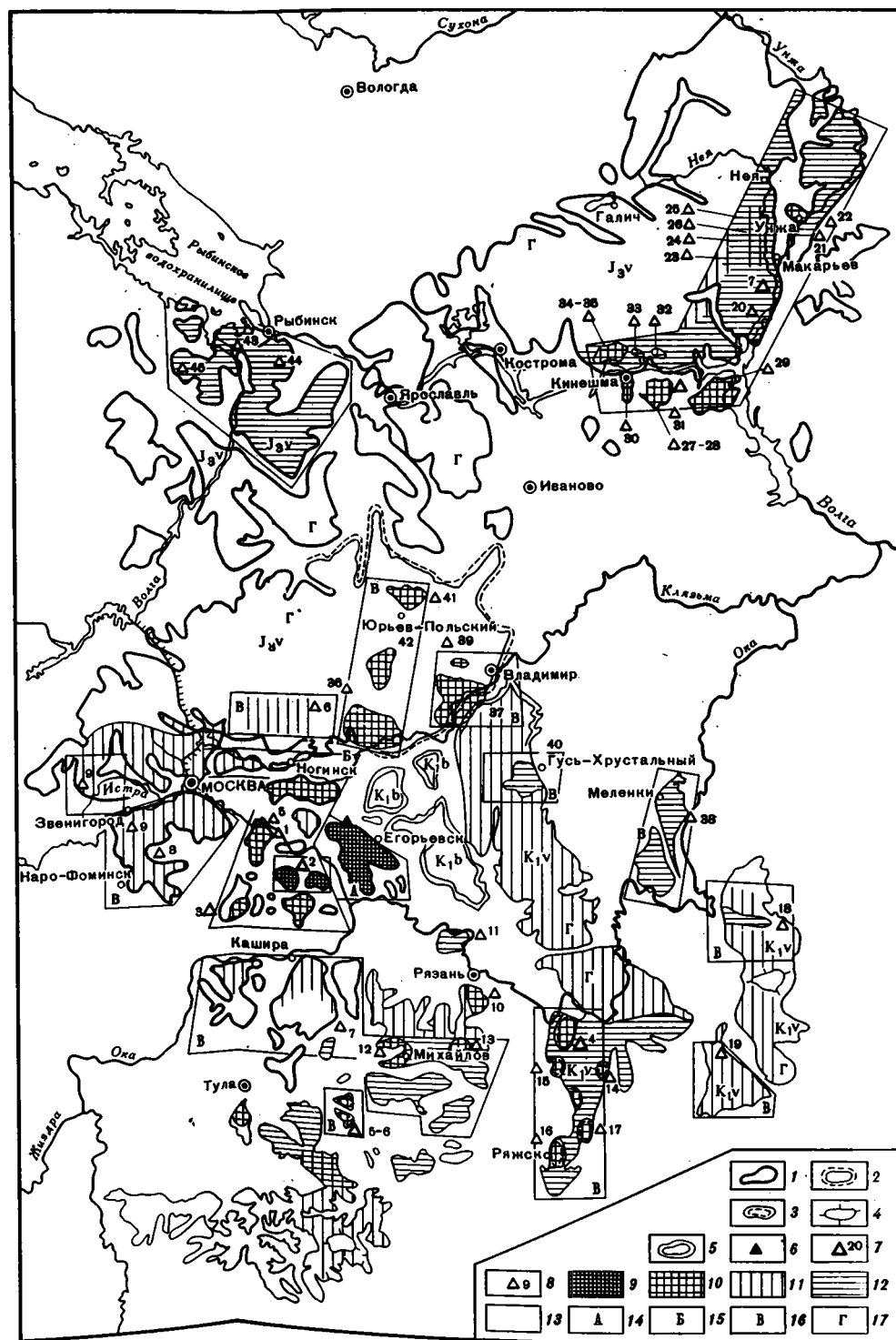
Площадь распространения отложений берриасского яруса незначительна. Они отмечаются на территории Егорьевского и Северского месторождений, а также на юге Подмосковья, в бассейне р. Оки и на Ижеславльском, Шелуковском, Кимовском и Бегичевском месторождениях. В пределах Ужинского и Кинешемского Поволжья отложения берриасского яруса до сих пор не выделены из валанжинского яруса.

Осадки берриасского яруса залегают на волжских отложениях и на глинах келловей-оксфордского возраста. Они представлены песчанистыми глинами с конкрециями фосфоритов, содержащих железистые оолиты. Фосфоритовые конкреции в основании яруса нередко сгружены и образуют фосфоритовую плиту мощностью 0,10–0,6 м. Этот фосфоритовый слой является промышленным на территории Егорьевского и Северского месторождений (совместно с верхневолжским), на площади Шелуковского, Свистовского и Ижеславльского месторождений и др. (совместно с валанжинским), а также на территории Кимовского и Бегичевского месторождений.

Выше фосфоритового слоя в берриассе залегают пески и песчаники с редкими конкрециями фосфоритов. Мощность яруса 0,2–2 м и больше.

Нами фосфоритоносные отложения берриасского яруса изучались на территории Егорьевского месторождения. Фосфоритовый слой берриасского яруса, или рязанский фосфоритовый горизонт, на месторождении непосредственно залегает на верхневолжских фосфоритовых отложениях и представляет собой очень плотную породу типа ракушечника, состоящую из конкреций фосфоритов и большого количества ядер фосфатизированной фауны. Вмещающие породы – глинисто-песчаные, сильно ожелезненные. Форма конкреций, слагающих продуктивный горизонт, округлая и округло-угловатая, поверхность шероховатая. По плотности они значительно уступают волжским и валанжинским. Размер их 2–5, нередко 7 см. Среди конкреций фосфоритов довольно редко отмечается галька фосфоритов с хорошо отполированной глянцевой поверхностью, переотложенная из ниже лежащих отложений. Содержание конкреций фосфоритов по протяжен-

Система	Ярус	Подъярус, горизонт	Место образования	Тип конкреций фосфоритов		Породообразующие минералы, %						Второстепенные минералы, %					Район распространения фосфоритоносных разрезов
				по гранулометрическому составу (нерастворимый остаток)	по минеральному составу	фосфат	глауконит	гидрогетит-гладуконитовые железистые оолиты	карбонат (кальцит, сидерит)	кварц	сидерит	пирит	обломки фосфоритов	полевые шпаты	нерастворимый остаток	P ₂ O ₅	
Меловая	Барриасский	Рязанский		Глинисто-песчаный, глинисто-алевритовый	Кварц-глауконит-железисто-оолитовый	40-70	10-20	10-25	-	9-12	+	+	+	1-3	30-60	16-20	Московская обл. (Егорьевское месторождение), Рязанская обл.
Юрская	Волжский	Верхневолжский	Образование на месте	Глинисто-алевритовый, глинисто-песчаный	Кварц-глауконит-железисто-оолитовый, кварц-глауконит-карбонатный	5-70	16-50	0-16	10-70	4-40	-	0-5	+	1-5	27-55	До 24	Ивановская обл. (у с. Куницыно, Дорки), Костромская обл. (у с. Унжа, Дешково, Усть-Нея, Огарково)
				Алевритовый	Кварц-глауконитовый, кварц-глауконит-карбонатный.	До 80	4-20	-	0-30	15-35	-	+	+	7	6-34	23-29	Ивановская обл. (у с. Дорки, Латышиха), Костромская обл. (реки Унжа, Нея, в нижнем слое)
				Глинисто-алевритовый		60-80	10-20	-		До 25	-	+	+	1	6-45	18-32	Ивановская обл. (у с. Латышиха, Дорки, в нижнем слое)
				Глинистый		До 90	2-7	-		3-8	-	+	+	+	4-7	26-30	Ивановская обл. (у с. Куницыно, в нижнем слое)
				Песчаный (мелкозернистый)	Кварц-глауконит-железисто-оолитовый, кварц-глауконитовый, кварц-глауконит-карбонатный	45-65	5-10	0-15	0-15	15-35	-	+	+	1-3	39-49	21	Ивановская обл. (у с. Дорки, Куницыно), Ярославская обл. (р. Черемуха)
					Глауконитовый, глауконит-карбонатный	30-40	До 65	-	0-15	10-15	-	+	+	1-5	51-69	11-19	Костромская обл. (у с. Огарково, в нижнем слое)
					Кварц-глауконитовый, кварц-глауконит-сидеритовый	40-80	10-25	-	0-15	7-25	0-15	+	+	2-5	17-60	18-23	Егорьевское месторождение
				Песчаный (среднезернистый)	Кварцевый	5-25	5-15	До 20	-	55-75	-	+	+	1-3	71-90	5-9	Ярославская обл. (у с. Глебово)
				Песчаный (мелкозернистый)	Глауконитовый	40-70	25-35	-	-	10-15	-	+	+	3-5	33-60	19-21	Московская обл. (Егорьевское месторождение, разрезы у с. Боршево, Нефедьево и др.)
		Средневолжский	Перегон- жение из глин [J3C1- ox - km	Песчаный (мелкозернистый)	Кварц-глауконитовый	60-70	15-20	-	-	10-15	-	+	+	2-3	30-40	19-21	Рязанская обл. (у с. Кузьминское, Шатрище), Московская обл., Егорьевское месторождение
				Алевритовый	То же	70-80	7-15	-	-	5-15	-	+	+	+	8-20	23-24	
				Глинистый	Монофосфатный	85-90	2-10	-	-	3-8	-	+	+	+	4-15	25-26	



К статье Т.И. Степановой

Фиг. 3. Карта фосфоритовости мезозойских отложений центральной и юго-восточной частей Московской синеклизы и Рязано-Саратовского прогиба

1-5 - границы распространения: 1 - волжских фосфоритовых отложений, 2 - нерасчлененных волжских фосфоритовых отложений верхней юры и нижнего мела, 3 - берриасских фосфоритовых отложений нижнего мела, 4 - валанжинских отложений нижнего мела (K_1v), 5 - барремских и нерасчлененных баррем-готеривских фосфоритовых отложений нижнего мела (K_1b , K_1b+g); 6 - промышленные месторождения (1 - Егорьевское); 7 - месторождения фосфоритов с разведанными запасами (2 - Северское, 3 - Нефедовское, 4 - Шелуховское, 5 - Кимовское, 6 - Бегичевское, 7 - Андреевское, 8 - Дорковское); 8 - мелкие месторождения фосфоритов и фосфоритовые площади (1 - Ильинское, 2 - Боршевское, 3 - Колоколовское, 4 - Бронницкое, 5 - Надеждинское; 6-9 - фосфоритовые площади, расположенные вблизи городов Ногинска (6), Каширы (7), Наро-Фоминска (8), Звенигорода и Истры (9); 10 - Дядьковское, 11 - Караблинское, 12 - Свистовское, 13 - Ижеславльское, 14 - Покровское, 15 - Парышка, 16 - Купринское, 17 - Ухоловское, 18 - Ново-Ункорское, 19 - Ново-Софинское, 20 - Огарковское, 21 - Княжево, 22 - Дешуковское, 23 - Власовское, 24 - Усть-Нейское, 25 - Тыкаловское, 26 - Жемчуговское, 27 - Корючихинское, 28 - Талицкое, 29 - Латышихинское, 30 - Прокинское, 31 - Хлопотихинское, 32 - Решемское, 33 - Хохломское, 34 - Кистеговское, 35 - Солджское; 36-45 - фосфоритовые площади, расположенные: вблизи городов Покрова (36), Собинки (37), Дмитриевы Горы (38), Владимира (39); Гусь-Хрустального (40), Юрьев-Польского (41), Кольчугино (42), 43 - в районе с. Волга, 44 - в долине р. Черемуха, 45 - в долине р. Сутки); 9-16 - фосфоритовые площади: 9 - детальной разведки, 10 - предварительной разведки, 11 - поисковых работ, 12 - детальных поисковых работ, 13 - неизученные, 14 - промышленных месторождений, 15 - перспективные, 16 - мелкие перспективные; 17 - площади распространения мезозойских фосфоритовых отложений с неясными перспективами

ности горизонта колеблется от 20 до 70% общего объема породы. фосфориты исследуемого горизонта имеют четко выраженный конкреционный характер, но нередко образуют плотно спементированные плиты не только на Егорьевском месторождении, но и в других изученных районах.

фосфоритовый слой чаще всего сменяется слоем песчаных, фосфатсодержащих глин. Они довольно вязкие, светло-серого, чаще темно-серого цвета, с буроватым оттенком. Изредка в глинах наблюдаются конкреции фосфоритов с железистыми оолитами. Мощность их по площади месторождения 0,05–0,30, редко 0,40 м, они часто выклиниваются. Этим слоем заканчивается разрез продуктивной толщи Егорьевского месторождения.

На территории Северского месторождения фосфориты рязанского горизонта берриасского яруса составляют верхнюю часть верхнего продуктивного горизонта. Распространен он на месторождении меньше, чем два других горизонта (средне- и верхневолжский), и представлен песчаными глинами с железистыми оолитами и с конкрециями фосфоритов или большим количеством зёрен фосфата, концентрирующихся в стяжения неправильной формы.

На большей части Подмоскovie отложения берриасского яруса сохранились в основном на небольших участках, чаще всего они размыты. На юге Подмоскovie в составе пород берриасского яруса преобладают фосфатсодержащие песчаники с железистыми оолитами. Мощность их 1,0–1,6 м. В окрестностях г. Москвы эти отложения представлены маломощным (до 1,0 м) слоем кварцевых песков с конкрециями фосфоритов. На севере Подмоскovie песчаные отложения берриасского яруса фациально замещаются сидеритовыми песчаниками с редкими конкрециями фосфоритов.

На территории Рязанской обл. отложения берриасского яруса широко развиты в западной части и отсутствуют в восточной. Они трансгрессивно залегают на верхневолжских отложениях и сложены преимущественно кварц-глауконитовыми песками, ожелезненными песчаниками и глинисто-песчаными конкрециями фосфоритов. Мощность их 0,0–2,5 м.

В пределах исследуемого района по направлению с юго-востока на северо-запад наблюдается постепенное замещение фаций кварц-глауконитовых песков берриасского яруса (г. Рязань) фациями железисто-оолитовых песчаников (Егорьевское месторождение и площади, прилегающие к нему с запада), а еще далее на запад, в окрестностях г. Москвы, они переходят в фации кварцевых песков.

На территории Шелуховского месторождения рязанский горизонт сложен зеленовато-бурыми глинисто-песчаными породами, в которых наблюдаются конкреции фосфоритов глинисто-песчаного состава с небольшим содержанием железистых оолитов. Форма конкреций фосфоритов округло-неправильная, часто угловатая. Поверхность их шероховатая. Размер конкреций 0,5–5,0 см; цвет темно-серый, с бурым оттенком. Содержание конкреций фосфоритов невелико – 30–40% общего объема слоя. В небольшом количестве присутствуют

ядра фосфатизированной фауны и галька фосфоритов, переотложенная из нижележащих глин. Мощность слоя 0,55 м. Перекрывают рязанский горизонт фосфориты валанжинского яруса без разделяющей обычно толщи кварцевых песков валанжина.

В разрезе Свистовского месторождения фосфориты рязанского горизонта с размывом залегают на глинах келловее. Они представлены глинисто-песчаными породами зеленовато-бурого цвета, в которых неравномерно распределены конкреции фосфоритов. Нижняя часть их более плотная – типа плиты. В состав фосфоритов данного слоя входят обломки аргиллитоподобных пород. Фосфориты сильно ожелезнены. Железистые оолиты трудно просматриваются. Мощность слоя 0,15 м. Верхняя часть рязанского горизонта менее плотная и представлена фосфатсодержащей глинисто-песчаной породой зеленовато-бурого цвета с мелкими конкрециями фосфорита. Конкрекции неправильно-угловатой и округлой формы, размер их не превышает 2–3 см. Наблюдаются в небольшом количестве ядра фосфатизированной фауны. Насыщенность конкрециями в слое 25–30%. Мощность 0,25 м. Непосредственно на фосфоритах рязанского горизонта залегают фосфориты валанжинского слоя.

В разрезах по р. Оке (близ г. Рязани) отложения берриасского яруса ложатся на фосфоритоносные верхневолжские. Они представлены фосфоритовой плитой, нижняя часть которой более песчаная, а верхняя – более глинистая. Форма и размер конкреций фосфоритов трудно просматриваются из-за буро-розовой окраски фосфоритов.

На территории Кимовского месторождения фосфоритовый рязанский горизонт, в отличие от других изученных нами разрезов, представлен фосфатсодержащими зеленовато-серыми кварц-глауконитовыми мелкозернистыми песчаниками, участками сильно ожелезненными с поверхности. В основании и в верхней части этой пачки песчаников наблюдается значительное скопление конкреций фосфоритов и ядер фосфатизированной фауны. Конкрекции фосфоритов зеленовато-серые, округлой и округло-неправильной формы, размер их 3–4 см, поверхность шероховатая, состав песчаный. По сравнению с егорьевскими фосфоритами в них преобладает кварц и намного меньше железистых оолитов. В незначительном количестве в слое встречаются галька фосфоритов глинистого типа и галька кремня, обычно приуроченные к нижней части слоя, а также куски фосфатизированной древесины. Фосфоритовые конкрекции распределяются по слою неравномерно.

ФОСФОРИТОНОСНОСТЬ ВАЛАНЖИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Валанжинские отложения широко распространены в пределах Русской платформы. На большей части исследуемой территории отложения валанжина не содержат фосфоритов. Они представлены мелководно-прибрежными кварцевыми слабо слоистыми песками, неравномерно-зернистыми, ожелезненными, серого и зеленовато-серого цветов.

В толще песков наблюдаются алевроиты, редкие прослои глин и единичные конкреции фосфоритов. Мощность их достигает 28 м.

Отложения валанжинского яруса содержат фосфориты на территории Рязанской обл., в пределах Рязано-Саратовского прогиба и Владимирской обл. Нами они изучены в естественных обнажениях в бассейне р. Оки (у с. Кузьминское, Новоселки, Воютино, Дмитриевы Горы), на Шелуховском, Ижеславльском и других месторождениях.

На Ижеславльском и Шелуховском месторождениях валанжинский фосфоритовый слой непосредственно залегает на фосфоритовом рязанском горизонте берриасского яруса. В остальных перечисленных районах фосфориты исследуемого горизонта от рязанского отделяются толщей кварцевых песков. Пески в основном среднезернистые, светло-серые. Мощность их 3-4 м.

По литологическому составу фосфоритоносные разрезы валанжинского яруса отличаются от глинисто-песчаных отложений рязанского горизонта. Они представлены мелко- и среднезернистыми песками светло-серого или желто-серого цвета. Фосфоритовые конкреции образуют в них один-три маломощных (0,10-0,20 м) прослоя, часто не выдержанных по простиранию. Конкреции фосфоритов песчаные, с шероховатой поверхностью, размером 2-10, иногда до 20 см, существенно кварцевого состава. Несмотря на то что наиболее широко фосфориты валанжинского яруса развиты на территории Рязанской обл., они и здесь не имеют практического значения, и лишь в районах непосредственного залегания фосфоритов валанжинского слоя на нижележащих берриасских (рязанских) фосфоритоносных отложениях они представляют практический интерес (Шелуховское, Ново-Ункорское, Парышка, Ухоловское, Купринское месторождения).

На основе изучения литологического состава фосфоритоносных отложений волжского, берриасского и валанжинского ярусов на территории центральных районов и Верхнего Поволжья можно сделать следующие выводы.

1. Фосфоритоносные отложения волжского яруса наиболее широко развиты на территории Подмоскovie, менее распространены в пределах Верхнего Поволжья (в основном в долинах рек Волги, Унжи, Неи и их притоков). Мощность фосфоритоносных частей разреза волжского яруса на исследуемой территории небольшая (0,10-1,0, реже 2,5 м); и только на Егорьевском месторождении она увеличивается (1,5-8,0 м) в направлении с юго-востока на северо-запад. В основном отложения залегают глубоко. На Егорьевском и других, близко расположенных от него вновь открытых площадях и более мелких месторождениях фосфориты залегают на глубине до 30 м.

