

Академия наук
СССР



МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ОСАДОЧНЫХ
И ОСАДОЧНО-
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ТОЛЩ

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Лаборатория осадочных
полезных ископаемых

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ И ОСАДОЧНО- МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ

2790



Издательство
"Наука"
Москва
1978



В сборнике помещен ряд статей, освещающих результаты геологических исследований, относящихся к одной проблеме — металлогении осадочных и осадочно-метаморфических полезных ископаемых. Результаты исследований, изложенные в сборнике, основаны на новом оригинальном фактическом материале. Выделены три группы работ, посвященных: фосфатности осадочных и осадочно-метаморфических отложений, их марганценосности и бокситоносности. Приведены расчеты распределения калия и натрия в геосферах и типах горных пород коры и мантии.

Ответственный редактор
В.К. ЧАЙКОВСКИЙ

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ И ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ

Утверждено к печати Лабораторией осадочных полезных ископаемых

Редактор *И.А. Клинцева*. Художественный редактор *И.К. Капралова*.
Технические редакторы *Н.М. Бурова, Л.А. Куликова*

ИБ № 7123

Подписано к печати 4.08.78. Т — 15012. Усл. печ. л. 10,0 + 0,4 вкл. Уч.-изд.л. 12,1
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офс. № 1. Тираж 800 экз. Тип. зак. 380. Цена 1 р. 80 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука", 199034,
Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

КАЛИЙ И НАТРИЙ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ

Среди главных петрогенных элементов особенности распределения калия и натрия в коре и мантии Земли вызывают большой интерес геологов, особенно в связи с фактом резкого накопления калия в континентальной коре. Выяснение геологических причин глобальной мантийно-коровой дифференциации калия и геохимически родственного ему натрия в свете современных данных о петрологии коры и мантии представляет сейчас фундаментальную проблему геологии. До современного этапа развития глубинной геологии рассматриваемый вопрос не стоял столь остро, поскольку интерес геологов в отношении эволюции горных пород вполне удовлетворялся простейшей петрологической моделью гомогенной хондритовой мантии, истощенной петрогенными элементами, составляющими гранитную кору континентов. Хондритовая модель мантии была основана на изучении вещества хондритовых метеоритов, отождествляемого с породами подкорового базитового субстрата. Это вещество, судя по метеоритам, содержало заметные количества натрия, но было практически лишено калия. Однако современные данные метеоритики не вполне согласуются с представлениями о ничтожных содержаниях калия в силикатных метеоритах. Ничипорук и Мур [13], недавно изучавшие метеорит Алленд, отмечают его большую неоднородность; в метеорите присутствуют так называемые белые включения, отличающиеся аномально высокими содержаниями натрия (4,58%) и калия (0,345%). Эти авторы полагают, что метеорит образовался на самой ранней стадии эволюции вещества первичной туманности. Значительные количества калиевого полевого шпата, ассоциирующего с авгитом, оливином, титаномагнетитом, пиритом и халькопиритом установлены Банчем и Редом [80] в ахондритовых метеоритах-наклитах Накхла и Лафайетт. Калиевый полевой шпат обнаружен даже в железных метеоритах Викару, Стейшн, Кодакэнел и Коломоро [79]. Подобные данные свидетельствуют о неполной дифференцированности вещества некоторых метеоритов, что не укладывается в модель гомогенного космического хондрита как стереотипа первичной мантии Земли.

На основании принимаемой ранее гомогенной хондритовой модели мантии и расчета количества калия, накопленного в коре и остающегося в мантии и судя по содержанию калия в метеоритах, оценки баланса калия в коре и мантии приводят к необъяснимым выводам. Недавно Ю.М. Шейнманном [67] было показано, что при простом выплавлении пород коры из хондрита потребовались бы объемы последнего, в 65 раз превышающие области плавления. Этот автор пришел к выводу, что

калий поступал в кору из более значительных глубин (1000–1500 км), находящихся за пределами плавления мантии под материками и за счет вертикальных газовых конвекционных потоков в мантии.

Являясь важнейшим компонентом магматической эволюции земной коры и одним из надежных индикаторов условий образования гранитных и щелочных магм, зон регионального и локального метаморфизма и эндогенного рудообразования, калий совместно с сопутствующим ему натрием в отношении их распределения и поведения в природных силикатных системах представляет важнейший объект петрологических исследований. Синтез знаний и новый фактический материал, включая и петрологический эксперимент, выдвинули изучение щелочных металлов в плане эволюции коры и мантии в разряд ведущих проблем современной петрологии. Вместе с тем эта проблема не является чисто петрологической, поскольку вопросы миграции, дифференциации и концентрации калия и натрия в осадочных процессах столь же значимы и важны для развития литологии и геохимии осадочных процессов. Напомним о существовании проблемы происхождения и развития солевого состава океана, обсуждаемой геологами и геофизиками еще со времени Джолли, и ряда аналогичных проблемных вопросов эволюции литогенеза. Не вызывает сомнения, что между накоплением калия и натрия при "поверхностных" процессах и накоплением их в магматических породах коры, исходных для кор выветривания и осадков, имеется прямая генетическая связь [61, 72, 88, 90, 111, 150, 151].

Настоящая статья, открывающая по замыслу авторов серию подобных работ по геологической истории калия и натрия, ставит своей целью на основе современных знаний о распределении калия и натрия в коре, мантии и космическом веществе показать общие геологические особенности глубинных процессов распределения щелочных металлов, ведущих к установлению причинно-следственных связей калия и натрия с корой и мантией Земли. Работа такого рода носит сугубо предварительный характер и не лишена недочетов в отношении использования и правильной интерпретации имеющегося огромного фактического материала.