2. Строение фосфоритовых разрезов (колонок) в основном двучленное: нижняя часть представлена конкреционным и конкреционно-конгломератовидным слоем; верхняя - песчано-глинистой или глинисто-алевритовой карбонатной, иногда значительно ожеелезненной фосфоритовой плитой. Нарушается двучленное строение фосфорито-

вых разрезов в краевых частях Егорьевского месторождения и за его пределами, где рязано-верхневолжский горизонт частично или полностью размыт. Нижний (средневолжский) фосфоритовый горизонт за пределами Егорьевского месторождения, особенно в северо-западных и северных районах, теряет конгломератовидный облик. На территории Ужинского Поволжья (р. Нея) в оновании разреза верхнего волжского подъяруса, помимо верхней плиты, наблюдается нижняя песчано-глинистая карбонатно-фосфоритовая плита, а в разрезе по р. Унге отсутствует нижний конкреционный слой. Средний волжский подъярус волжского яруса в Кинешемском и Ужинском Поволжье не содержит фосфоритовых слоев. В западной части Рыбинского фосфоритоносного района развиты фосфоритовые слои среднего волжского подъяруса. В юго-восточной части к югу от г. Рыбинска из разреза выпадают все фосфоритовые слои, кроме фосфоритовых слоев верхнего волжского подъяруса, которые здесь представлены более мощным слоем и с большей сгруженностью конкреций.

3. Отмечается литолого-фациальная изменчивость волжских фосфоритоносных отложений по площади их развития. Так, на территории центральных районов преобладает песчаный и песчано-глинистый состав пород. На территории Верхнего Поволжья к югу от Рыбинского водохранилища фосфоритоносные разрезы сложены крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками и песками. В Ужинском Поволжье преобладают более тонкие алевроитовые, алевроит-глинистые и карбонатные осадки, а в Кинешемском Поволжье – в основном глинисто-песчаные, значительно ожелезненные и менее карбонатные. Непостоянство строения разреза, т.е. присутствие одних слоев и выпадение других в разрезе волжского яруса, частично обусловлено изменением фаций и наличием размывов в волжское время.

4. Фосфоритоносные отложения берриасского и валанжинского ярусов распространены меньше, чем волжского. Фосфориты берриасского яруса наблюдаются в основном на юго-западе Подмосковья, на западе Рязанской обл. и на Кимовском и Бегицевском месторождениях в Тульской обл. Валанжинские отложения с фосфоритами встречаются главным образом на территории Рязанской и Владимирской обл. В берриасском ярусе развит в основном один фосфоритовый конкреционный или конкреционно-плитный слой, приуроченный к нижней части разреза, мощностью 0,1–1,0 м. В валанжинском ярусе в толще песков выделяются от одного до трех (редко больше) маломощных (0,1–0,5 м) фосфоритовых прослоев, не выдержанных по площади.

В отличие от песчано-глинистых кварц-глауконитовых пород волжского яруса, берриасские отложения более железистые, а валанжинские – существенно кварцевого состава. По направлению с юго-востока на северо-запад в берриасском ярусе кварц-глауконитовые песчано-глинистые фации замещаются железисто-оолитовыми и песчаниками и еще далее – кварцевыми песками.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ФОСФОРИТОВ

Проведенное нами в 1965–1969 гг. детальное изучение фосфоритовой толщи Егорьевского месторождения позволило дополнить существующие классификации фосфоритов для Русской платформы и Егорьевского месторождения А.Д. Энгельгардта [22], А.Д. Архангельского [1], Г.И. Бушинского [3, 4], Б.М. Гиммельфарба [7], В.А. Полянина [15], М.Х. Махлиной [13].

Предположенная нами классификация [18] составлена по минералогическому и гранулометрическому (нерастворимого остатка) признакам с учетом стратиграфической приуроченности конкреций в разрезе продуктивной толщи Егорьевского месторождения. Такой принцип классификации значительно облегчает изучение фосфоритов Егорьевского и других месторождений.

Проведенное в 1968–1973 гг. исследование вещественного состава фосфоритов волжского, берриасского и валанжинского ярусов на территории центральных районов и Верхнего Поволжья дало возможность дополнить предложенную нами в 1971 г. классификацию фосфоритов (таблица, см. вкл.).

Минералого-петрографическая и химическая характеристика фосфоритов и вмещающих их пород волжского яруса

Конкреции фосфоритов среднего волжского фосфоритового горизонта

фосфоритовый базальный горизонт представляет собой конгломератовидную породу, состоящую из различных по форме и составу конкреций фосфоритов и фосфатизированных ядер аммонитов. Вмещающие их породы – фосфатсодержащие глинистые кварц-глауконитовые пески.

В составе горизонта преобладают переотложенные конкреции из никележащих глинистых келловей-оксфордских толщ [2, 7].

Поверхность конкреций глянцевая, хорошо отшлифованная, цвет черный, размер больше 10 см, иногда они сложены более мелкими конкрециями, плотно сцементированными кварц-глауконитовым фосфатсодержащим песком. Это свидетельствует о неоднократности переотложений фосфоритовых конкреций.

Глинистый монофосфатный тип конкреций (фиг. 1, а, б, см. вкл.) макроскопически резко отличается от других типов. Это очень плотная, с раковистым изломом, скрытокристаллическая порода темно-серого, редко светло-серого цвета, содержащая 85–90% фосфатного вещества, которое неравномерно пропитано тонкодисперсным глинистым материалом и органическим веществом, что придает породе пятнистую желто-бурую и черную окраску. Структура фосфатного вещества в глинистом типе конкреций довольно разнообразна: скрыто-

кристаллическая, афанитовая до микрокристаллической, сгустковая, колломорфная, микрошаровидная. Конкреции содержат незначительную примесь неравномерно распределенного терригенного материала. Обломочный материал представлен остроугольными зернами кварца (3–8%), редкими обломками полевых шпатов, слюдами, акцессорными и глинистыми минералами. Нередко в конкрециях отмечаются обломки фосфоритов размером больше 2 мм. Помимо обломочных минералов, присутствуют мелкие округлые зерна глауконита (2–10%) светло-зеленого цвета, не затронутые процессами окисления. Конкреции фосфоритов иногда пиритизированы. Пирит обычно встречается в виде мельчайшей вкрапленности или в виде сажистых выделений по периферии обломков фосфоритов и зерен глауконита. Постоянно в конкрециях присутствует микрофауна, сложенная микрокристаллическим кальцитом и фосфатом. По данным гранулометрического анализа нерастворимого остатка (4,4–8,9%) фосфоритовых конкреций, в их составе преобладает пелит (41,6–68%), присутствуют алевроит (25–57%) и мелкозернистый песок (4,3–9,7%). В глинистом типе фосфоритовых конкреций содержится (в %):

P_2O_5	25,0–28,8	H_2O^-	0,80–4,12
Fe_2O_3	1,60–1,76	Na_2O	0,41–0,92
Al_2O_3	0,95–5,63	K_2O	0,38–0,47
TiO_2	До 0,11	SO_3	0,56–1,63
SiO_2	4,96–6,96	C_{org}	0,0–0,90
MgO	0,16–0,58	F	2,44–3,35
CaO	42,55–45,59	CO_2	5,18–6,0
H_2O^+	0,0–5,4		

Алевритовый кварц-глауконитовый тип конкреций фосфоритов более широко распространен, чем предыдущий. Конкреции также в значительной мере сложены изотропным скрытокристаллическим (70–80%) фосфатом, пропитывающим микропелитовый глинистый материал и органическое вещество с участками, неравномерно окрашенными в светло-серые и желто-бурые цвета (см. фиг. 1, б). Обломочный материал представлен остроугольными обломками кварца и редкими зернами полевых шпатов, чешуйками слюд, глинистыми минералами и обломками фосфоритов. По сравнению с монофосфатным типом в конкрециях данного типа несколько больше кварца (5–15%) и глауконита (7–15%). Размер зерен глауконита 0,05–0,1 мм. Структура фосфоритов данного типа алевроитовая, редко участками алевропсаммитовая. В гранулометрическом составе нерастворимого остатка (8–12%) конкреций преобладает фракция алевроитового состава (до 68%), увеличивается содержание мелкозернистой песчаной фракции, а пелитовой – несколько снижается. Хими-

ческий состав этого типа конкреций следующий (в %):

P_2O_5	23,0-24,0	Na_2O	0,30-0,61
Fe_2O_3	1,61-1,80	K_2O	0,47-0,65
Al_2O_3	4,66-6,06	SO_3	0,83-1,18
TiO_2	0,10-0,17	$C_{орг}$	1,20-1,40
SiO_2	10,36-10,94	CO_2	5,30
MgO	0,38	F	2,74-3,09
CaO	39,15-40,70	H_2O	4,27

Песчаный, мелкозернистый кварц-глауконитовый тип конкреций фосфоритов (см. фиг. 1, *в*) характеризуется таким же минеральным составом, как и конкреции двух первых типов. Цементирующее вещество - фосфат (60-70%), представленный изотропной скрытокристаллической разностью, в меньшей мере мелкозернистой. В нем до 15-20% увеличивается содержание глауконита и до 15% - обломочного материала. Обломочный материал распределен в породе неравномерно, представлен он полуугловатыми и остроугольными зернами кварца, редкими зернами полевых шпатов, мелкими чешуйками слюд, обломками фосфоритов. Отмечаются глинистые и акцессорные минералы. Структура породы алевропсаммитовая, участками псаммитовая, чаще всего смешанная. По данным гранулометрического анализа нерастворимого остатка (30-40%), в данном типе конкреций преобладает тонкопесчаная фракция (41-68%), присутствуют алевроитовая (24-30%) и пелитовая (2-8%). Содержание компонентов следующее (в %):

P_2O_5	19-21	K_2O	0,78-0,96
Fe_2O_3	3,68	SO_3	0,75-1,35
Al_2O_3	4,91-5,50	$C_{орг}$	0,90-1,02
TiO_2	До 0,17	CO_2	5,25
SiO_2	14,72-19,04	F	2,44-2,67
MgO	0,54	H_2O^+	4,40
CaO	36,20-33,35	H_2O^-	1,28-1,60
Na_2O	0,35-0,50		

Рассмотренные выше типы конкреций фосфоритов переотложены из нижележащих глинистых келловей-оксфорд-киммериджских пород. Они встречаются в основном на территории Егорьевского месторождения, в меньшей мере - на площади центральных районов и Верхнего Поволжья.

Песчаный мелкозернистый глауконитовый тип конкреций фосфоритов (см. фиг. 1, *г*) макроскопически от описанных выше отлича-

ется меньшей плотностью и шероховатой поверхностью. Размер конкреций 5–10 см, иногда больше. Вероятно, фосфоритовые конкреции данного типа, в отличие от трех описанных выше, образовались в волжское время. Количество фосфатного вещества несколько снижается (40–70%). Преобладает его скрытокристаллическая разность, образующая базальный тип цемента. Увеличивается роль радиально-лучистого и микрозернистого фосфата. Из нефосфатных минералов преобладает глауконит (25–35%). Размер зерен его 0,1–0,3 мм, форма в основном округлая, окраска от светло- до темно-зеленой. Кроме того, в породе встречается микрокристаллический пирит, который часто образует скопления между зернами кварца и глауконита. Обломочный материал представлен в основном полуугловатыми зернами кварца (10–15%), обломками полевых шпатов (3–5%), чешуйками слюд (2–3%), глинистыми минералами и обломками фосфоритов (2–3%). Отмечаются редкие зерна акцессорных минералов. В породе встречается микрофауна в виде единичных форм и скоплений. Структура породы псаммитовая, участками алевропсаммитовая. В гранулометрическом составе нерастворимого остатка (33–60%) присутствуют мелкозернистая песчаная (73–87%), алевритовая (8–18%) и пелитовая (5–8%) фракции.

В этом типе конкреций содержится (в %):

P_2O_5	17,5–20,0	K_2O	2,50
Fe_2O_3	4,63	SO_3	0,61
Al_2O_3	5,68	$C_{орг}$	0,50
SiO_2	23,86	CO_2	3,80
CaO	29,7	F	2,02

Песчаный мелкозернистый глауконитовый тип конкреций фосфоритов наиболее широко развит в краевых частях Егорьевского месторождения и за его пределами на территории Подмосковья и в бассейне р.Оки (г.Рязань).

Кварц-глауконитовые пески, вмещающие конкреции фосфоритов в средневолжском фосфоритовом горизонте, мелкозернистые, глинистые, темно-зеленого цвета. Пески состоят в основном из глауконита, размер его зерен 0,1–0,2 мм, редко больше. Зерна глауконита в центре окрашены в светло-зеленый цвет, по периферии – в густо-зеленовато-синий. Они часто разбиты трещинками, как правило, заполненными пылеватым, микрокристаллическим пиритом. Содержание глауконита в породе 35–55%. Обломочная часть породы представлена в основном полуугловатыми, иногда остроугольными зернами кварца (35–55%), полевыми шпатами (1,5–5%), обломками фосфоритов и мелкими чешуйками слюд. Размер обломков 0,01–0,25 мм. Отмечаются акцессорные минералы. Более плотные (глинистые) разности кварц-глауконитовых песков имеют псаммитовую и алевропсаммитовую структуру.

Цемент – глинисто-песчаный фосфатсодержащий материал, обычно

сильно пропитанный органическим веществом. Для него характерно обилие мелких кристалликов пирита, нередко образующего также скопления между зернами кварца и глауконита. Тип цемента смешанный, участками базальный, поровый, редко крустификационный. По данным гранулометрического анализа нерастворимого остатка (63–81%) песков, доля алевритовой фракции 23–56%, песчаной – 27–44%, глинистой – 11–29%. Содержание компонентов следующее (в %):

P_2O_5	3,6–5,0	K_2O	3,00–5,15
Fe_2O_3	9,10–13,4	SO_3	0,61–0,96
Al_2O_3	8,03–9,30	$C_{орг}$	0,58–0,90
SiO_2	43,20–49,50	CO_2	1,60–2,30
MgO	1,57	F	0,69–1,03
CaO	6,50–10,90	H_2O^+	4,70–5,35
Na_2O	0,20	H_2O^-	2,94–3,28

Кварц–глауконитовые пески, разделяющие нижний и верхний продуктивные фосфоритовые слои в волжской толще, широко развиты на площади Егорьевского месторождения и за его пределами, на территории Подмосковья и в меньшей мере Рязанской обл. Описываемые пески мелко- и среднезернистые, темно-зеленые, с редкими линзами светло-зеленых. Они сложены в основном глауконитом (33–65%) и кварцем (35–40%). Глауконит представлен округлыми и округло-неправильными зернами размером 0,06–0,5 мм. В незначительном количестве наблюдаются пирит и сидерит. Зерна кварца размером 0,01–1–0,2 мм, полуокатаны, с волнистым угасанием, довольно чистые. В незначительном количестве (2–5%) отмечаются слабо серицитизированные полевые шпаты, чешуйки биотита, мусковита, обломки фосфоритов (размером до 3 мм) и кварцита. Встречаются единичные зерна акцессорных минералов. Отдельные участки обогащены микрофауной. Для плотных разностей кварц–глауконитовых песков характерна в основном псаммитовая структура, редко алевропсаммитовая. Тип цемента обычно крустификационный, иногда поровый; представлен изотропным фосфатом. По данным гранулометрического анализа нерастворимого остатка (75,5–85,4%), кварц–глауконитовые пески сложены в основном песчаной (48,0–63%), значительно меньше – алевритовой (17,3–27%) и пелитовой (7,6–20,8%) фракциями. Содержание компонентов следующее (в %):

P_2O_5	3,5–8,0	SO_3	0,30
Fe_2O_3	10,20–17,20	$C_{орг}$	0,70–0,90
Al_2O_3	7,20–8,40	CO_2	0,30–0,40
SiO_2	42,82–54,20	F	0,40–0,46
K_2O	4,65		

В волжских отложениях среднего волжского подъяруса на территории Ярославской обл. (разрез у с. Глебово) развит песчаный среднезернистый существенно кварцевый тип фосфоритов (см. фиг. 1, d). Содержание фосфата в этом типе конкреций незначительное (5–25%). Он образует в основном крустификационный тип цемента, редко базальный и поровый. Доминирующая роль в составе конкреций принадлежит кварцу (55–75%). В незначительном количестве присутствуют мелкие зерна глауконита (до 5–15%), гидроокислы железа; встречается микрофауна. Структура породы псаммитовая. В гранулометрическом составе нерастворимого остатка (71–95%) конкреций преобладает (55–58%) среднезернистая песчаная фракция, крупнозернистый песок присутствует в количестве 8,1–14,71%, мелкозернистый – 21–32, алеврит – 0,68–2,0, пелит – 3–15%. Содержание компонентов следующее (в %): P_2O_5 – 5,05–9,0; Al_2O_3 – 1,40–1,60; Fe_2O_3 – 2,72–3,66; SiO_2 – 66,0; CO_2 – 0,86–1,53; MgO – 0,14–0,49; SO_3 – 0,08–0,24.

Конкреции фосфоритов верхневолжского горизонта

Верхневолжский фосфоритовый горизонт представлен конкрециями фосфоритов и большим количеством ядер фосфатизированной фауны. Они нередко плотно сцементированы в плите. Форма конкреций округло-неправильная, размер 0,2–7 см, поверхность шероховатая, иногда слабо окатанная, что свидетельствует о незначительном их перемещении от места образования.

В верхневолжском фосфоритовом горизонте, развитом на территории центральных районов, выделяются песчаные, мелкозернистые, в основном кварц-глауконитовые, редко кварц-глауконит-сидеритовые типы конкреций.

Для песчаных мелкозернистых кварц-глауконит-сидеритовых конкреций, по сравнению с кварц-глауконитовыми, характерно присутствие 5–15% сидерита. В составе конкреций этих типов наблюдается изотропный скрытокристаллический и радиально-лучистый фосфат (40–80%), образующий цемент базального, порового и крустификационного типов. Обломочные минералы представлены кварцем (7–25%), размер зерен которого 0,01–0,25 мм, крупными обломками (обычно больше 2–3 мм) фосфоритовых пород (до 15,0%), редкими зернами полевых шпатов (2–5%), слюдами (6–7%). Довольно часто встречаются акцессорные минералы. Содержание обломочного материала в данных типах фосфоритовых конкреций колеблется от 20 до 35%.

Из нефосфатных минералов наиболее распространен глауконит (10–25%), который, по-видимому, частично переотложен. Некоторые его зерна изменены процессами выветривания. Присутствует мелкокристаллический пирит. Нередко встречаются участки с большим содержанием фосфатизированной микрофауны, представленной спи-

кулами губок, реже радиоляриями, копролитами, иглами ежей, по которым микрокристаллический фосфат II генерации образует крустификационный тип цемента. Структура породы псаммитовая, алевропсаммитовая. Изотропный фосфат пропитан органическим веществом, красно-бурыми гидроокислами железа и глинистым тонкодисперсным материалом. В нерастворимом остатке (17-60%) преобладает песчаная фракция (51-83%), алевроитовая достигает 26%, а пелитовая - 11-19%.

Содержание компонентов следующее (в %):

P_2O_5	18-23	K_2O	0,51-1,25
Fe_2O_3	3,75-5,46	SO_3	0,78-1,43
Al_2O_3	2,31-6,17	$C_{орг}$	0,60-0,75
TiO_2	0,20	CO_2	3,80-4,70
SiO_2	15,12-23,50	F	2,32-2,68
MgO	0,56-0,72	H_2O^+	4,02-5,08
CaO	28,70-36,90	H_2O^-	1,28-1,68
Na_2O	0,30		

Минеральный состав вмещающих пород верхневолжского продуктивного горизонта аналогичен составу конкреций фосфоритов, с той лишь разницей, что цементирующее вещество в них - глинистая фосфатсодержащая неравномерно окрашенная масса буровато-желтого и буровато-зеленого цветов. Глинистое вещество иногда пропитано гелевидным глауконитом, который окрашивает его в зеленоватый цвет. Содержание обломочного материала 10-15%; глауконита - до 20%, встречаются железистые оолиты. Структура породы смешанная. Тип цемента базальный, участками поровый. Обломки пород, зерна глауконита обычно обрастают тонкой каемочкой, сложенной микрокристаллическим фосфатом. На Северском месторождении глауконит и обломочные зерна чаще обволакиваются 1-2 конценрами, сложенными фосфатным веществом. Участками в породе, как и в фосфоритовых конкрециях, отмечается скопление микрофауны. По данным гранулометрического анализа нерастворимого остатка (40-99%), в глинисто-песчаных породах содержатся среднезернистый (1,4-8,2%) и мелкозернистый песок (24-63%), алевроит (14-27%), пелит (19-59%). Химический состав пород следующий (в %): P_2O_5 - 6,0-12,0; Fe_2O_3 - 12,80-18,20; Al_2O_3 - 4,61-8,00; CO_2 - 1,36-5,37.

Результаты гранулометрического анализа пород и руд¹ продуктивной толщи показали глинисто-песчаный состав фосфоритовых руд

¹ К фосфоритовым рудам на рассматриваемой территории относятся породы фосфоритовых слоев с содержанием P_2O_5 не менее 5%.

нижней и верхней частей продуктивной толщи и мелкозернистый песчаный состав кварц-глауконитовых песков средней части толщи. Наблюдающиеся в нерастворимом остатке пород продуктивной фосфоритовой толщи колебания содержаний пелита, алевроита и мелкозернистого песка связаны с неоднократными перебивками фосфоритовых осадков и свидетельствуют о накоплении их в условиях переменного и, видимо, активного гидродинамического режима.

В районах Верхнего Поволжья в верхнем волжском подъярусе волжского яруса выделены следующие типы конкреций фосфоритов. В разрезах, расположенных ниже г. Рыбинска (р. Черемуха), в нижнем конкреционном слое верхнего волжского подъяруса отмечаются песчаные мелкозернистые (с примесью среднезернистого песка) конкреции фосфоритов кварц-глауконитового и кварц-глауконит-железисто-оолитового типов. Они сложены фосфатным веществом (45-65%), которое образует базальный, поровый и кристификационный типы цемента. Из нефосфатных минералов присутствуют глауконит (5-10%), кварц (5-35%), полевые шпаты (1-3%), слюды, а в кварц-глауконит-железисто-оолитовом типе - гидрогетит-глауконитовые оолиты (10-15%). Наблюдаются остатки микрофауны. Структура пород псаммитовая, участками алевропсаммитовая. По данным гранулометрического анализа, в составе нерастворимого остатка (39-49%) конкреций содержатся мелкозернистая песчаная (40-74,5%), среднезернистая песчаная (1,6-9%), алевроитовая и пелитовая (3-12%) фракции. Гранулометрический состав пород, включающих конкреции фосфоритов, аналогичен. Химический состав конкреций этих типов следующий (в %): P_2O_5 - 21; Al_2O_3 - 2,40; Fe_2O_3 (раств.) - 4,18; Fe_2O_3 (общ.) - 4,02; CaO - 34,56; MgO - 0,20; SiO_2 - 26,80; CO_2 - 3,80.

В разрезе по р. Унже (с. Огарково), в отличие от других районов Верхнего Поволжья, в нижнем конкреционном слое верхневолжского подъяруса выделяется песчаный мелкозернистый глауконитовый тип фосфоритов (фиг. 2, а, см. вкл.). Количество глауконита в этом типе конкреций достигает 45-65%. Химический состав фосфоритов данного типа (в %): P_2O_5 - 11,0-19,00; Al_2O_3 - 6,16-8,10; Fe_2O_3 (общ.) - 7,54-12,18; SiO_2 - 27,12-36,46; CO_2 - 2,25-13,87.

На остальной территории Верхнего Поволжья в верхнем волжском подъярусе волжского яруса в нижнем конкреционном слое наблюдаются в основном алевроитовый (см. фиг. 2, б), глинисто-алевритовый и глинистый (см. фиг. 2, в), кварц-глауконитовый и кварц-глауконит-карбонатный (кальцит, сидерит) типы конкреций фосфоритов.

В кварц-глауконит-карбонатном типе присутствует карбонат (10-30%). В составе фосфоритов этих типов фосфат - основной породообразующий минерал (60-90%). Он образует чаще всего базальный тип цемента, в меньшей мере присутствуют микрозернистый и радиально-лучистый фосфат. Встречаются глауконит (2-20%), кварц (3-35%), полевые шпаты (1,7%), слюды (2-5%), глинистые минералы, пирит, единичные зерна акцессорных минералов. Характерно присутствие микрофауны. Структура породы в основном алеври-

товая, участками алевропелитовая и алевропсаммитовая. Гранулометрический состав конкреций фосфоритов этих типов отличается от описанных выше значительным содержанием в их нерастворимом остатке (4–45%) алевритовой (до 77%) и пелитовой фракций (28–86%) и малым – мелкозернистой песчаной (1,5–9%). Химический состав конкреций следующий (в %): P_2O_5 – 18,0–32,0; Al_2O_3 – 12,54; Fe_2O_3 (общ.) – 1,57–12,37; Fe_2O_3 (раств.) – 2,13–6,23; SiO_2 – 2,50–26,0; CO_2 – 1,40–11,60; SO_3 – 0,42.

В кварц-глауконитовых песках, разделяющих нижний и верхний фосфоритовые слои, как и в фосфоритах, преобладает алеврит (37–76%), содержится 9–56% пелита, 14–37% мелкозернистого, 1–2% среднезернистого песка.

В верхней части разреза верхнего волжского подъяруса на территории Унжинского и Кинешемского Поволжья, в отличие от нижнего конкреционного слоя, фосфориты образуют карбонатную, фосфат-содержащую породу типа плотной плиты. Фосфоритовая плита хорошо наблюдается в разрезах по рекам Унже и Нее. В разрезах по р. Нее фосфоритовая плита характерна также и для нижней части разреза. В минеральном составе карбонатно-фосфоритовых плит преобладают фосфат (от 5–10 до 40–70%) и кальцит (10–70%) (см. фиг. 2, в). В породе они распределены крайне неравномерно и образуют базальный, поровый и кристификационный типы цемента. Редко кальцит встречается в виде оолитов и в ядрах глауконитовых зерен. В породе содержится 16–50% глауконита, в основном окисленного, 4–40% кварца. Железистые оолиты гидрогетитового и гидрогетит-глауконитового состава (см. фиг. 2, б) присутствуют в небольшом количестве (до 16%). Встречаются полевые шпаты, слюды, пирит, в единичных случаях – аксессуарные минералы. Наблюдается микрофауна.

Структура породы алевритовая и алевропсаммитовая. Текстура массивная. В нерастворимом остатке (27–55%) фосфоритовых плит больше алеврита (14–54%) и пелита (20–33%) по сравнению с песчаными фракциями. Во всех изученных глинисто-песчаных и глинисто-алевоитовых карбонатно-фосфоритовых плитах содержится (в %): P_2O_5 – 0,38–24,0; Al_2O_3 – 4,18–7,62; Fe_2O_3 (общ.) – 8,0–14,75; Fe_2O_3 (раств.) – 0,55–12,05; CaO – до 23,54; MgO – 0,16–1,90; SiO_2 – 14,40–28,80; CO_2 – 3,9–9,20 (редко 18,75); SO_3 – 0,32–0,43.

Минералого-петрографическая и химическая характеристика фосфоритов и вмещающих их пород берниасского и валанжинского ярусов

Глинисто-песчаный и глинисто-алевоитовый кварц-глауконит-железисто-оолитовый типы конкреций фосфоритов характерны для рязанского горизонта берниасского яруса. Конкрекции мелко- и среднезернистого строения, окрашены в ржаво-бурый цвет, размер их 3, редко 5–7 см. По сравнению с волжским они менее плотные. Сло-

жены фосфатным веществом (40–70%), которое образует базальный, поровый и крустификационный типы цемента. Фосфат по сравнению с фосфатным веществом из волжских фосфоритов более загрязнен глинистым материалом, органическим веществом и гидроокислами железа и окрашен в желто-бурый, почти черный цвет. Второй пороодообразующий минерал фосфоритов и вмещающих их пород – глауконит (10–20%) – сильно изменен, а иногда полностью замещен красно-бурыми гидроокислами железа. Характерно наличие железистых оолитов (10–20% и более).

Обломочный материал представлен зернами кварца (9–12%, редко больше), полевых шпатов (1–3%), чешуйками слюд и значительным количеством обломков фосфоритов, размер которых намного превышает размер других минеральных обломков и зерен глауконита. В поперечнике они достигают иногда 0,3 мм и более, чем и объясняется нередко среднезернистое строение конкреций фосфоритов. Часто отмечаются зерна акцессорных минералов.

Основные пороодообразующие минералы распределены неравномерно. Они чаще всего образуют скопления, цемент в таких участках поровый и курстификационный, представленный мелкокристаллическим, более поздним фосфатом. В участках с небольшим содержанием зерен кварца, глауконита и железистых оолитов цемент базального типа, сложенный изотропным фосфатом. Структура породы алевритовая и алевропсаммитовая.

Фосфориты рязанского горизонта в районах Шелуховского, Ижеславского, Кимовского и других месторождений по гранулометрическому составу близки: преобладает мелкозернистый песок (35–50%), алеврита несколько меньше – 16,85–24%, пелита 23,13–28%. В фосфоритовых рудах Егорьевского месторождения заметно больше пелита (48–55%), значительно меньше мелкозернистого песка (8–15%), алеврита примерно такое же количество (24–29%). В районе с. Большое Свистово Рязанской обл. нами изучен гранулометрический состав слабо фосфатизированных ожелезненных пород из слоя, являющегося аналогом фосфоритового рязанского горизонта. В этих породах наблюдается высокое содержание среднезернистого песка (11–31%) и небольшое – алеврита и пелита, в отличие от других районов.

Следовательно, на основе полученных данных гранулометрического состава фосфоритовых руд и пород намечается приуроченность более богатых руд к отложениям с более тонкозернистой структурой, где преобладает пелитовая фракция (Егорьевское месторождение). Слабо фосфатизированные породы (с. Большое Свистово) приурочены к среднезернистым пескам. Низкое качество (8–12% P_2O_5) руд связано с увеличением в их составе мелкозернистого песка.

Кроме гранулометрического исследования фосфоритовых руд, нами изучен гранулометрический состав конкреций фосфоритов из рязанского горизонта в районе Егорьевского месторождения. По данным гранулометрического анализа, в них преобладают пелитовая (30–48,5%) и алевритовая (40%) фракции, а на песчаную прихо-

дится 26–27%. Минеральный нерастворимый остаток составляет в них 20–25%, в редких случаях больше. Химический состав их (в %): P_2O_5 – 16–20; Al_2O_3 – 7,0–9,0; Fe_2O_3 – 6,0–16,9; CO_2 – 3,2–4,0; SiO_2 – 13,4–20,2. При сравнении гранулометрических составов конкреций фосфоритов и вмещающих их пород привлекает внимание их сходство, что свидетельствует об образовании конкреций фосфоритов на месте или о незначительном их перемещении.

Глинисто-песчаные железистые породы рязанского продуктивного горизонта, вмещающие конкреции фосфоритов, по минеральному составу аналогичны фосфоритам, но цементирующим веществом в них является глинистая, фосфатсодержащая, неравномерно окрашенная масса буровато-желтого и буровато-зеленого, иногда черного цветов. Содержание обломочного материала 5–12%, глауконита – до 20%, железистых оолитов – 10–25% и больше. Структура породы псаммитовая и алевропсаммитовая. Тип цемента базальный, участками поровый. Обломки пород, зерна глауконита и железистые оолиты обычно обрастают тонкой каемкой, сложенной микрокристаллическим бесцветным фосфатом, или фосфат образует концентры (1–5 и больше) вокруг зерен. Участками в породе, как и в фосфоритах, отмечается скопление микрофауны. Химический состав анализируемых пород следующий (в %): P_2O_5 – 2,23–4,25; Fe_2O_3 – 13,37–20,25; Al_2O_3 – 13,49–17,16; CO_2 – 0,68–0,91.

По литологическому составу фосфоритоносные отложения валанжинского яруса отличаются от глинисто-песчаных отложений рязанского горизонта берриасского яруса. Они представлены обычно среднезернистыми кварцевыми песками с небольшим содержанием зерен глауконита и фосфата. Кварцевые пески вмещают конкреции фосфоритов. Конкреции с поверхности выветрелые, светло-серого цвета, внутренняя часть окрашена в темно-серый цвет. Форма конкреций округло-неправильная, часто на их поверхности наблюдаются наросты; поверхность их шероховатая. Размер конкреций чаще всего 7–10, но нередко 15–20 см.

Конкреции фосфоритов валанжинского горизонта относятся к одному петрографическому типу. По гранулометрическому составу они среднезернистые, по минеральному – кварцевые.

Таким образом, минералого-петрографические и химические исследования позволили установить особенности вещественного состава фосфоритоносных отложений на исследуемой территории (см. таблицу).

Впервые проведенное детальное гранулометрическое исследование фосфоритов и вмещающих их пород на территории центральных районов выявило ритмичное изменение гранулометрического состава пород продуктивной толщи снизу вверх по разрезам, выражающееся в приуроченности фосфоритов к глинисто-песчаным породам, кварц-глауконитовым пескам – к мелкозернистым песчаным породам. Гранулометрические составы конкреций волжских фосфоритов и вмещающих их кварц-глауконитовых пород (за исключением переотложенных из келловей-оксфордских толщ) близки, следовательно, фосфориты

образовались на месте или перемешались незначительно. Колебания в фосфоритоносных отложениях содержаний пелита, алевроита, мелко- и среднезернистого песка указывают на формирование фосфоритоносных осадков в обстановке переменного гидродинамического режима.

Глинисто-песчаный и алевроитовый состав волжских отложений свидетельствует о накоплении их в бассейне небольших глубин. Образование фосфоритоносных осадков верхнего волжского подъяруса в районе Кинешемско-Унжинского Поволжья происходило в более глубоководной зоне. В гранулометрическом составе фосфоритов рязанского слоя берриасского яруса преобладают пелитовые и алевроитовые фракции, в фосфоритах валанжинского яруса — фракции мелко- и среднезернистого песка, что свидетельствует о накоплении фосфоритов в валанжинское время в более мелководных условиях по отношению к берриасскому и волжскому.

Сравнительный анализ химических исследований показал, что максимальная концентрация P_2O_5 (20,0–32,0%) связана с конкрециями фосфоритов, слагающих фосфоритовые продуктивные горизонты в волжском ярусе. Наиболее высокое содержание P_2O_5 характерно для глинистого и алевроитового типов конкреций, меньше P_2O_5 в песчаном (мелкозернистом) типе. Минимальное его количество отмечается в песчаном (среднезернистом) типе. В конкрециях фосфоритов песчаного типа снижается содержание P_2O_5 , CO_2 , F, возрастает количество SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO, K_2O вследствие увеличения в их составе глауконита, кварца, гидроокислов железа и карбоната. В конкрециях фосфоритов содержится небольшое количество вредных примесей.

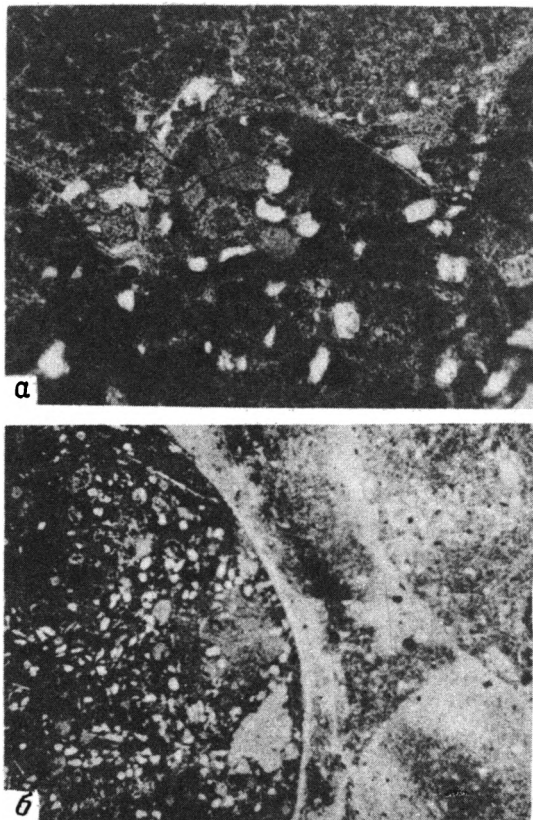
В составе фосфоритов рязанского слоя, в отличие от волжских и валанжинских, отмечается больше Fe_2O_3 (8,43–15,05%), P_2O_5 (9,66–14,50%), Al_2O_3 (6,4–8,5%), CO_2 (1,4–2,1%).

По химическому составу фосфориты валанжинского яруса относятся к более бедным (3,95–10,48% P_2O_5).

Таким образом, выявленные типы фосфоритов, их гранулометрический, минералого-петрографический, химический состав, а также распределение на исследуемой территории могут быть в дальнейшем использованы при оценке возможностей использования конкреционных фосфоритов для производства не только фосфоритовой муки, но и легкорастворимых минеральных удобрений — суперфосфатов.

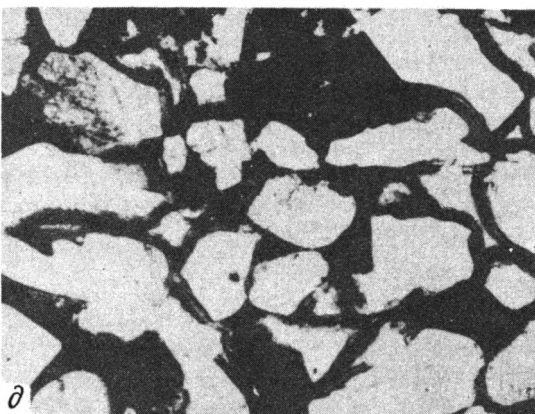
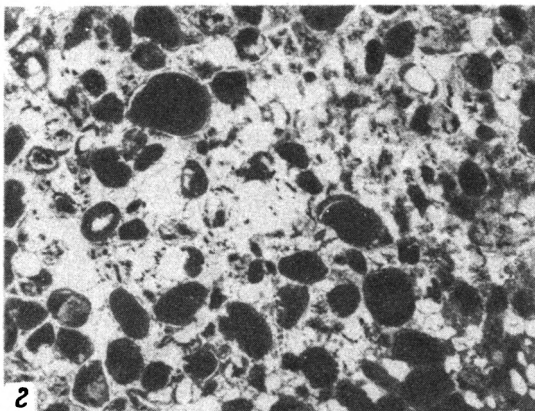
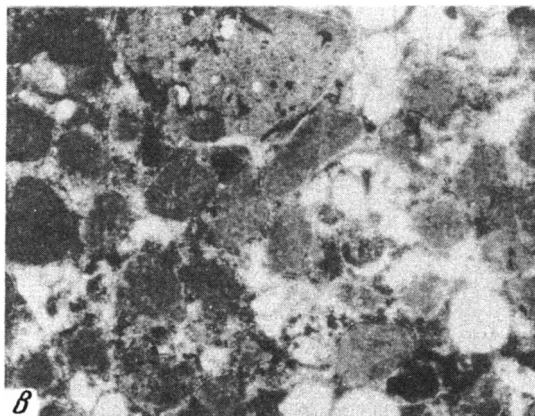
ПЕРСПЕКТИВЫ ФОСФОРИТОНОСНОСТИ ИССЛЕДУЕМОГО РАЙОНА

Проведенный анализ и обобщение имеющегося материала позволяют дать оценку перспектив фосфоритоносности исследуемой территории. Наиболее благоприятные интервалы времени, в течение которых шло интенсивное образование фосфоритов, относятся к волжскому ярусу верхней юры. Менее интенсивное фосфатонакопление происходило в валанжинское и берриасское время. В связи с размывами фосфори-

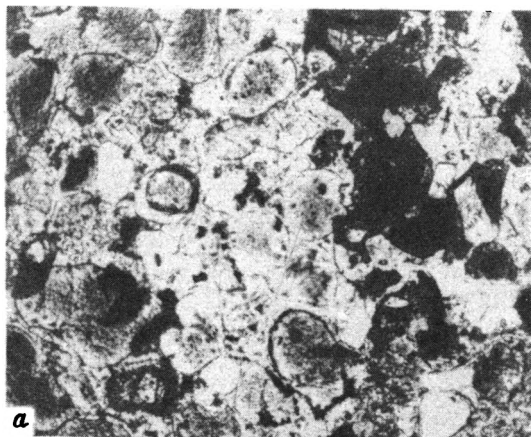


фиг. 1. Типы конкреций фосфоритов среднего волжского подъяруса
(*a*–*г* – увел. 45, *д* – увел. 72, без анализатора)

a – неровный контакт фосфоритовых конкреций песчаного и глинистого типов, шл. 893ж; *б* – контакт фосфоритовых конкреций глинистого и алевритового типов, шл. 1140 л; *в* – фосфорит песчаный, кварц-глауконитовый, с обломками фосфорита, шл. 58ж; *г* – мелкозернистый глауконитовый, шл. 949; *д* – песчаный среднезернистый, шл. 93ж

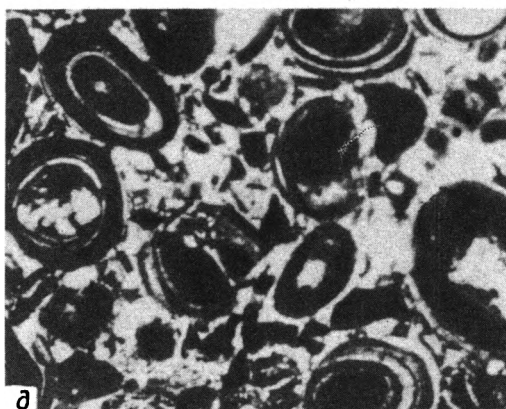
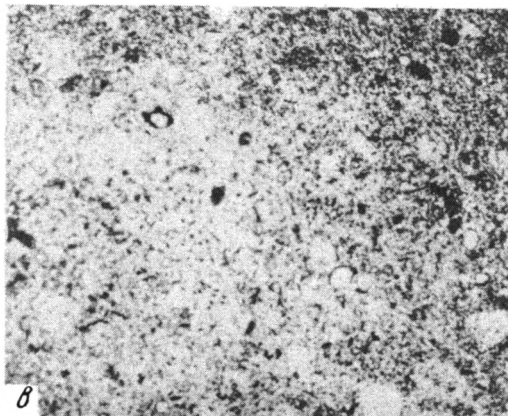


Фиг. 1 (окончание)



Фиг. 2. Типы конкреций фосфоритов верхнего волжского подъяруса (увел. 72, *а-в, д* - николи скрешены, *г* - без анализатора)

а - песчаный (мелкозернистый) глауконитовый, шл. 80а; *б* - алевритовый кварц-глауконитовый, шл. 266а; *в* - глинистый кварц-глауконитовый, шл. 63г; *г* - плитный (песчаный) кварц-глауконит-карбонатный, шл. 84; *д* - плитный (песчаный) карбонатный с железистыми оолитами, шл. 57



Фиг. 2 (окончание)

тоносных отложений на исследуемой территории они повсеместного распространения не имеют. Кроме того, из разрезов часто выпадают отдельные слои, и фосфоритовые отложения представлены неполными разрезами.

В пределах Подмосковья наиболее перспективны на фосфориты отложения волжского яруса верхней юры. К ним приурочены промышленные скопления фосфоритов в районе Егорьевского месторождения, где наиболее полно представлен разрез фосфоритовой толщи. За пределами Егорьевского месторождения, на правых берегах рек Оки и Москвы, разрез фосфоритоносной толщи сокращается до 1–2 м, т.е. резко уменьшается мощность межпластовых песков и верхнего фосфоритового слоя, содержание P_2O_5 в толще больше 7%. Здесь расположены наиболее перспективные площади на территории Подмосковья. В целом на территории Подмосковья (исключая Егорьевское месторождение) фосфоритовые залежи распространены неравномерно, для них характерны довольно резкие колебания мощности фосфоритовой толщи, а также изменение продуктивности и качества фосфоритовых руд.

На составленной нами карте фосфоритоносности (фиг. 3, см. вкл.) мезозойских отложений в масштабе 1:2 500 000 показаны границы распространения волжских фосфоритоносных отложений: верхней юры и бериасских и валанжинских – нижнего мела.

На карте выделены: 1) промышленные месторождения фосфоритов; 2) небольшие месторождения фосфоритов (запасы которых в последние годы сняты с баланса); 3) мелкие месторождения фосфоритов (запасы которых не учтены балансом) и фосфоритоносные площади. Последние выделены для дальнейшего изучения с целью выявления перспективных участков для промышленного использования.

К первой группе (наиболее перспективным фосфоритовым площадям) относятся фосфоритоносные площади со значительными прогнозными запасами. Они расположены в непосредственной близости с запада и северо-запада от промышленного Егорьевского месторождения. К ним относятся площади: севернее и восточнее г. Раменское, юго-западнее г. Бронницы (включающие мелкие месторождения: Бронницкое, Колоколовское, Борщевское), площади на водоразделе рек Северки и Городенки (с Нефедьевским месторождением), районы Жилево – Воскресенск.

На севере и северо-западе от Егорьевского месторождения выделены площади в районе Донино, Гжель, Плаксино, Анциферово, Шабаново и Аверкиеве и на водоразделе рек Москвы и Нерской. На этой территории расположены Юрово-Бисеровский, Марьинский и Виноградовский участки. Во всех перечисленных районах продуктивная фосфоритовая толща чаще всего представлена двумя фосфоритовыми слоями и содержит более 7% P_2O_5 , а в фосфоритовых рудах из нижнего и верхнего горизонтов толщи присутствует в среднем 10–12% P_2O_5 .

Ко второй группе перспективных площадей относятся участки фосфоритоносных отложений, выявленные в непосредственной близос-

ти от выделенных выше наиболее перспективных площадей, но более удаленные от Егорьевского месторождения. Сюда входят районы окрестностей городов Подольска, Домодедово, Балашихи (от с. Ку-павка до пос. Железнодорожный), левобережье рек Пахры и Клязьмы, а также площади севернее г. Павловский Посад и площадь между Дулево, Куровской, городами Жуковский и Электросталь. В перечисленных районах наиболее широко развит нижний фосфоритовый слой. Верхний фосфоритовый слой нередко отсутствует или имеет незначительную мощность. Увеличиваются также мощность межпластовых пород и глубина залегания фосфоритовой толщи в целом.

Третью группу фосфоритоносных площадей (менее перспективных) составляют площади, расположенные на севере, западе и юге Подмосковья и наиболее удаленные от Егорьевского месторождения. Сюда включены окрестности г. Нарофоминска, Истры и Звенигорода, площади севернее г. Ногинска и юго-западнее и восточнее г. Каширы. В этих районах фосфоритоносные отложения слабо изучены, а за их границами площади развития волжских отложений отнесены к районам с неясными перспективами.

Несмотря на более интенсивное фосфатонакопление в волжское время, фосфориты в волжских отложениях в бассейне р. Оки (территория Рязанской обл.) и в районах Верхнего Поволжья не образуют крупных фосфоритовых месторождений. Это связано с размывом их на большей части упоминаемой территории; встречаются они лишь в виде небольших изолированных площадей и участков, иногда со сложной границей распространения. Мощность их небольшая (0,2–1,0 м, редко больше), залегание глубокое, в участках, не подвергнутых четвертичному размыву, фосфориты залегают на большой глубине. Сравнительно неглубоко залегают узкие (до 200 м) полосы фосфоритов вдоль берегов рек (Волги, Оки, Уньи, Неи).

На территории Рязанской обл. волжские фосфоритоносные отложения выходят в виде небольшой узкой полосы на правобережье Оки вблизи г. Рязани, где выявлены два небольших месторождения: Дядьковское и Кораблинское. Они практического интереса не представляют.

В пределах Ярославской обл. волжские фосфоритоносные отложения развиты в основном вдоль р. Волги и на площадях, с юга прилегающих к Рыбинскому водохранилищу. Фосфориты на большей части территории залегают в сложных горно-гидрогеологических условиях, что снижает их практическое значение. Фосфоритовые руды низкого качества, имеют небольшую мощность (0,30–0,63 м) и продуктивность; содержание P_2O_5 4,52 – 14,5%. Залегают фосфоритовые отложения под мощной толщей вскрышных пород (9,4 – 17,0 м). Фосфоритовые площади изолированы друг от друга. В наиболее благоприятных условиях волжские фосфоритовые отложения этого района залегают в долинах рек Черемухи, Волги, Сутки. В целом обследованная часть территории Ярославской обл. неперспективна на фосфориты.

На территории Костромской обл. фосфоритоносные отложения волжского яруса, согласно исследованиям П.П.Дрожжевой [8], как на территории Ярославской обл., распространены несовместно.

В результате геологопоисковых и геологоразведочных работ на водоразделе Унжи и Неи выделены две фосфоритоносные площади: Унжинская (южная) и Усть-Нейская, на которых выявлены и частично разведаны месторождения: Княжевское, Жемчуговское, Дешуковское, Тыкаловское, Власовское, Усть-Нейское, Огарковское и Андреевское. Только Андреевское фосфоритовое месторождение может представлять практический интерес. Фосфоритовый слой средней мощностью 0,60 м залегает под толщей перекрывающих его пород мощностью 7–8 м. Содержание P_2O_5 в фосфоритовых рудах в среднем 14,18%. Продуктивность руд 257–679 кг/м³. Перспектив на увеличение запасов фосфоритов на Андреевском месторождении нет, если ограничиваться вскрышей мощностью до 12,5 м. За счет фосфоритовых площадей со вскрышей 25–28 м месторождение может быть расширено в юго-восточном направлении.

В Ивановской обл., как и на территории Ярославской и Костромской обл., волжские фосфоритоносные отложения на больших площадях неравномерно, чаще глубоко размыты: фосфоритовые слои маломощны и характеризуются глубоким залеганием (10–42 м). На территории Ивановской обл., в основном в Кинешемском, Юрьевецком и Заволжском районах, выявлен ряд месторождений с содержанием P_2O_5 в фосфоритовых рудах 8,14–14,9%: Корючихинское, Талицкое, Латышихинское, Хлопотихинское, Хохломское, Решемское, Кистеговское, Солджское, Прокинское и Дорковское. Наиболее перспективное из выявленных месторождений – Дорковское, представляющее промышленный интерес и пригодное для открытой разработки. Месторождение выгодно расположено (между городами Кинешмой и Юрьевцем), имеет значительные запасы и довольно высокое содержание P_2O_5 (20,57–29,20%) в концентрате класса +0,5 мм. В исходной руде в среднем 10,17–11,33% P_2O_5 . Мощность вскрышных пород 2,78–9,71 м. Вблизи расположенные Корючихинское и Талицкое месторождения малоперспективны, но совместно с Дорковским они могут представлять практический интерес. Остальные месторождения относятся к мелким и самостоятельного значения не имеют.

Как показали минералого-петрографические и химические исследования, фосфориты волжского яруса данных районов по минеральному и химическому составу вполне пригодны для разработки на фосфоритовую муку.

Во Владимирской обл. выявлены небольшие запасы фосфоритов волжского – валанжинского возраста (районы городов Покровского, Собинки и с. Воютино и Дмитриевы Горы). К недостаточно изученным фосфоритоносным площадям относятся районы городов Кольчугино, Юрьева-Польского, Владимира и Гусь-Хрустального.

В пределах Рязанской и Тульской обл. фосфоритоносность, в отличие от Подмоскovie и районов Верхнего Поволжья, связана с от-

ложениями берриасского и валанжинского ярусов и прежде всего в тех районах, где валанжинский фосфоритовый слой непосредственно залегает на берриасском. Однако невысокое качество фосфоритов, сложные горно-технические условия их эксплуатации, небольшие площади, небольшой объем разведанных запасов и незначительные возможности увеличения их на территории Рязанской и Тульской обл. делают добычу фосфоритов в этих областях малоперспективной.

Как показал приведенный материал, исследуемая нами территория включает ряд перспективных площадей со значительными прогнозными запасами фосфоритов. Перспективные фосфоритовые площади на территории Рязанской и Тульской обл. связаны с берриасскими и в меньшей мере – с валанжинскими осадками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А.Д. Петрографические и химические типы русских фосфоритов. – В кн.: Фосфориты СССР. М.: Изд. Геолкома, 1927.
2. Бушинский Г.И. Петрография и некоторые вопросы генезиса егорьевских фосфоритов Московской области. – Бюл. МОИП. Геол., 1937, вып. 15, № 5.
3. Бушинский Г.И. О классификации фосфоритов. – ДАН СССР, 1945, вып. 47, № 2.
4. Бушинский Г.И. О минералогии и классификации фосфоритов в связи с использованием их в сельском хозяйстве. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 1.
5. Герасимов П.А. Верхний подъярус волжского яруса Центральной части Русской платформы. М.: Наука, 1969.
6. Герасимов П.А., Мигачев Е.Е. Юрские и меловые отложения Русской платформы. – В кн.: Очерки региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1962, вып. 5.
7. Гиммельфарб Б.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и генетическая классификация. М.: Недра, 1965.
8. Дрожжева П.П. Фосфоритовые отложения бассейнов рр. Унжи и Неи. 1931. – Тр. НИУ, 1934, вып. 115.
9. Зонов Н.Т. Геологический обзор юрских и меловых фосфоритовых отложений бассейна р. Волга от Мышкина до г. Рыбинска. – Тр. НИУИФ, 1934, вып. 119.
10. Зонов Н.Т. Геологическое строение юрских и нижнемеловых фосфоритовых отложений нижнего течения реки Москвы. – Тр. НИУИФ, 1938, вып. 140.
11. Зонов Н.Т., Уфлянд Ц.И. Геологическая карта коренных отложений Бронницкого, Коломенского, Воскресенского, Виноградовского и Егорьевского районов Московской области. – Тр. НИУИФ, 1937, вып. 142.
12. Махлина М.Х. Распространение фосфоритов в районе Егорьевского месторождения. – Изв. вузов. Сер. геология и разведка, 1966, № 12.
13. Махлина М.Х. Петрографические типы фосфоритов и особенности химического состава мезозойских фосфоритов Московской и сопредельных областей. – Изв. вузов. Сер. геология и разведка, 1966, № 12.
14. Махлина М.Х. О тектоническом положении месторождений желваковых фосфоритов. – Изв. вузов. Сер. геология и разведка, 1971, № 1.

15. Полянин В.А. Характеристика конкреций фосфоритов и закономерности их состава. — В кн.: Фосфориты Среднего Поволжья. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1969.
16. Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрском и раннемеловом времени. М.: Недра, 1967.
17. Степанова Т.И. Геохимические особенности фосфоритового бассейна. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970.
18. Степанова Т.И. Минералого-петрографическая характеристика и классификация конкреций фосфоритов Егорьевского месторождения. — ИЛ МГ СССР. Сер. 07-04, 1971, № 11.
19. Степанова Т.И. Вещественный состав и распределение минералов в породах Егорьевского фосфоритового месторождения. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1973.
20. Степанова Т.И. Типы руд Егорьевского фосфоритового месторождения и условия их образования. — В кн.: Рудность осадочных пород. М.: Наука, 1973.
21. Уфлянд Ц.И., Трухачева А.Г. К вопросу о полноценном использовании месторождений фосфоритов. — Тр. ГИГХС, 1959, № 5.
22. Энгельгард А.Д. Фосфориты и сидеритизация. СПб.: Изд-во Девриена, 1891.

Н. И. ЮДИН

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ЗЕРНИСТЫХ ФОСФОРИТОВ ЗАПАДНОЙ ПУСТЫНИ АРЕ И СРЕДНЕЙ АЗИИ

В последние 10 лет на территории Ливийской (Западной) пустыни АРЕ, на плато Абу Тартур, выявлено самое крупное в АРЕ месторождение фосфоритов верхнего мела [12, 14], к которому приурочен ряд других фосфоритовых месторождений Северной Африки. Западно-Египетский фосфоритоносный район включает, помимо плато Абу Тартур, оазисы Дахла и Харга, в которых фосфориты аналогичны абутартурским.

В геологическом строении района принимают участие юрские, меловые, третичные и четвертичные отложения. В соответствии со стратиграфической схемой Р.Саида [18] и некоторыми дополнениями к ней М.Хермины [13], дочетвертичные отложения подразделяются по литологическим признакам на ряд формаций (снизу вверх): Нубийскую, фосфоритоносную, Дахла, Куркур, Исна, Тебес, каждая из которых в свою очередь расчленяется на литологические пачки.

Нубийская формация широко развита в оазисах Дахла и Харга. Нижняя ее часть представлена коричневыми песчаниками и выделяется в пачку "нубийских песчаников". Верхняя часть — пачка пестроцветных глин — непосредственно подстилает фосфоритоносную формацию. Характерный литологический состав пачки пестроцветных глин хорошо прослеживается по всему фосфоритоносному району. Сложена она преимущественно разноцветными глинами с прослоями глинистых, иногда глауконитовых песчаников и алевролитов. В ее основании залегают красноцветные глины, сменяющиеся в верхней части в основном зелеными, зеленовато-серыми и серыми. На плато Абу Тартур в естественных обнажениях в верхней части разреза пестроцветной пачки наблюдаются прослои глин с конкрециями черных фосфоритов. Мощность пачки непостоянна вследствие размыва ее верхней части: в оазисе Дахла около 70 м, на плато Абу Тартур 50–75 м, в оазисе Харга около 50 м.

Пачка пестроцветных глин, как и нижележащие песчаники, характеризуется высокой ожелезненностью отдельных ее интервалов. В районе месторождения фосфоритов Абу Тартур в нижней части пачки обнаружена линза (мощностью около 30 см) кварцитовидных карбонатных песчаников с темно-коричневым цементом, имеющих повышенное содержание марганца (1,0% MnO). Не исключена воз-

возможность обнаружения в верхах Нубийской формации песчаников с более высоким содержанием марганца.

Фосфоритоносная формация широко распространена в Западной пустыне. В оазисе Дахла она наблюдается в разрезе вдоль всего уступа плато между Каср Дахла и Тенейда на расстоянии более 60 км; в оазисе Харга она прослежена на расстоянии более 30 км [11]. На плато Абу Тартур канавами и по естественным обнажениям фосфориты прослежены вдоль уступа, опоясывающего плато от вадии Эль Баттых до Айн Амур на расстоянии 125 км. Расстояние между крайними западной и восточной точками, где в Западной пустыне АРЕ отмечены фосфоритоносные отложения, свыше 200 км.

Наиболее полно фосфоритоносная формация изучена на месторождении фосфоритов Абу Тартур, на котором проведена предварительная разведка [15, 6]. В геоморфологическом отношении месторождение Абу Тартур приурочено к юго-восточной краевой части плато Абу Тартур.

Фосфоритоносная формация обнажается вдоль склона плато и вскрыта буровыми скважинами на протяжении 20 км с востока на запад и 13 км с юга на север от его склона. Она залегает на пачке пестроцветных глин с размывом, который фиксируется в обнажениях и керне скважин. Наблюдаются неровная поверхность подстилающих формацию глинистых пород, наличие переходного фосфатно-глинистого слоя мощностью до 30 см, содержащего обломки нижележащих пестроцветных глин, карманообразные полости, заполненные фосфатным материалом. Формация делится на три литологические пачки (снизу вверх).

1. Нижняя — фосфоритовая — пачка состоит из двух горизонтов. Нижний продуктивный горизонт сложен преимущественно фосфоритами; на ряде участков, особенно в юго-западной части, он расчленяется глинистыми прослоями и линзами на ряд пластов. Мощность горизонта от 30 см до 10 м, а средняя по месторождению — 4,2 м. Верхний горизонт сложен преимущественно глинами с двумя, иногда тремя и более маломощными (до 1,0 м) пластами фосфоритов. Общая мощность пачки увеличивается по направлению с северо-востока на юго-запад с 3,0 до 16, а затем снова уменьшается в западном направлении до 3,5 м.

2. Средняя — глауконитовая — карбонатно-песчано-глинистая пачка внизу представлена преимущественно листоватыми глинами с прослоями глауконитовых алевролитов, линзами глин, обогащенных пиритом и марказитом, сверху — глауконитовыми песчаниками, алевролитами и глинами с линзами карбонатных и фосфатно-карбонатных пород, мелкими конкрециями сульфидов железа. Мощность пачки колеблется по направлению с запада на восток от 32 до 12–16 м.

3. Верхняя — фосфатно-глинистая — пачка сложена преимущественно карбонатными листоватыми глинами; в низах и верхах, иногда в средней части наблюдаются пласты гравелитовых фосфоритов мощностью 0,2–0,5 м с низким содержанием P_2O_5 . Мощность увеличивается по направлению с северо-востока на юго-запад от 4,3 до 8,0 м.

Глубина залегания кровли фосфоритоносной формации от дневной поверхности, а также ее мощность меняются по направлению с северо-востока на юго-запад соответственно от 82,0 и 19,6 до 240,7 и 58,2 м. Колебания глубины залегания и мощности фосфоритоносной формации обусловлены незначительным общим наклоном поверхности подстилающих формацию пород с востока на запад.

Имеются различные точки зрения на возраст фосфоритоносной формации: одни исследователи относят ее к нижнему маастрихту [18,10], другие – к кампану [16,7] или к кампану – нижнему маастрихту [5,19].

В палеотектоническом отношении фосфоритоносные и вмещающие их отложения плато Абу Тартур приурочены к древней заливоподобной впадине, расположенной между древними поднятиями Дахла и Харга, и образуют в структурном отношении крупную пологую синклиналь [4, 20].

В современном рельефе эти отложения слагают плато Абу Тартур. Плато с юго-запада, юга и юго-востока ограничено долиной, возвышается над ней, а на северо-западе соединяется с другим, более обширным, уходящим на север плато; имеет пологую поверхность и крутые склоны. Длина выходов на дневную поверхность фосфоритоносной формации плато, вытянутого с юго-запада на северо-восток в близширотном направлении, около 64 км и ширина (до границ развития формации Исна на северо-западе плато) около 38 км. Месторождение не оконтурено, его геологические границы не выявлены, поэтому его тектоническое строение в целом не ясно.

Структурная карта разведанной части месторождения, построенная по подошве фосфоритоносной формации, а также геологические разрезы свидетельствуют о том, что поверхность подстилающих ее пород слабо наклонена с северо-востока на юго-запад. Угол наклона не одинаковый: в северо-восточной и центральной частях $0^{\circ}30'$, в западной части он увеличивается до 3° , а далее на запад вновь уменьшается до $0^{\circ}30'$.

Мощность формаций фосфоритоносной и Дахла, а также продуктивного фосфоритоносного пласта значительно возрастает в западном направлении. Следовательно, в период фосфатонакопления и последующее время западная часть месторождения была более погруженной (глубоководной), чем восточная; осаждавшиеся в восточной части осадки, в том числе и фосфатные, подвергались размыву и переотложению, что и привело к сокращению их мощности.

Слабо наклоненная с востока на запад поверхность подстилающих фосфориты пород пестроцветной пачки, представлявшая собой рельеф морского дна в период накопления фосфоритов, была осложнена небольшими впадинами, поднятиями, террасовидными площадками. Фосфоритовые слои вместе со всеми вмещающими отложениями, выполняющая мульдую и частично выравнивая поверхность, все же повторяют ее рельеф, что наряду с другими факторами в значительной мере определяет наблюдающиеся колебания в мощности и фациальную изменчивость пород.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что месторождение приурочено к склоновой части весьма пологой впадины, которая была заложена задолго до накопления фосфоритов, но сохранила тенденцию к прогибанию в период накопления фосфоритов и в последующее время.

Смена фаций в разрезе снизу вверх от терригенных (пестроцветная пачка), к терригенно-карбонатным (формации фосфоритоносная и Дахла) и карбонатным (формация Куркур) указывает на трансгрессивный характер осадконакопления в период образования фосфоритов. Наблюдающаяся в разрезе фациальная изменчивость, которая выражается в переслаивании зернистых фосфоритов с глинами, карбонатными породами, появлении в средней части формации слоев глауконитовых песчаников, размыве фосфоритных слоев, указывает на то, что во время накопления пород фосфоритоносной формации на фоне общей тенденции к погружению дна бассейна осадконакопления происходила неоднократная смена небольших по амплитуде колебательных движений различного знака.

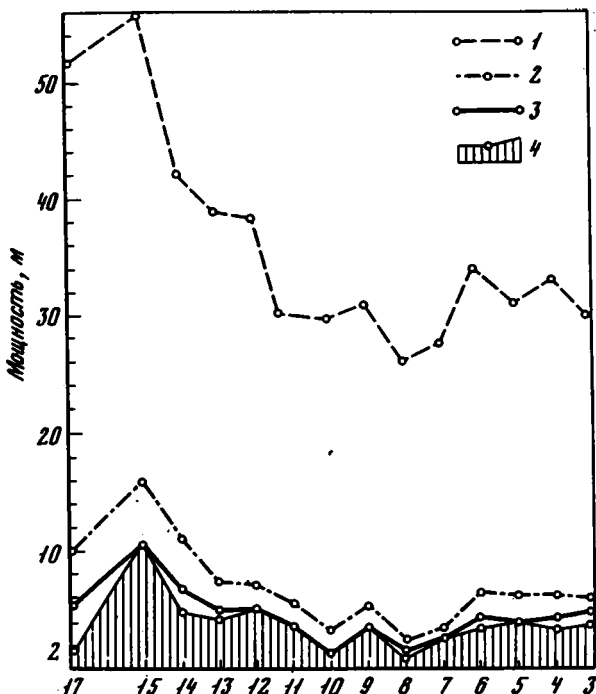
Продуктивный горизонт залегает непосредственно на пестроцветной пачке Нубийской формации и в зависимости от структурного положения имеет различные мощность и строение в пределах месторождения. Его мощность в целом уменьшается по направлению с запада на восток и колеблется от 2,5 до 11 м. В составе горизонта фосфориты образуют протяженные линзовидные залежи мощностью 0,5–10 м. Средняя мощность фосфоритов в западной части месторождения 5,2 м, в восточной – 3,4 м, средняя по месторождению – 4,2 м. Устанавливается определенная связь между мощностью фосфоритоносной формации в целом и продуктивностью фосфоритового горизонта (фиг. 1).

Фосфоритовый горизонт подвержен фациальной изменчивости, которая выражается в замещении богатых фосфоритов менее богатыми, фосфатными, карбонатными и карбонатно-глинистыми породами, глинами, во взаимном замещении карбонатного и глинистого цемента. Фациальная изменчивость наблюдается как в вертикальном, так и в латеральном направлениях и связана в основном с палеорельефом морского дна, гидродинамикой бассейна и другими факторами фосфатонакопления.

На месторождении Абу Тартур четко выделяются два типа фосфоритов: невыветрелые (первичные) и выветрелые (вторичные), возникшие по первичным. Первые залегают глубоко от поверхности и составляют около 95% разведанных запасов; вторые находятся в краевой части пласта первичных фосфоритов, выходящей вдоль уступа плато на дневную поверхность, или залегают вблизи нее. Фосфориты относятся к широко развитому на Африканском континенте зернистому типу.

Невыветрелые фосфориты макроскопически представляют собой преимущественно некрепкую породу темно-серого или черного цвета, массивной текстуры и зернистой структуры; наблюдаются и крепкие разновидности фосфоритов.

Фосфориты состоят из фосфатных и нефосфатных компонентов. Подавляющая часть фосфатных образований представлена однородными



Фиг. 1. График зависимости мощности

1 - фосфоритонасная формация; 2 - фосфоритовый горизонт; 3 - фосфоритовый слой (общая мощность); 4 - продуктивный фосфоритовый слой

зернами (90%), подчиненное значение имеют кости и зубы рыб и их обломки, иногда наблюдаются ядра пелеципод и гастропод и их обломки. В богатых фосфоритах фосфатные зерна составляют 60–70% общей массы. Наряду с фосфатными зернами присутствуют обломочный кварц, обломки карбонатных и фосфатно-карбонатных пород, мелкие конкреции и кристаллы марказита и пирита. Зернистая масса цементируется либо глинистым, либо карбонатным, а чаще смешанным глинисто-карбонатным цементом. Поскольку в богатых фосфоритах цемент занимает очень незначительную часть, фосфориты, как правило, слабо сцементированы. В менее богатых и бедных фосфоритах обычно возрастает доля карбонатного цемента, и фосфориты становятся более крепкими. Подавляющая масса фосфоритов рассыпается при слабом давлении на них и быстро размокает в воде.

По данным гранулометрического анализа, фосфориты состоят из мелких, средних и крупных зерен. Преобладают средние и мелкие зерна. Выделяются мелко- (0,25–0,01 мм и менее), средне- (0,25–0,5 мм) и разнозернистый типы фосфоритов. К разнозернистому типу относятся фосфориты, в которых наряду с мелкими и средними

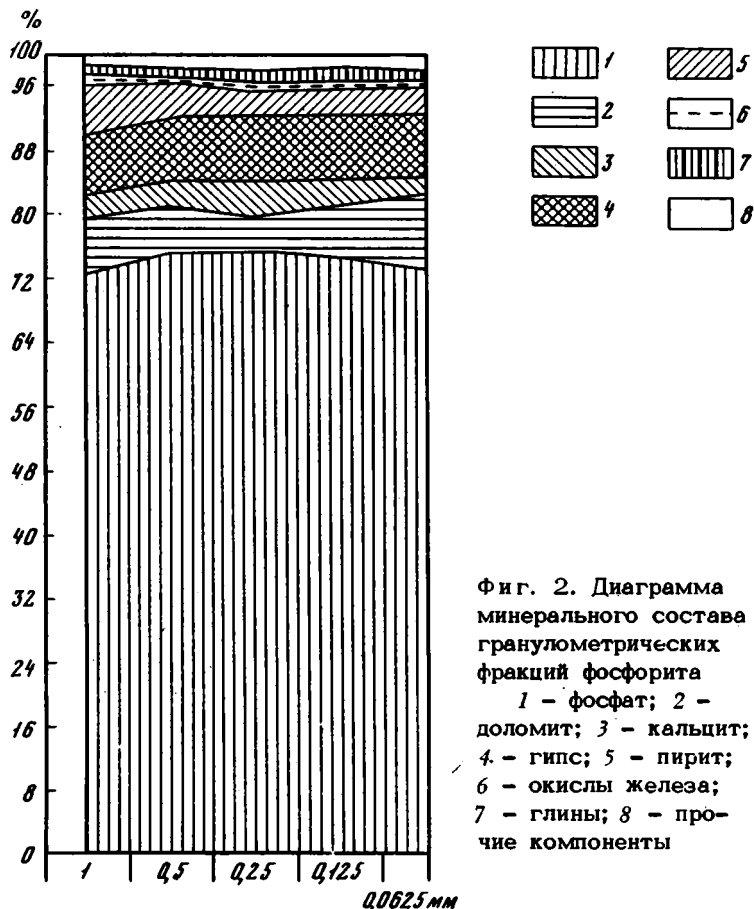
Таблица 1

Минеральный состав (в %) первичных руд

Минерал	Преобладающее содержание	Максимальное содержание
фосфатный минерал	54-68	72
Доломит	3-15	27
Кальцит	0-8	25
Гипс	5-8	9
Кварц	1-5	10
Глинистые минералы	4-10	15
Пирит и марказит	3-4,5	6,5
Гематит	1-2	3,5
Сорг	0,1-0,3	0,3

зернами значительное место занимает крупнозернистая фракция (0,5-1,0 мм и более). Зерна размером более 2,0 мм крайне редки. Подавляющая часть зерен черного цвета, окатана и полуокатана, неправильной, часто угловатой формы, поверхность их обычно шероховатая, испещрена мелкими порами, трещинками. Наряду с темными присутствуют светло-серые фосфатные зерна. Лучшую окатанность имеют зерна крупной фракции. Зерна мелко- и среднезернистой фракций напоминают пляжные пески. Форма фосфатных зерен, их окатанность и строение поверхности свидетельствуют об их перемыве. Встречаются зерна, имеющие форму многогранников, характерную для пустынных терригенных образований, возникающих под воздействием ветра. Наблюдаются удлиненные, правильной формы фосфатные зерна с глянцевитой поверхностью, некоторые исследователи относят их к капролитам. Структура фосфатного вещества в зернах обычно скрытокристаллическая, под микроскопом оно оптически изотропно или слабо интерферирует. Однако иногда наблюдается сферолитовая или радиально-лучистая структура фосфатного зерна. Часто фосфатные зерна содержат значительную примесь пирита и марказита в виде тонкозернистой и пылевой массы, которая вместе с примесью органики и тонкого глинистого материала придает фосфатным зернам темный (черный) цвет. Кроме фосфатных зерен, под микроскопом наблюдаются оолитоподобные образования, мелкие конкреции и обломки фосфоритов.

Фосфатные органогенные фрагменты представлены зубами, костями рыб и обломками костей и являются псевдоморфозой замещения по этим органическим остаткам. Размер и форма фосфатизированных органических остатков различные: часто встречаются целые зубы рыб размером от 2 мм до 5 см, с гладкой, блестящей поверхностью, фосфатное вещество в них бесцветное, оптически анизотропное, имеет микрокристаллическую структуру, волнистое угасание. Как и зер-



на, органические остатки насыщены тонкозернистым пиритом и марказитом. К органогенным фосфатизированным остаткам относятся также редко встречающиеся ядра пеллеципод и гастропод, представляющие собой псевдоморфозы выполнения. Цемент преимущественно карбонатный, глинистый и смешанный (глинисто-карбонатный или карбонатно-глинистый).

Нефосфатная, терригенная часть фосфоритов представлена кварцем, обломками глин, доломита, мергеля и известняка и их фосфатными разностями.

Выветрелые фосфориты крепкие, светло-серого или коричневатого цвета, зернистой (псаммитовой) структуры, резко отличаются по внешнему виду от некрепких темно-серых и черных первичных фосфоритов. По структурным особенностям, составу и строению зернистой части вторичные фосфориты аналогичны первичным. Основное отличие состоит в отсутствии пирита в фосфатных зернах и це-

менте, в значительном развитии в цементе гипса и в увеличении количества окислов железа. Цемент гипсовый, гипсово-глинистый и гипсово-карбонатный.

Помимо обломочной нефосфатной примеси, в первичных и вторичных фосфоритах широко развиты аутигенные минералы — доломит, кальцит, глауконит, пирит, сидерит, анкерит, гидроокислы железа, гипс, которые заполняют пространство между фосфатными фрагментами и наряду с глинистым материалом составляют цемент.

Данные о минеральном составе первичных фосфоритовых руд (табл. 1) свидетельствуют о переменном содержании одних минералов (фосфат, доломит, кальцит, глинистые) и сравнительно стабильном — других (кварц, гипс, пирит, гидроокислы железа).

Фосфат в фосфоритах полностью связан с зернами, и его содержание в них достигает 80%, остальные 20% приходятся на пирит, гипс, карбонаты, железо и глинистые минералы, которые в виде тонкодисперсной примеси входят в состав зерен (фиг. 2).

Кроме фосфоритов, в фосфоритоносной формации, а также в ниже и выше лежащих отложениях развиты следующие основные группы пород: а) терригенные породы (глины, алевроитовые глины, алевролиты, песчаники); б) карбонатные породы (известняки, доломиты, мергели); в) смешанные терригенно-карбонатные породы (карбонатные глины, глинистые известняки).

В каждой из названных групп пород выделяются фосфатные разновидности: фосфатные глины, карбонатно-глинистые и глинисто-карбонатные породы с примесью терригенного алевроит-песчаного кварцевого материала, содержащие 1–15% P_2O_5 .

Терригенные породы. Среди терригенных пород наиболее широко распространены на месторождении глины, которые почти полностью слагают верхнюю часть продуктивной и верхнюю пачку фосфоритоносной формаций, а также подстилающую (пестроцветная пачка) и перекрывающую (формация Дахла) ее толщи. В меньшей мере развиты алевролиты и песчаники, которые присутствуют в средней глауконитовой песчано-глинистой пачке фосфоритоносной формации и в пачке пестроцветных глин.

Глины, участвующие в строении разреза, различаются по текстурно-структурным особенностям, химическому и минеральному составу.

Глины пестроцветной пачки, подстилающей фосфоритоносную формацию, характеризуются очень разнообразной окраской, массивной и тонкослоистой текстурой и пластичностью. Отдельные слои глин сильно обогащены железом и имеют сургучно-красный цвет. В верхах пачки преобладают зеленые тона и красноватая пятнистость от примеси тонкорассеянных окислов железа. Глины хорошо размокают в воде, состоят в основном из монтмориллонита (табл. 2), содержат вкрапленность мелкокристаллического пирита, а также гнезда, мелкие и тонкие его линзочки.

Глины фосфоритоносной формации темно-серого цвета, пелитоморфной структуры и листоватой текстуры, иногда содержат значительную примесь карбонатного материала. В глауконитовой песчано-

Таблица 2

Химический состав (в вес.%) глин и доломита

Компоненты	Глины пестроцветной пачки		Глины фосфоритоносной формации		Доломит
SiO ₂	66,49	51,54	33,54	47,54	4,68
TiO ₂	1,31	0,98	0,72	0,98	0,15
Al ₂ O ₃	12,01	16,60	11,74	17,11	2,65
Fe ₂ O ₃	3,30	6,61	5,10	5,0	3,60
MnO	0,04	0,02	0,10	0,02	0,61
CaO	1,40	2,45	14,18	3,50	29,05
MgO	1,75	3,00	4,88	2,50	16,50
K ₂ O	0,96	2,10	0,48	0,60	Сл.
Na ₂ O	0,36	0,36	0,36	0,36	0,49
H ₂ O	9,24	12,70	12,58	17,02	2,54
CO ₂	0,32	0,39	11,67	0,39	38,56
SO ₃	0,40	0,60	0,40	0,30	1,32
FeS ₂	0,13	0,24	3,21	3,37	0,77
V ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не обн.
P ₂ O ₅	0,12	0,15	0,64	0,28	0,24
F	0,02	0,09	—	0,12	—
C _{орг}	0,07	Не опр.	0,13	0,38	Сл.
Сумма	97,92	97,83	99,73	99,47	101,16
П.п.п.	12,06	14,99	26,06	21,42	40,91

глинистой пачке они окрашиваются в темно-зеленый цвет вследствие присутствия глауконита. Отдельные прослои глин, особенно глауконитовых разностей, а также на контакте с фосфоритами обильно насыщены мелкокристаллическим пиритом. В поверхностных обнажениях в зоне выветривания в глинах наблюдаются многочисленные послойные и секущие прожилки белого, часто волокнистого гипса. Гипс содержится в глинистых прослоях, первичного залегания (на глубине), о чем свидетельствует наличие в них сульфатной серы. По химическому и минеральному составу глины аналогичны пестроцветной пачке и относятся к монтмориллонитовому типу.

Глины формации Дахла характеризуются однообразным минеральным составом и строением. Они имеют листоватую текстуру, сильно уплотнены, благодаря чему не размокают без предварительного растирания. Содержат вкрапленность пирита и примесь гипса. По минеральному составу относятся к бейделитовому типу, представляющему собой смесь каолинита и монтмориллонита. Отдельные тонкие прослои глин обогащены карбонатным материалом, особенно в средней и верхней пачках формации, а также фосфатно-карбонатными конкрециями. Постоянна примесь микрокристаллического пирита.

В нижней части формации Дахла наблюдается слой темно-коричневых глин, содержащих, по данным спектрального анализа, более 10% элементарного железа. Там же, несколько выше по разрезу, нами обнаружен слой (мощностью около 2 м) светло-серых алевритистых глин с обильной вкрапленностью мелкочешуйчатого графита, хорошо видимого с помощью лупы.

Песчаники развиты в основном в фосфоритонесной формации и приурочены к ее средней пачке; песчаники кварц-глауконитовые, глауконитовые и хорошо выделяются в разрезе благодаря зеленой и темно-зеленой окраске. Текстура обычно слоистая, линзовидно-слоистая, обусловлена наличием тонких глинистых прослоев и линз. В отдельных прослоях песчаники содержат обильную вкрапленность микрокристаллического пирита, а также железистые конкреции размером 1–4 см. Характерно развитие округлых конкрециевидных образований, выделяющихся на поверхности обнажений. Химический состав песчаника следующий (в вес.%):

SiO ₂	50,80	H ₂ O ⁻	5,15
TiO ₂	0,64	CO ₂	0,72
Al ₂ O ₃	5,41	SO ₃	0,55
Fe ₂ O ₃	19,62	FeS ₂	0,35
MnO	0,09	V ₂ O ₅	Сл.
MgO	2,75	P ₂ O ₅	0,28
CaO	3,15	F	0,09
Na ₂ O	0,36	C _{орг}	Сл.
K ₂ O	2,40	П.п.п.	13,04
H ₂ O ⁺	7,44		

Алевролиты менее распространены и по минеральному составу аналогичны песчаникам, отличаются от них размером кварцевых и глауконитовых зерен. Содержат такие же примеси, как и песчаники. Широко развиты смешанные разности основных петрографических типов терригенных пород: алевритистые и песчаные глины, глинистые песчаники и алевролиты, алевролитистые песчаники и др.

Таблица 3

Химический состав (в вес.%) формации Куркур

Интервалы опробования керна скважин, м	CaO	MgO	SiO ₂
0,50 – 8,0	53,13	0,26	0,65
8,0 – 11,0	53,38	0,18	0,62
11,0 – 17,0	53,13	1,00	1,00
17,0 – 21,20	52,27	1,00	1,30
21,20 – 25,0	46,48	1,62	6,93

* В скобках указано содержание доломита.

Карбонатные породы представлены известняками, доломитами и их смешанными разновидностями. Карбонатные породы (известняки) слагают всю формацию Куркур. В виде слоев небольшой мощности они отмечаются в формациях Дахла и фосфоритоносной.

Известняки по своему происхождению разделяются на органические и хемогенные. К органическим относят отложения формации Куркур. Макроскопически выделяются массивные, пористые, мелко- и крупнокавернозные известняки преимущественно белого или желтовато-белого цвета; они характеризуются в основном средне- и крупнокристаллической структурой. В нижней части формации известняки содержат значительную примесь глинистого материала.

По данным химического анализа (табл. 3), наиболее чистые известняки наблюдаются в верхних 10 м, в остальных пробах содержится примесь доломита (5–7%) и глинистого материала (более 10%).

Доломиты развиты главным образом в пределах фосфоритоносной формации. Макроскопически это серые, мелкозернистые, массивные, очень крепкие породы. Они залегают в виде маломощных прослоев (0,10–0,20, редко до 0,5 м), линз, конкреций. Доломиты содержат значительную примесь кальцита и глинистого материала, повышенное количество марганца (см. табл. 3). Гипс присутствует в доломите как в поверхностной зоне, так и на глубине.

Смешанные терригенно-карбонатные породы. Эта группа пород наиболее распространена. Среди них преобладают глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые породы, которые присутствуют в разрезах всех формаций, особенно фосфоритоносной, что свидетельствует о значительном участии карбонатного материала при формировании фосфоритов и вмещающих их пород. Поскольку группа этих пород очень обширна и разнообразна, мы не будем останавливаться на ее характеристике, а лишь отметим, что ей присущи все основные черты глинистых и карбонатных пород, описанных выше.

Al_2O_3	Fe_2O_3	П.п.п.	$CaCO_3$ (Ca, Mg, CO_3)
0,61	0,08	42,24	94,6
0,74	0,14	42,32	94,8
0,89	0,40	42,29	92,8* (4,6)
1,08	0,40	41,87	91,0 (4,6)
3,74	1,31	38,41	79,0 (7,3)

Фосфатные породы. К фосфатным породам на месторождении Абу Тартур мы относим различные литологические типы пород, содержащие 1,0–15% P_2O_5 или 2–3% фосфатного минерала. Они развиты в разрезах формаций Дахла и фосфоритонесущей, а также в пестроцветной пачке Нубийской формации. По вещественному составу фосфатные породы фосфоритонесущей формации, подстилающей и перекрывающей ее толщи очень близки, однако они принципиально различаются в генетическом отношении. Породы фосфоритонесущей формации представлены фосфатными известково-глинистыми доломитами и карбонатными глинами с примесью терригенного песчано-алевритового кварцевого материала. Они широко развиты в низах и верхах формации. В низах формации, в фосфоритовом пласте они слагают междурядные прослои или фашиально замещают фосфоритовые слои, т.е. они возникли в процессе некоторого ослабления фосфатообразования в период формирования крупных залежей фосфоритов. Как и в фосфоритах, фосфат в фосфатных породах представлен зернами, рассеянными в нерудной массе. Фосфатные породы формации Дахла сложены глинисто-карбонатным материалом с рассеянными в нем мелкими фосфатными конкрециями. Мощность таких прослоев небольшая (0,10–0,40), количество их невелико. Они возникли в период накопления толщи преимущественно глинистых пород и спада фосфатообразования.

Зернистые фосфориты Средней Азии приурочены к меловым и палеоцен-эоценовым терригенно-карбонатным отложениям. Здесь выделяются два фосфоритонесущих бассейна – Кызылкумский и Таджикско-Ферганский, в которых выявлен ряд месторождений фосфоритов (Туарское, Джеройское, Джетымтауское, Гулиобское, Риватское и др.).

По данным В.С.Бойко, Н.В.Шабалиной, В.Я.Ильяшенко [1], зернистые фосфориты представлены двумя генетическими группами: аутигенной и аллотигенной.

Аутигенные фосфориты, сформировавшиеся без существенного переноса и перестроения фосфатного вещества, образуют слои мощностью

Таблица 4

Сравнительная характеристика зернистых фосфоритов Западной пустыни

Генетический тип	Структура	Состав	
		гранулометрический	структурных компонентов
Аутигенные невыветрелые	Зернистая	Средне-мелкозернистый (преобладает размер зерен 0,25–0,1 мм), мелко-среднезернистый (преобладает размер зерен 0,25–0,5 мм), разноезернистый (0,1–1,0 мм до 2 мм)	Бесструктурные зерна, оолитообразные образования, микроконкреции, обломки карбонатных пород, терригенный материал (кварц, глина), обломки костей, чешуя, зубы рыб, копролиты
Аутигенные выветрелые		То же	То же
Аутигенные	Микроконкреционная (псевдооолитовая и оолитовая)	Среднезернистый (0,5–0,25 мм), крупнозернистый (0,5–1,0 мм до 2,5 мм)	Псевдооолиты, оолиты, бесструктурные зерна, терригенный материал, костный детрит, створки брахиопод, копролиты, окатыши глины
	Детритовая (фораминиферовая, фораминиферопеллициповая, копролитовая)	То же	Раковины фораминифер, створки и ядра пелелипод, гастропод, копролиты, псевдооолиты, костный детрит, окатыши мергеля
Аллоитогенные	Псефитовая, псаммитовая	Гравелистый, крупнозернистый	Переотложенные, песчаные и гравийные зерна фосфата, терригенный материал, костный детрит, копролиты

0,1 – 2,5 м. В них наблюдаются два структурных типа: микроконкреционный, распространенный в Туаркырском и Кызылкумском районах, и детритовый, типичный для Кызылкумского бассейна. По характеру нефосфатной части они подразделяются на карбонатный, глинисто-карбонатный и карбонатно-кварцевый литологические типы.

Аллоитогенные фосфориты образовались в результате переотложения фосфатного материала; в их составе существенная роль принадлежит терригенному кварцу; выделяются карбонатно-кварцевый, глинисто-кварцевый, карбонатно-глинистый и кремнисто-карбонатный литологические типы. Эти фосфориты распространены преимущественно в Таджикско-Ферганском бассейне и залегают среди терригенных, реже карбонатных пород среднего эоцена, образуя слои мощностью

Состав		Район развития типовые место- рождения
минеральный, %		
фосфоритов	цемента	
фосфат - 50-70; доломит - 3-15; кальцит - 0-8; гипс - 5-8; кварц - 1-5; глинистые минералы - 4-10; пирит и марказит - 3-4,5; гематит - 1-2; органическое вещество - 0,1-0,3; глауконит - до 2	Глинистый, доломитовый, кальцитовый в разных соотношениях	Западная пустыня АРЕ, Абу Тартур
То же, кроме пирита, марказита и органики, содержание минералов не определено		Карбонатный, глинистый; гипсовый в разных соотношениях
Кварц - 40-55; фосфат - 10-30; кальцит - 5-20; глинистый материал - 5-10; гидроокислы железа - 5-10; глауконит - сл. - 10; полевые шпаты - 5; акцессорные (турмалин и др.) - сл. - 1-3; слюды, марганец - сл.	Глинисто-кальцитовый, ожелезненный, огипсованный	Средняя Азия, Туарское
фосфат - 40-65; кальцит - 20-35; глинистое вещество (монтмориллонит+гидро-слюда) - 5-20; гипс - 5-10; гидроокислы железа - 5; кремнезем - сл. - 15	Глинисто-кальцитовый, огипсованный, ожелезненный	Джеройское, Джетымтауское
Кварц - 55-70; фосфат - 15-25; глинистые минералы - до 20; полевые шпаты - 7-10; глауконит - 1-2; гидроокислы железа - сл.; кальцит - до 30; акцессорные - сл.	Глинисто-карбонатный, глинистый, кремнисто-карбонатный	Риватское, Гуллубское, Исфаринское

0,1-6,0 м; намечаются два структурных типа - псефитовый и псаммитовый.

Краткая сравнительная характеристика вещественного состава и строения зернистых фосфоритов рассматриваемых районов дана в табл. 4.

Из приведенного выше описания зернистых фосфоритов Западной пустыни АРЕ и Средней Азии следует, что они имеют многие черты и сходства, и различия.

Прежде всего привлекают внимание более широкое разнообразие структурно-генетических типов зернистых фосфоритов в Средней Азии по сравнению с Западной пустыней АРЕ, а также существенные различия в качестве и мощности фосфоритов. В Западной пусты-

не АРЕ развит преимущественно зернистый тип фосфоритов, который образует на месторождении Абу Тартур слои мощностью до 10 м со средним содержанием P_2O_5 25,5%. Роль фосфатизированного органогенного материала в составе фосфоритов незначительна (около 5%). Среди зернистых фосфоритов Средней Азии наиболее интересна группа аутигенных, представленная микроконкреционным и детритовым типами. Наиболее близкое сходство наблюдается между микроконкреционными фосфоритами Средней Азии и зернистыми фосфоритами Западной пустыни, однако мощность фосфоритовых пластов первых и среднее содержание P_2O_5 в них меньше.

В Средней Азии, в Кызылкумском бассейне, наблюдается детритовый структурно-генетический тип фосфоритов со сравнительно высоким средним содержанием P_2O_5 (28,4%). Они сложены в основном фосфатизированным органогенным материалом (раковинами фораминифер, створками и ядрами пелеципод, гастропод, костным детритом, копролитами), сцементированным глинисто-кальцитовым цементом. Подобный тип фосфоритов пока не встречен в Западной пустыне АРЕ, так же как здесь мало распространены фосфориты, аналогичные фосфоритам аллотигенного типа, широко развитого в Таджикско-Ферганском районе Средней Азии.

Вопросам закономерностей размещения и генезиса фосфоритов АРЕ посвящен ряд работ [5, 9, 16–18], в которых нашли отражение идеи биолитной, хемогенной и биохемогенной гипотез образования фосфоритов.

Западно-Египетский фосфоритоносный бассейн в палеогеографическом отношении представляет собой краевую часть обширного верхнемелового бассейна фосфатонакопления на севере Африканской платформы. Верхнемеловые фосфоритоносные отложения АРЕ подразделяются на ряд сменяющихся по направлению с юга на север литолого-фациальных зон: южную, центральную и северную [19].

Центральная литолого-фациальная зона характеризуется максимальным фосфатонакоплением. В ее пределах расположены все известные в настоящее время промышленные месторождения АРЕ, в том числе и Абу Тартур. Литологический состав фосфоритоносных отложений этой зоны неодинаков, он меняется как в широтном, так и в меридиональном направлениях.

Продуктивные фосфоритовые пласты занимают в разрезе фосфоритоносной формации центральной литолого-фациальной зоны различные стратиграфические уровни. В районе оазиса Дахла они приурочены к верхней части фосфоритоносной формации, а на плато Абу Тартур и в оазисе Харга – к низам формации.

Закономерная литолого-фациальная смена отложений от преимущественно терригенных на юге к терригенно-карбонатным и преимущественно карбонатным, глубогводным на севере свидетельствует о том, что фосфатонакопление происходило в пределах верхнемелового бассейна в промежуточной зоне морского "фосфатного" шельфа, которая не придвигалась вплотную к берегу, но и не опускалась на значительные, удаленные от берега, глубины. Ширина "фосфат-

ного" шельфа была значительной и обусловлена слабым наклоном дна древнего морского бассейна.

Литологический состав фосфоритоносных отложений и характер рассмотренной выше фациальной изменчивости по направлению с запада на восток и с юга на север указывают на то, что условия фосфатонакопления в пределах шельфа были неодинаковы. Изрезанность береговой линии, а также расчлененность палеорельефа шельфовой зоны обусловили значительную литолого-фациальную изменчивость фосфоритоносных отложений вдоль шельфа. Хотя "фосфатный" шельф представляет собой зону относительного мелководья, эта зона была расчленена на ряд подводных впадин и поднятий. Оптимальные условия фосфоритообразования были приурочены к впадинам.

Формирование фосфоритов месторождения Абу Тартур происходило в пологой полузамкнутой заливообразной впадине, открытой к северо-западу, в сторону моря. Обогащенность фосфоритов пиритом свидетельствует о восстановительных условиях с сероводородным заражением придонных осадков в период осаждения фосфата. Кроме того, парагенезис фосфата с доломитом указывает на повышенную минерализацию морской воды. Сероводородное заражение придонных фосфатных осадков и некоторое повышение минерализации морской воды объясняются, по-видимому, ограниченностью связи бассейна фосфатонакопления с открытым морским бассейном. Препятствием мог явиться подводный барьер, и сообщение впадины с открытым морем могло происходить через поверхностный слой воды.

Литологический состав фосфоритоносной формации, отличающийся от состава подстилающих ее пород Нубийской формации, а также размыв пород Нубийской формации свидетельствуют о том, что фосфатонакопление в осадочном цикле верхнего мела приурочено к резкой смене терригенного осадконакопления на терригенно-хемогенное.

Фосфатонакопление на территории Западной пустыни не было единовременным. Начало слабого фосфатонакопления фиксируется в отложениях верхов пестроцветной пачки, максимум его приходится на период формирования фосфоритоносной формации (верхи кампана, низы маастрихта), и четкое продолжение его прослеживается в отложениях формаций Дахла и низов Куркур (верхи маастрихта).

Сравнительно большая мощность фосфоритов, содержание P_2O_5 в них и выдержанный характер залегания свидетельствуют о стабильности тектонического режима в период формирования продуктивной части фосфоритоносной формации.

Вертикальная последовательность отложений в разрезе месторождения Абу Тартур от мелководных терригенных (пестроцветная пачка) к более глубоководным терригенно-карбонатным (нижняя часть фосфоритоносной формации) указывает на трансгрессивный характер фосфатообразования. Это находится в соответствии со взглядами Н.С.Шатского [5], который отмечал, что отложения сенонской серии АРЕ, включающей фосфоритоносную формацию, представляют собой трансгрессивные образования, сформировавшиеся между областями

устойчивого морского бассейна на севере и континентальным массивом на юге.

Развитие трансгрессии способствовало выносу глубинными холодными водами огромных масс растворенного фосфата на материковый шельф полузамкнутого морского залива и его биохимическому осаждению [2]. По-видимому, такая-то незначительная часть фосфата вместе с терригенным, органическим и железистым материалом поступала в бассейн осадконакопления с прилегающей пенеппенизированной суши.

Сохранение стабильных условий геотектонического развития бассейна осадконакопления, длительное поступление в прибрежную зону холодных, богатых фосфатом вод из океанического бассейна, сравнительно небольшое количество поступавшего в зону фосфатонакопления разубоживающего терригенного материала явились необходимыми условиями для формирования крупных залежей фосфорита с высоким содержанием в них фосфора.

Сходство палеогеографических условий фосфатонакопления в мел-палеогеновое время в Северной Африке и Средней Азии привело к образованию близких по составу и строению фосфатоносных формаций и заключенных в них месторождений фосфоритов в обоих регионах. По-видимому, наиболее близкими к североафриканским (в том числе к району Западной пустыни АРЕ) были палеогеографические условия фосфатообразования в пределах Кызылкумского фосфоритоносного бассейна при формировании зернистых фосфоритов аутигенной группы [6]. Наблюдающиеся же различия этих формаций объясняются специфическими особенностями геологического развития каждого региона. Это особенно характерно для Таджикско-Ферганского фосфоритоносного бассейна, в котором зернистые фосфориты содержат большое количество терригенного песчано-глинистого материала и как следствие качество их более низкое, чем североафриканских. Это объясняется, по мнению Н.С.Шатского [5], тем, что отложение фосфоритоносной формации происходило вблизи поднимающихся горных массивов Таджикско-Памирской зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бойко Б.С., Шабанина Н.В., Ильяшенко В.Я. Петрографическая характеристика зернистых фосфоритов Средней Азии. — В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979, с. 158–164.
2. Казаков А.В. Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. — Тр. НИУИФ, 1939, вып. 145.
3. Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1940.
4. Сигаев Н.А., Саллум Г.М. О тектонике северо-восточной Африки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 12.
5. Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритных залежей. — В кн.: Совещание по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955, вып. 2.

6. Юдин Н.И. Фосфориты Западной пустыни Египта. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических толщ. М.: Наука, 1978.
7. Abbas H. L. A Monograph on the Egyptian Cretaceous Pelecypods. — Geol. Surv. Min. Res. Depart., Geol. Museum, Monograph., 1962, N 1.
8. Awad G.H., Ghobrial M.G. Zonal Stratigraphy of Kharga Oasis. — Geol. Surv. Egypt, 1966, N 34.
9. Bassyouni A.A., Saad Awad, Samollov N.V. et al. El Mahamid Phosphorite Deposit. — Egypt. Geol. Surv. Min. Author., 1970, 135–151.
10. Hermina M.H., Ghobrial M.G., Isaawi B. Geology of Dakhla. — Area Surv. Egypt., 1961.
11. Hermina M.H. Geology of Northern-Western Approaches of Kharga. — Gen. Egypt Org. Geol. Surv. Min., 1967, N 44.
12. Hermina M.H. Preliminary Report on the Abu Tartur Phosphate deposits west of Kharga Oasis, Western desert. — Geol. Surv. Egypt, Intern. Rep., Docum., 1970, N 43/70.
13. Hermina M.H. Preliminary Evaluation of Maghrabi-Liffya phosphorites, Abu Tartur, Western desert Egypt. — Ann. Geol. Surv. Egypt. Cairo, 1973, vol. III.
14. Hermina M.H. Geology and Exploration of the large Phosphate deposit in Abu Tartur Plateau Western desert. — Egypt. Geol. Surv. Min. Author., Cairo, 1972.
15. Hermina M.H. Preliminary evaluation of Maghrabi-Liffya phosphorites, Abu Tartur area, Western desert. — Egypt. Ann. Geol. Surv., 1973, 3, 39–74.
16. Hume W.F. Geology of Egypt. Cairo, 1962, vol. 3, p. 1.
17. Rittmann A., Machu W. On the Origin of the Egyptian Phosphate deposits. — Bull. Facul. engin., Cairo University, Cairo, 1955, N 2.
18. Said R. The Geology of Egypt. Amsterdam; New York: Elsevier Publishing Co., 1962.
19. Spanderashvili G.I., Mansour M. The Egyptian Phosphates. Article 6. — Stud. Some Min. dep. Egypt, 1970.
20. Syagayev N.A. The Main Tectonic Features of Egypt (an Explanatory Note to the Tectonic Map of Egypt, scale 1:2 000 000). — Geol. Surv. Egypt, 1967, N 39.

В. Т. ФРОЛОВ, В. И. ПОКРЫШКИН

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФОСФОРИТОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АРАВИЙСКО-АФРИКАНСКОЙ ПРОВИНЦИИ И СРЕДНЕЙ АЗИИ

На территории Северной Африки и Аравии размещены крупнейшие месторождения зернистых фосфоритов, общие запасы которых свыше 70 млрд. т. Подавляющая часть фосфоритов (около 60 млрд. т.) приходится на западную часть Северной Африки. Особо выделяются: Марокко с общими запасами в 50 млрд. т, занимающее первое место в мире, Тунис (2 млрд. т), Западная Сахара (10 млрд. т), Алжир (свыше 1,5 млрд. т). Общие запасы фосфоритов АРЕ, Иордании, Израиля, Сирии, Саудовской Аравии, Турции, Ирака составляют около 9 млрд. т.

Все месторождения фосфоритов приурочены к одному стратиграфическому интервалу, отвечающему верхней половине позднего мела и нижней половине палеогена. Более того, они часто расположены в одном-двух горизонтах – верхнесенонском (кампан и маастрихт) и нижнепалеогеновом (палеоцен, эоцен). В это время Африка и Аравия представляли собой крупную область фосфатонакопления, которую можно выделить в качестве Аравийско-Африканской фосфоритоносной провинции. Она располагалась по северной и западной окраинам Аравийско-Африканской платформы и тяготела к южному шельфу палеоокеана Тетис и восточным заливам Атлантического океана. В провинции выделяются естественно ограниченные области фосфатонакопления меньшего размера – фосфоритоносные бассейны, а в пределах последних – месторождения фосфоритов. Главнейшими из бассейнов являются Марокканский, Алжиро-Тунисский, Нубийско-Аравийский.

По тектоническому положению и режиму фосфоритообразования бассейны можно отнести к платформенным, представляющим синеклизы и прогибы. Одни бассейны (Марокканский и Алжиро-Тунисский) размещены на подвижной платформе с палеозойским фундаментом – Атласской складчатой области, другие (Нубийско-Аравийский) – на докембрийском фундаменте с режимами устойчивых и подвижных платформ. Фосфоритоносные отложения большей частью смяты в брахиформные складки и местами (Высокий Атлас, Тунисский Атлас, Пальмириды и др.) подняты на значительную высоту, что, видимо, воспринималось ранее как признак геосинклинального положения. Однако этому противоречит тип пород и формаций. Это почти исключительно карбонатные отложения небольшой (45–200 м)

мощности. Менее распространены кремнистые и терригенные породы. Залегают они нередко несогласно на разновозрастных образованиях, от которых часто отделены значительным перерывом. Соседство с Альпийской геосинклиналью наложило определенный тектонический отпечаток на фосфоритоносные отложения — они не только были дислоцированы в неоген-четвертичное время совместно с миогеосинклинальными, но и имеют сходные черты развития в пределах единых морских бассейнов.

Сходные структурные признаки и формационные особенности фосфоритоносных отложений среднего эоцена свойственны бассейнам Средней Азии — Кызылкумскому и Таджикско-Ферганскому, сформировавшимся на северном шельфе палеоокеана Тетис [3].

ФОСФОРИТОНОСНЫЕ БАССЕЙНЫ

Марокканский бассейн верхнемеловых и палеогеновых месторождений фосфоритов открыт на западе в сторону Атлантического океана, представляя собой типичную наложенную структуру, ограниченную на юге выходами докембрийских и палеозойских (Анти-Атлас), на севере — палеозойских (Рабатско-Мекнесская зона) и на востоке (Высокий и Средний Атлас) — палеозойско-нижнемезозойских пород. За пределами бассейна фосфоритоносность резко выклинивается.

Тектонически Марокканский бассейн неоднороден. Небольшая мощность верхнемелового и палеогенового чехла (100–300 м) позволяет проследить строение фундамента, установить его неоднородность и выявить частные прогибы и разделяющие их поднятия, или массивы. Так, широко вытянутым массивом Джебилет бассейн расчленен на северную и южную части, которым отвечали заливы [3, 5], соединяющиеся друг с другом за пределами современного континента, в акватории Атлантического океана. Месетский залив шириной на западе до 250–300 км располагался в большей, южной части Марокканской Месеты и синклинали Тадла (Средний Атлас), протягиваясь широтно на 350 км до района Тимдахит. Выходом кристаллических пород массива Рехамна западная часть залива, в свою очередь, расчленяется на районы Улад-Абдун (Фосфатное плато) и Ганнтур. Западно-Атласский залив шириной до 200–250 км протягивался на восток до г.Тинерхир на 400 км. Отложения верхнего мела и палеогена сильно дислоцированы и сохранились лишь отдельными участками по склонам Высокого Атласа.

Верхнемеловые и палеогеновые отложения, образующие единый комплекс слоев, отвечающий всем этапам развития бассейна от момента заложения до замыкания, стратиграфически изучены довольно хорошо, что позволяет наметить вертикальную последовательность серий или свит, отвечающих отдельным этапам геологического развития региона: сеноман-туронскому, сенонскому, маастрихт-нижнеэоценовому, средне-верхнеэоценовому и олигоцен-миоценовому. Поскольку развитие Месетского и Западно-Атласского заливов про-

исходило в значительной мере самостоятельно, можно говорить о двух самостоятельных сериях, сходных по составу и условиям отложения. Состав их карбонатный, существенно известняковый и мергельный, в боковых прибрежных фациях отчасти доломитовый и терригенный. Фосфориты и силициты иногда составляют до 30–35% объема фосфоритоносных отложений. Фосфатсодержащие породы отмечаются почти по всему разрезу – от сеномана до верхнего эоцена включительно. Промышленная концентрация имеется лишь в маастрихт-нижнеэоценовой серии [5]. Для Западно-Атласского залива можно выделить еще одну – средне-верхнеэоценовую фосфоритоносную серию.

Маастрихт-нижнеэоценовая серия довольно сложно построена как в разрезе, так и на площади, включает перерывы, особенно частые на границе мела и палеогена, что позволяет расчленить ее на два горизонта: маастрихт-датский и палеоцен-нижнеэоценовый. В маастрихт-датском горизонте Месетского залива выделяются три фации: высоко фосфоритоносная, слабо фосфоритоносная и нефосфоритоносная. Первая распространена на Фосфатном плато, где расположены промышленные месторождения Хурибга, Эль-Борудж и др. Отложения представлены фосфатистыми органогенными и пелитоморфными известняками и мергелями, а также фосфоритами и отчасти кремнями, обычно конкреционными. Число рабочих пластов меняется от трех до одного. Нижний пласт мощностью 2,3 м содержит 29,5% P_2O_5 , а средний мощностью 2,05 м – 32% P_2O_5 . Вмещающие известняки и мергели сильно фосфатизированы, внизу песчанисты, с галькой. Общая мощность горизонта 12 м. В Эль-Борудже мощность горизонта максимальна (16 м), как и число рабочих пластов, хотя качество их ухудшается (22,0–22,5% P_2O_5) и сокращается их мощность (снизу вверх 0,95, 1,20 и 1,80 м). Еще далее на север и северо-восток мощность горизонта уменьшается до 3–5 м, а число рабочих пластов – до двух в Хурибге. Пласты сближены и фактически составляют один пласт мощностью 1,65 м с 32,5% P_2O_5 . Еще восточнее, в Касба-Тадла фосфоритоносность сокращается, при этом увеличивается количество размылов, растут песчаность и красноцветность. Южнее и восточнее Касба-Тадла свита представлена континентальными песчаниками и конгломератами, желтыми органогенно-обломочными известняками с фосфатизированными раковинами, через 5–10 км замещающимися красными континентальными слоями Феледи (песчаники, глины с гипсом, мергели с кремнями, без фауны).

Фациальная изменчивость палеоцен-нижнеэоценового горизонта аналогична и более четко выражена. Это время характеризуется трансгрессивным смещением фаций, особенно на юго-востоке (Майат, Касба-Тадла). Высоко фосфоритоносная фация (один – три рабочих пласта) на востоке доходит до Касба-Тадла. В Бенн-Мелал и Заоиа-эш-Шейк высококачественные фосфориты залегают лишь карманами. Далее на восток горизонт замещается нефосфоритоносными отложениями мощностью до 100 м, морскими и озерными извест-

няками, мергелями и конгломератами (Бекрит, Тимхадит). На западе залива, наоборот, намечается переход в более глубоководную и тоже слабо фосфоритносную фацию: в Сук-эль-Тлета выклиниваются все рабочие пласты, и промышленный интерес здесь представляет лишь верхнемеловой горизонт. Хотя максимальная мощность тоже приходится на район Эль-Бурудж (25–30 м), она значительна и в бассейне Гантур (20–25 м), что, возможно, указывает на опускающиеся массива Джебилет. На севере Фосфатного плато мощность горизонта около 15 м. Фосфоритонность растет в северном и восточном направлениях: в Майате уже три рабочих пласта – 1,15 м (у подошвы) с 27,5% P_2O_5 ; 2,40 м с 28,8% и 1,25 м с 32,0% P_2O_5 ; в Эль-Бурудже – тоже три пласта (1,6 м с 30,0% P_2O_5 ; 1,0 м с 29,67%; 1,5 м с 33,0%), и выше имеются еще два пласта, приближающихся к рабочим; в Хурибге нижний пласт мощностью до 3 м содержит свыше 30,0% P_2O_5 , следующий, средний, разрабатывающийся пласт (до 2 м с 34,5%) и верхний (0,5–0,8 м) тоже высокого качества. Все пласты сближены, и суммарная мощность пород не превышает общую мощность фосфоритов.

В Западно-Атласском заливе, несмотря на худшую сохранность отложений, можно также проследить их фациальную изменчивость. В маастрихт-нижнеоценовой серии на северо-западе района (месторождения Мескала, Имин-Танут) выделяется высоко фосфоритносная фация. В Мескале горизонт около 25 м начинается фосфоритовым конгломератом, выше залегают три мощных (2–4 м) пласта. В Имин-Танут мощность сокращается до нескольких метров, а восточнее намечается слабо фосфоритносная фация, почти полностью уничтоженная эрозией, что не позволяет обоснованно наметить береговую линию. На южном склоне Высокого Атласа сохранились слабо фосфоритносные и нефосфоритносные отложения. В Уэд Эржита (верхове р.Сус) мощность маастрихтских отложений, в значительной мере песчаных, с конгломератами, достигает 400 м, а фосфориты содержат не свыше 18–20% P_2O_5 . Слабо фосфоритосны и сенонские отложения.

Для палеогена намечается расширение залива на север и восток. Высоко фосфоритносная фация на северо-западе занимает большую площадь. Это мергели, часто фосфатистые, с кремнями, с редкими известняками, на западе (Мескала) с тремя пластами фосфоритов: у подошвы (2 м) с 31–32% P_2O_5 , выше (1 и 0,7 м) – низкого качества. На северо-восток, к Шишава, фосфоритонность увеличивается вместе с сокращением мощности от 40 до 30 м, а затем к Имин-Танут падает. При этом сокращается мощность (до 10–20 м), что указывает на островной характер осевой части Высокого Атласа. Число рабочих пластов уменьшается от четырех (Шишава) до одного (Имин-Танут), ухудшается качество фосфоритов, и восточнее развита уже слабо фосфоритносная, а затем и нефосфоритносная фации. Мощность по северному склону Высокого Атласа сокращается до нескольких метров. По его южному склону развита слабо фосфоритносная фация, которая сложена известняками, конгломера-

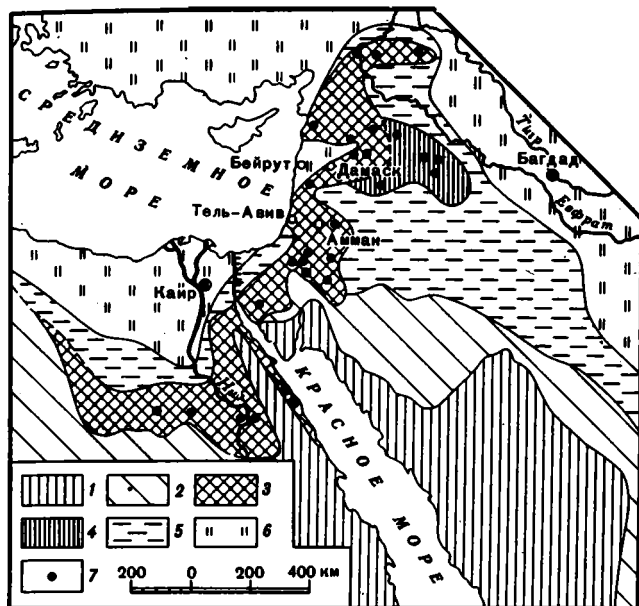
тами, мергелями, с единственным пластом фосфорита низкого качества, залегающим вблизи кровли серии. К Тинерхиру она замещается нефосфоритовыми отложениями.

Имеющаяся в Западно-Атласском заливе средне-верхнеэоценовая фосфоритовая свита во многом близка подстилающей, отличается более терригенным составом и непромышленной фосфоритовостью.

Алжиро-Тунисский бассейн протягивается на 1000 км с запада, от меридиана г.Алжир, практически до побережья Средиземного моря на участке между портами Габес и Суус. Максимальное расстояние между северными и южными точками фосфоритовосной фации 400 км.

Хотя фосфоритовосен тот же интервал (от маастрихта до эоцена включительно), что и в Марокканском бассейне, промышленные месторождения приурочены только к верхнему палеоцену – нижнему эоцену [4,5]. Верхнемеловые и палеогеновые отложения и здесь составляют единый комплекс, отвечающий почти всему времени существования бассейна, отделенный поверхностями несогласия как от подстилающих, пермо-триасовых, так и от более молодых, в основном континентальных олигоцен-четвертичных образований. На большей части бассейна он довольно четко делится на региональные стратиграфические комплексы слоев, в основном карбонатные: сенман-сантонский, кампан-маастрихтский, датско-монский, танет-ипрский и лютетский. Помимо известняков и мергелей, местами в качестве формациеобразующих выступают доломиты, глины, фосфориты, кремни и конгломераты. Наиболее пестр породный парагенез в районе Гафсы, на юго-востоке бассейна, где промышленно фосфоритовосен практически только танет-ипрский горизонт [5].

В танет-ипрском горизонте мощностью 20–90 м выделены богатые фосфоритовосные, умеренно фосфоритовосные, слабо фосфоритовосные и нефосфоритовосные фации. Первые по типу вмещающих фосфориты пород делятся еще на ракушечные и илестые фации, аналогичные выделяемым в районе Гафсы [4]. Богатая ракушечная, или "гафская", фация занимает площадь 150×50 км, отличается значительным содержанием устричников (20–25%) и своеобразных известняковых подводных конгломерато-брекчий. Богатая неракушечная илестая фация распространена в районах Тебеском, Сетифском, Аинбейдском и Макнаси. Строение горизонта здесь более простое, и лучшие пласты (один – пять) расположены в его середине. Умеренно фосфоритовосная фация, распространенная еще шире, почти со всех сторон окружает высоко фосфоритовые, соединяет Тебесский и Аинбейдский районы и, вероятно, включает также северную часть ракушечной фации. Число пластов достигает пяти, но мощность их не превышает 0,5 м. Наибольшие площади заняты слабо фосфоритовосной фацией с одним-двумя пластами фосфорита или только с фосфатистыми породами. Нефосфоритовосные отложения распространены в основном за пределами фосфоритового бассейна: в геосинклинальном прогибе на севере бассейна в виде глубоководных глин, мергелей и известняков мощностью не менее 150 м и в крупном плоском



фации верхнемеловых и палеогеновых фосфоритонесущих отложений Египетско-Аравийского бассейна

1 - выступы докембрийского фундамента; 2 - выход доверхнемеловых пород; 3-4 - богатая фосфатная фация: 3 - верхнего мела, 4 - палеогена; 5 - слабо фосфатная фация верхнего мела и палеогена; 6 - нефосфатная фация; 7 - месторождения и крупные проявления фосфоритов верхнего мела и палеогена

заливе-лагуне Туггурт на юго-западе, где наблюдаются мелководные и лагунные маломощные (десяtkи метров) песчано-глинистые и карбонатные отложения с гипсом.

Лютетские отложения, возможно, включающие и самые верхние горизонты ипра (формация известняков Метлави мощностью до 200 м), непостоянны по составу. Наиболее выдержаны на севере известняки с нуммулитами, а южнее Зуи и Тлиджена - с терситеями. В самом основании на юге нередко залегают фосфатистые мергели и ракушечники, а в средней и верхней частях - гипсы. В Аин-Бабуш и Джебель Анк развит пласт оолитовых железных руд мощностью от 3,5 до 15 м.

Нубийско-Аравийский бассейн протягивается в северо-восточном направлении, из АРЕ на юго-восток в Турцию на 1500 км при ширине около 500 км (см. фигуру). В его пределах выделяются относительно самостоятельные, более мелкие бассейны или районы: Египетский, Израильско-Иорданский и Иракско-Сирийский, к которому, вероятно, относятся месторождения юго-восточной Турции.

Фосфоритопроявления устанавливаются в интервале от сантона до верхнего эоцена включительно, но месторождения расположены на двух стратиграфических уровнях: большинство на нижнем – верхняя часть кампана и низы маастрихта (месторождения Абу Тартур, Эль-Махамид, Кусейр, Сафага, Орон, Эль-Хаса, Русейфа, Кнейфис, Восточное, Мардин и др.), а к верхнему, нижнеэоценовому приурочены месторождения Хбари, Рутба, Акашат, Туранф и др. [3].

Нубийский район, расположенный в центральной части АРЕ, включает три площади: западного побережья Красного моря, долины р.Нил и Западной пустыни, приуроченные к стабильному шельфу на северо-западном склоне Аравийско-Нубийского массива. Фосфоритоносная формация Дуви мощностью 20–100 м верхнекампанского, а на побережье Красного моря и нижнемаастрихтского возраста сложена глинами, устричными известняками, мергелями, песчаниками, фосфоритами и реже кремнями. На месторождении Эль-Махамид, в долине р.Нил, в средней пачке (3–10 м) разведаны два пласта (0,8–2,0 м) с содержанием 21,5–24,2% P_2O_5 . На побережье Красного моря (Кусейр, Сафага) возрастают карбонатность, число пластов кремней и фосфоритов: мощность трех продуктивных пластов последних 1,5–3 м, а среднее содержание P_2O_5 около 28%.

Фосфоритоносная формация подстилается пестроцветными глинами с прослоями кварцевых и глауконитовых песчаников сантона – нижнего кампана (50–115 м). Перекрывается она мелоподобными известняками и глинами с прослоями мергелей и глауконитовых песчаников (верхний маастрихт – палеоцен, 100–300 м) и заканчивающимися разрез однообразными нижнеэоценовыми известняками с кремнями (100–140 м), включающими редкие прослои нуммулитовых известняков и желваковых фосфоритов. В Западной пустыне на месторождении Абу Тартур фосфоритоносная формация отличается преобладанием карбонатно-глинистого парагенезиса пород с фосфоритами.

Израильско-Иорданский район расположен в пределах Синайского внутриплатформенного прогиба и на западном склоне Иорданского поднятия. Фосфоритоносные отложения сенона (100 м) подстилаются сантон-нижекампанскими мелоподобными известняками (40 м) и массивными, а также брекчиевыми кремнями, мергелями и известняками верхнего кампана (45 м), на которых залегает главный фосфоритовый горизонт (5–10 м). Он включает на территории Израиля три пласта мощностью 1,8–6,1 м с 24,5–32,9% P_2O_5 , разделенные фосфатистыми мергелями и мелоподобными известняками. В Иордании в этом горизонте промышленные пласты не установлены, они находятся выше, в основании маастрихта. На месторождениях Эль-Хаса, Русейфа их мощность 0,9–2,9 м, содержание P_2O_5 23,5–33,5%. Выше залегают маастрихтские мергели и мергели и мелоподобные известняки (до 120 м). В целом, по сравнению с Нубийским районом, здесь сокращается количество песчаников и глин и возрастает роль кремнистых пород, что указывает на большую удаленность от берега. Фосфоритоносность при этом возрастает.

Иракско-Сирийский район включает площади: Центрально-Сирийскую в Пальмирском внутриплатформенном прогибе, Восточно-Сирийско-Иракскую на северном склоне поднятия Рутба и Южно-Турецкую на склонах Диарбакырского поднятия. На Центрально-Сирийской площади выше доломит-известняковой толщи сеномана и турона залегают фосфоритоносные кремнисто-известняковые отложения сенона, согласно перекрытые известняками и мергелями маастрихта - палеогена. Фосфоритоносен интервал от верхов сантона до нижнего маастрихта включительно. На месторождении Кнейфис разрез изобилует пеллециподовыми известняками (сантон, кампан, маастрихт), кремнями и в верхах кампана содержит два мощных (до 13 м) пласта высококачественных фосфоритов (29-34% P_2O_5). На месторождении Восточное залежь едина, мощность ее до 20 м, среднее содержание P_2O_5 24,5%. Она с размывом залегает на сантонских ракушечниках, согласно сменяясь известково-глинистыми маастрихтскими отложениями. На месторождении Ерхейм продуктивных пластов (мощностью 0,8-2,0 м, 17-32% P_2O_5) три: два относятся к кампану, один - к маастрихту, и в нем вверху появляются глауконитовые известняки с желваками фосфоритов.

С востока к Центрально-Сирийской площади примыкают месторождения палеогенового возраста - Хбари, Акашат, Рутба, где выше верхнемеловых пород залегают с размывом и перерывом палеогеновые известняки, часто кремнистые и ракушечные, а также кремни и пласты фосфоритов. Наибольшее промышленное значение имеют два нижних пласта на месторождении Акашат: 0,5-13 м с 17,5-25% и 1,2-6,0 м с 17,5-27,0% P_2O_5 . На месторождении Хбари два промышленных пласта (0,8 и 1,9 м с 16,3 и 24,8% P_2O_5) залегают в кровле нижнего эоцена в составе горизонта мощностью 5-11 м, а выше, в терригенно-карбонатной толще среднего и верхнего эоцена (известняки глауконитовые, нуммулитовые, водорослевые, органогенно-обломочные, глины, кварцевые песчаники), развиты не промышленные зернистые и желваковые фосфориты.

На Южно-Турецкой площади, протягивающейся на 500 км при ширине до 100 км, наиболее крупное месторождение Мардин расположено на востоке района. Продуктивные пласты мощностью 1-2 м с содержанием P_2O_5 10-25% залегают в верхней части фосфоритоносного кремнисто-карбонатного сенонского горизонта небольшой мощности (30-60 м).

Кызылкумский бассейн находится в Советском Союзе на Туранской плите, в зоне сочленения структурных элементов палеозойского Кызылкумского свода, Сырдарьинской и Амударьинской синеклиз. Фосфориты наиболее хорошо сохранились в субширотных синклинальных впадинах: Джетымтауской на севере и Джеройской на юге бассейна.

В основании фосфоритоносных отложений Джетымтау обнажаются красноцветные кварцевые песчаники верхнего сенона мощностью около 30 м, выше идут среднеэоценовые алайские фосфоритоносные слои мощностью 38-50 м. Они начинаются базальным горизонтом

желваковых фосфоритов. Залегающая на них пачка (до 18 м) глин, мергелей и многочисленных фосфоритовых пропластков (0,05–0,1 м) сменяется главным фосфоритоносным горизонтом мощностью 18–25 м. Он сложен опоковидными мергелями и известняками, чередующимися с пластами фосфоритов общей мощностью 0,6–1,2 м с содержанием P_2O_5 до 28%. В составе горизонта встречаются желваки кремня. Перекрывает горизонт карбонатными и песчанистыми зелеными глинами туркестанских слоев верхнего эоцена.

В Джеройской впадине в основании разреза развиты известковистые песчаники маастрихтского яруса либо палеозойские породы фундамента. Фосфоритоносные отложения мощностью 10–40 м залегают трансгрессивно на более древних породах, начинаясь слоем (0,1–1,5 м) фосфатизированного гравийно-галечного материала с обильной примесью зерен кварца и зубов акул. Сменяющие этот слой породы представлены мергелями, глинистыми и опоковидными известняками, пластами фосфоритов. Общая мощность пластов 0,6–2,6 м с содержанием P_2O_5 6–26%. Завершают разрез туркестанские глины мощностью 10–50 м.

Таджикско-Ферганский бассейн расположен в эпиплатформенной складчатой области Тянь-Шаня. Среди основных ее структур выделяются Ферганская и Афгано-Таджикская внутриорогенные впадины с мощными мезо-кайнозойскими карбонатно-терригенными отложениями, смятыми в многочисленные антиклинальные и синклинальные складки. Разделяющая внутриорогенные впадины Южно-Тянь-Шанская глыбово-складчатая система сложена преимущественно палеозойскими породами.

Большинство фосфоритовых месторождений (Зиддинское, Хочильорское, Каратагское, Гутуфатьминское, Гулиобское, Риватское и Досманогынское) приурочены к верхнеалайским слоям Афгано-Таджикской впадины, ее горным обрамлениям Южного Узбекистана и Таджикистана. Разрезы верхнеалайских фосфоритоносных отложений мощностью 20–108 м представлены главным образом глинами и алевролитами. Глины карбонатные, песчано-алевритистые, монтмориллонитовые и гидрослюдистые. Среди алевролит-глинистых пачек находятся слои глинистых и устричных известняков, мергелей и доломитов, полевошпат-кварцевых фосфатных песчаников и фосфоритов. Последние слагают пласты мощностью 0,2–0,8 м с содержанием P_2O_5 3,6–24, чаще не более 13%. Фосфоритоносный горизонт перекрывается глинами и алевролитами туркестанских слоев верхнего эоцена.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ФОСФОРИТОВ

Основной литологический тип всех месторождений Африки и Аравии – зернистые фосфориты. Желваковые фосфориты распространены сравнительно ограничено.

По структуре и внешнему виду зернистые фосфориты – это руды разнозернистой структуры, слабой, реже крепкой цементации, несло-

истой, массивной или изредка косослоистой текстуры; серого, буровато-серого, бурого, а также светло-серого или, наоборот, темно-серого цветов, отбеливающиеся при просушке. Естественная влажность их 14–16%. Многие тунисские, сирийские и алжирские фосфориты крепкие, труднее поддаются дроблению и обогащению за счет повышенного содержания кремнистого вещества (более 5% SiO_2). Зерна размером 0,05–0,5 мм (реже до 1–2 мм), обычно хорошо сортированы. Зерна однородны или обнаруживают некоторую концентричность, т.е. являются иногда оолитами. Распространены оолиты с отчетливой многослойной концентричностью, а также сферолиты. Часто удается расшифровать однородные зерна, сложенные фторкарбонатитом, как пеллеты, хотя многие зерна представляют собой микроконкреции или обломки фосфата [3]. Различаются литогенетические разновидности фосфоритов: зернистые и оолитово-зернистые. Цемент поровый и пленочный, по составу карбонатный, кремнисто-карбонатный, глинисто-карбонатный. Нередки кремневые или фосфатные остатки радиолярий, фораминифер, моллюсков, иногда диатомовых водорослей, а также чешуя рыб, кости и остатки рептилий.

Химический состав фосфоритов, несмотря на большие колебания в содержании P_2O_5 , отражающее в основном различное содержание и состав нефосфатного цемента, по существу тождествен в разных месторождениях. Наиболее устойчиво высокое содержание P_2O_5 в фосфоритах Марокко, где разрабатываются пласты с 30–32% P_2O_5 . Содержание полуторных окислов (0,4–0,8%), органического вещества и кремнезема низкое. Фосфориты Туниса и Алжира также в основном с высоким содержанием P_2O_5 (27–30, часто до 33%), с 1–3% полуторных окислов, хотя иногда их заметно больше, как и органического вещества (до 5–7%) и кремнезема. Более значительны колебания в содержании P_2O_5 (16–34%), кремнезема (до 29%), полуторных окислов (0,4–5,2%) в фосфоритах Нубийско-Аравийского бассейна. Обычно повышенная радиоактивность в зернистых фосфоритах (максимальное содержание U_3O_8 0,019%). Терригенной примеси мало, и это практически лишь кварц; акцессорные минералы – циркон и рутил. Из аутигенных обычны глауконит, пирит, кальцит, вторичные – гипс, битумы, гидроокислы железа, кварц (в зоне поверхностного окремнения).

Среднеазиатские фосфориты представлены двумя разновидностями зернистого типа – в фосфоритоносных терригенно-карбонатных отложениях среднего эоцена [2,3]. В основании разреза этих отложений и ниже, среди горизонтов палеоцена и верхнего сенона, обычно распространены маломощные прослои желваковых фосфоритов.

Первая разновидность зернистых фосфоритов выделяется в Кызылкумском бассейне, сложена фосфатными зернами и оолитами и фосфатизированным детритом. Последний характеризуется существенно фораминиферовым составом. Первично-кальцитовые раковины фораминифер, составляющие до 70% и более в отдельных пластах, обычно полностью замещены фторкарбонатитапатитом. Средний химический состав таких зернисто-фораминиферовых фосфоритов следующий (в %):

P_2O_5 - 28,41; SiO_2 - 1,34; Fe_2O_3 - 8,72; FeO - 0,02; Al_2O_3 - 11,36; CaO - 33,0; MgO - 0,94; (K_2O+Na_2O) - 0,93; CO_2 - 6,98; SO_3 - 2,74; F - 2,43; п.п.п. - 2,98 [2].

Вторая разновидность, свойственная месторождениям Таджикско-Ферганского бассейна, характеризуется значительной песчанистостью и явными признаками переотложения. Фосфориты сложены фосфатными зернами (30–50%), фосфатизированными биогенными остатками (20–40%) и часто обильной (до 60%) примесью песчаных и алевритовых зерен кварца. Химический состав песчанистых фосфоритов следующий (в %): P_2O_5 - 6,28–10,0; SiO_2 - 58,73–73,44; CO_2 - 1,48–1,58; Al_2O_3 - 0,52–2,65; SO_3 - 0,46–1,02; F - 0,9; MgO - 0,68; (K_2O+Na_2O) - 1,5.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФОСФОРИТОВ

Особенности состава и строения фосфоритоносных отложений Аравийско-Африканской провинции и Среднеазиатских бассейнов позволяют достаточно обстоятельно восстановить условия фосфоритообразования. Карбонатный состав, большое развитие хемогенных известняков, участие доломитов и сульфатов, незначительная роль терригенных пород, замещение красноцветными лагуно-континентальными отложениями – все это указывает на преобладание аридного климата в позднемеловую и палеогеновую эпохи фосфоритообразования на севере Аравийско-Африканской провинции. Африканская суша имела низкий, плоский, мало расчлененный рельеф и поэтому не поставляла в бассейны большие массы терригенного материала. Эпиконтинентальные морские бассейны океанических шельфов Тетиса и Атлантики, по крайней мере те их части, где происходило формирование фосфоритов, также имели плоское дно и были мелководными. Об их мелководности свидетельствуют многочисленные прямые и косвенные признаки: наличие устричников и других индикаторов глубин, прибрежное расположение фосфоритовых фаций и нередко непосредственный переход их в континентальные отложения.

Мелководными были не только прибрежные, но и центральные части бассейнов, так, по датским фораминиферам устанавливаются в Алжиро-Тунисском бассейне глубины на больше 10 м. Моря имели отмели и острова, как, например, Фериана, Ходна, Кассерина в Алжиро-Тунисском бассейне [4], Рехамна, Джебилет и др. – в Марокканском [5]. Нубийско-Аравийский бассейн примыкал к Аравийско-Нубийскому щиту. Между островами и отмелями глубины скорее всего не превышали 100–150 м.

Частые перемены и переотложения фосфоритов, ракушечников в подводных условиях привели к формированию своеобразных конгломерато-брекчий, указывающих на активные гидродинамические условия фосфоритообразования. Возникновение сильных, различных по происхождению течений, часто постоянных по направлению, является неизбежным следствием особой палеогеографии верхнего сенона – палео-

гена, характеризовавшейся многочисленными отмелями и островами, усиливавшими течения в проливах. Общая неглубоководность делает возможным существенные перестройки рельефа дна и течений, закрытие и открытие проливов и, следовательно, чередование периодов более или менее застойной седиментации и перемыва осадков. Мелководность обеспечивает волновое воздействие на дно на больших площадях. Аридный климат создает разницу уровней в сообщающихся водоемах за счет испарения и стоковых течений. Соседство глубоководных водоемов приводит к возникновению восходящих течений, которые обеспечивали вынос на мелководье океанских вод с растворенным фосфором [1].

Вероятно первичное накопление фосфата таким путем. Фосфатное вещество могло первично накапливаться и в мелководных частях морей также за счет зоо- и фитопланктона и других органических остатков, пышно развивавшихся в теплых мелководных морях верхнего сенона и палеогена с активной гидродинамикой и многочисленными застойными участками, с переменным режимом течений и проливов.

В Аравийско-Африканской провинции можно наметить три обстановки: морские заливы (Марокко); проливы (Алжиро-Тунисский, а также другие бассейны); склоны поднятий более открытого моря (Нубийско-Аравийский бассейн [3-5]). Схема фаций (см. фигуру) показывает, что наиболее богатые фосфоритами отложения формировались на небольших глубинах и залежи в них разубоживались как в сторону больших глубин, так и к берегу. Следовательно, фосфоритовые фации не были литоральными, что особенно четко проявлено в марокканских заливах, в которых ширина прибреговых бесфосфатных фаций в вершинах заливов достигает многих десятков километров. Максимально приближены к берегу фосфатные фации на открытых участках моря в Гафском и Нубийском районах. Однако и здесь по простиранию береговой линии богатые фосфоритами фации сменяются бедными, и это происходит у наиболее открытых участков берега. Следовательно, из мелководных обстановок для фосфоритонакопления неблагоприятны как слишком застойные, так и слишком открытые участки. Оптимальные палеогеографические условия: средняя "открытость" бассейна с переменным режимом - чередование периодов застойности и активных течений.

Исключительно большой масштаб фосфоритонакопления за сравнительно короткий отрезок времени (кампан - эоцен) в Аравийско-Африканской провинции, особенно в ее северной части, определяет ее уникальность, объясняемую благоприятным сочетанием многих факторов: пассивного тектонического режима, аридного климата, мелководности и островного характера морей, свободно и периодически сообщавшихся с океаническими бассейнами: Тетисом и Атлантическим океаном.

Судя по распространению фосфоритовых месторождений на территории фосфоритоносных бассейнов Средней Азии, образование их явилось закономерным седиментационным процессом в среднем эоцене

на северном океаническом шельфе палеоокеана Тетис [3]. Бассейны выполнены мелководно-морскими фосфоритоносными терригенно-карбонатными отложениями, формирование которых происходило в заливообразных впадинах во время трансгрессии эпиконтинентального моря. Анализ текстурно-структурных и литолого-фациальных особенностей зернистых фосфоритов Средней Азии свидетельствует о том, что они представлены аутигенными (Кызылкумский бассейн) и аллотигенными (Таджикско-Ферганский бассейн) генетическими типами [2].

В первом бассейне фосфатонакопление на первой стадии определялось его первичной существенно хемогенной седиментацией, во втором – усиленной фосфатизацией фораминиферовых и других органических осадков. Преобладание в Таджикско-Ферганском бассейне аллотигенных фосфоритов псаммитового типа с примесью фосфатизированного детрита морских организмов и зерен кварца показывает, что эти образования формировались в обстановке неустойчивого гидродинамического режима, активного привноса терригенного материала и многократных донных перемылов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океана. М.: Наука, 1978.
2. Бойко В.С., Шабанина Н.В., Ильяшенко В.Я. Петрографическая характеристика зернистых фосфоритов Средней Азии. – В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979.
3. Покрышкин В.И., Бойко В.С., Ильяшенко В.Я. Закономерности размещения месторождений зернистых фосфоритов Аравийско-Африканской провинции и Средней Азии. – Литол. и полезн. ископ., 1978, № 6.
4. Фролов В.Т. Палеогеографические условия накопления фосфоритов Алжиро-Тунисского бассейна. – Геология и разведка, 1969, № 5.
5. Boujo A. Contribution a l'etude geologique du gisement de phosphate cretaceo-cesoen des Ganntour (Maroc occidental). – Not. Mém. Serv. Geol. Maroc., 1976, 262.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.	3
Парфенов В.Д., Юдин Н.И. Генетические типы метаморфогенного апатитового оруденения в докембрии Восточной Сибири.	5
Поташник Б.А., Шабашев В.Я. Типизация апатитовых руд Селигдарского месторождения и ее генетическая интерпретация. . . .	23
<u>Герасимов Е.К.</u> , Гишинская Л.Г., Козлов В.Ф., Мандрикова Н.Т., Матухин Р.Г., Перозно Г.Н., Суховерхова М.В. Особенности вещественного состава апатит-карбонатной толщи Селигдарского месторождения.	29
Парфенов В.Д., Микляев В.И. Структура и условия образования апатитовых гидротермально-метасоматических проявлений Центрального Алдана.	44
Зверев А.С., Арсеньев А.А., Боровская И.С., Фоминский В.И., Шубаков Г.Н. Основные черты фосфоритоносных бассейнов СССР.	54
Красотов Ю.М. Фосфоритоносные формации Енисейского края.	58
<u>Гуревич Б.Г.</u> Литогенетические типы фосфоритов Хубсугульского фосфоритоносного бассейна.	65
Ручкина Ю.Р., Арсеньев А.А. Литология кембрийских вулканогенно-осадочных фосфоритоносных отложений Удско-Шантарского бассейна.	82
Курбацкая Ф.А. Докембрийские фосфоритоносные отложения Кваркушско-Каменногогорского мегантиклинория Урала.	93
Малиновский Ю.М., Юдин Н.И. К вопросу о происхождении ордовикских фосфоритов Ангара-Ленского района.	106
Пауль Р.К. Условия образования ордовикских фосфоритов Ангара-Илимского района.	115
Горбунова Л.И. Фосфатоносность нижнего ордовика северо-запада Русской платформы.	133
Филиппова В.А., Фролов В.Т. Генетические типы и условия образования нижнеордовикских фосфоритоносных отложений Прибалтики.	142

Саммет Э.Ю. Девонские фосфориты северо-запада Русской платформы.	151
Гернгарт Н.Э. Фосфоритоносность основания осадочного чехла центральных районов Русской платформы.	160
Степанова Т.И. Фосфоритоносность волжского, берриасского и валанжинского ярусов.	166
Юдин Н.И. Сравнительная характеристика вещественного состава зернистых фосфоритов Западной пустыни АРЕ и Средней Азии.	198
Фролов В.Т., Покрышкин В.И. Условия образования фосфоритов северной части Аравийско-Африканской провинции и Средней Азии.	216

Генетические типы метаморфогенного апатитового оруденения в докебрии Восточной Сибири. Парфенов В.Д., Юдин Н.И. – В кн.: Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. М.: Наука, 1980.

Приведена краткая характеристика метаморфогенных апатитоносных формаций Восточной Сибири и связанных с ними месторождений и проявлений апатита. Выделены два основных типа метаморфогенных формаций: осадочно-метаморфический и гидротермально-метасоматический; показаны специфические особенности состава, строения и генезиса формаций и приуроченной к ним апатитовой минерализации. Несмотря на существенные различия, обе рассмотренные формации имеют единый, первично-осадочный источник фосфора. Высказывается мнение о перспективности обоих типов апатитовых формаций. Табл. 1. Библ. 27 назв. Илл. 1.

УДК 553.641.06 (571)

Типизация апатитовых руд Селигдарского месторождения и ее генетическая интерпретация. Поташник Б.А., Шабашев В.Я. – В кн.: Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. М.: Наука, 1980.

На основании минерально-петрографического изучения и статистической математической обработки данных силикатных химических анализов выделены геологические и геолого-технологические типы и разновидности апатитовых руд Селигдарского месторождения. Установлено широкое развитие терригенно-карбонатных отложений, локализующихся в виде линз и горизонтов и являющихся явно осадочными стратифицированными образованиями, на основании чего сделан вывод о первично-осадочном генезисе пород Селигдарского месторождения. Табл. 1. Библ. 3 назв.

УДК 553.641.06 (571)

Особенности вещественного состава апатит-карбонатной толщи Селигдарского месторождения. Герасимов Е.К., Гилинская Л.Г., Козлов В.Ф., Мандрикова Н.Т., Матухин Р.Г., Перозин Г.Н., Суховерхов М.В. – В кн.: Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. М.: Наука, 1980.

На основании сравнительного изучения физико-химических свойств апатита Селигдарского и Слюдянского месторождений методом электронного парамагнитного резонанса, исследования петрографического состава и физико-химических особенностей вмещающих апатит карбонатных пород методом стадийного анализа с использованием рентгенографии, электронной микроскопии, изотопии сделано предположение о первично-осадочном происхождении апатит-карбонатных пород Селигдарского месторождения. Табл. 1. Библ. 6 назв. Илл. 5.

УДК 552,543:553.641:552.43 (571.56)

Структура и условия образования апатитовых гидротермально-метасоматических проявлений Центрального Алдана. Парфенов В.Д., Мик-

**ЛИТОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС
ФОСФАТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
СССР**

*Утверждено к печати
Институтом литосферы*

Редактор *С.Ю. Давтян*
Редактор издательства *Т.А. Николаева*
Художник *Н.В. Илларионова*
Художественный редактор *С.А. Литвак*
Технический редактор *Г.П. Каренина*

ИБ № 17228

Подписано к печати 4.10.80. Т — 15874
Формат 60 х 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл. печ. л. 14,8 + 0,5 вкл.
Уч.-изд. л. 16,7
Тираж 700 экз. Тип. зак. 1624
Цена 2р. 60к.

Издательство "Наука",
117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 60 к.