Авторы, однако, надеются, что их весьма скромный труд может оказаться полезным, включая и возможные заблуждения как в отношении информации к постановке проблемы, так и в отношении дальнейшего осмысливания проблемы и вытекающих из нее соображений.

КАЛИЙ И НАТРИЙ В ЗЕМНОМ И КОСМИЧЕСКОМ ВЕЩЕСТВЕ

Судя по имеющимся данным [12, 42, 43, 74, 159], космическое вещество отличается крайне малыми содержаниями калия и натрия при резком преобладании натрия над калием. В веществе земных геосфер [8, 10, 16, 20, 33, 34, 120, 128, 159, 164] проявлены основные закономерности дифференциации калия и натрия между корой и мантией Земли. Составленная на основании имеющихся данных о современной модели строения

Таблица 1

Распределение калия и натрия в космическом и земном веществе

Объект	K	Na	Na/K
Солнце	0,045	0,72	16,0
Луна	0,10	0,40	4,0
Метеориты			
железные	—	—	—
хондритовые	0,07	0,36	5,2
ахондритовые (базальтические)	0,22	0,61	2,8
Земля			
верхняя мантия	0,06	0,41	6,8
океаническая кора	0,07	1,09	14,3
континентальная кора	1,93	1,24	1,20
вода мирового океана	0,038	1,05	27,6

Земли табл. 1 позволяет судить о количественной стороне первичного распределения рассматриваемых элементов.

В табл. 2 приведены основанные на этих же материалах расчеты масс калия и натрия в различных оболочках Земли, сформированных в процессе дифференциации первичной мантии. Из указанных таблиц следует, что при перераспределении калия и натрия между корой и мантией масса калия в континентальной коре увеличивается в 3 раза, а масса натрия уменьшается на такую же величину по сравнению с исходной массой калия и натрия в мантии. Следовательно, в процессе выплавления гранитной коры из мантии калий резко накапливается в коре, а мантия его теряет. По показателям распределения калия и натрия и их отношению (Na/K) намечается определенная параллель между мантией, океанической корой и солевым составом Мирового океана, свидетельствующая о наличии генетической связи [9, 25, 52, 100, 132]. Генетическая связь между водой Мирового океана и вулканизмом дна океанов подчеркивается "мантийными" отношениями изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), в воде Мирового океана [160].

Таблица 2

Распределение масс калия и натрия в мантии, коре и океане

Геосферы	Масса, 10^{23} т	Масса, 10^{20} т	
		K	Na
Верхняя мантия	65,0	39,0	260,0
Кора			
океаническая	0,6	0,42	6,5
континентальная	1,8	3,47	2,23
Океан	0,14	0,053	0,147

Главная петрологическая особенность натрия сосредоточиваться в веществе мантии и продуктах базальтовых выплавов из нее, а калия — накапливаться в кислых магматических дифференциатах может быть использована (по отношению натрия к калию) в качестве индикатора глубинности магматических процессов [67] или степени зрелости коры [41]. Этот показатель давно используется именно в этом отношении [20, 23, 24, 33, 70, 88, 140, 158].

В последние годы столь же важное, если не большее значение для определения генезиса пород и глубинности родоначальных магматических очагов приобрело изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. За рубежом впервые исключительная важность этого отношения для петрологии показана Фором и Харлеем [89], а в СССР — Э.К. Герлингом [15]. Результаты многих изотопных исследований стронция в породах из различных регионов и различного происхождения [76, 104, 110, 136, 137, 138, 154, 165] показали большое значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для целей петрогенетического анализа. Гамильтон [13] и Мурбат [126] использовали эти отношения для решения ряда фундаментальных проблем геологии магматических и метаморфических пород, особенно в отношении установления наиболее надежного критерия первичного осадочного и магматического вещества докембрийских комплексов. Б.Г. Лутцем [33] на основании большого количества данных по распределению стронция и калия в глубинных магматитах отмечена прямая связь между накоплением калия и стронция. Харт с соавторами [103], а недавно Дикинсон [86] и Бест [77] пришли к выводам о наличии корреляции между калием и отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в глубинных частях зон Беньофа. На эту же корреляцию в продуктах современного вулканизма Канарских островов указывают Мендес и Виалетт [124], а в вулканитах Эллинской дуги — Пе и Гледхилл [137]. В этой связи отношение натрия к калию приобретает еще большее значение в качестве важного петрологического показателя, аналогичного показателю $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ или K/Rb, с успехом используемого для расшифровки генезиса магматических пород [33, 71, 92, 155, 156]. Рингвуд [142] на основании изучения экспериментальных силикатных систем, имитирующих природные базальтовые расплавы, показал, что щелочные оливиновые базальты отличаются от океанического толеита (продукт непосредственной выплавки из мантийного "пиролита") высокими содержаниями так называемых несовместимых, или некогерентных, элементов. К числу последних прежде всего относится калий, а также рубидий, уран, цирконий, титан, стронций и фосфор.

"Несовместимость" выражается в том, что указанные элементы вследствие своих ионных радиусов и валентности не могут изоморфно входить в состав минералов мантии и "пиролита" (оливина, ромбического пироксена, хромового клинопироксена, шпинели, отчасти граната) и должны переходить в жидкую фракцию мантии, а при отсутствии селективных выплавов — входить в некоторые барофильные мантийные

минералы (флогопита, пикроильменита, апатита и др.). Процесс выноса калия из системы барофильных минералов при давлении 80 кбар и температурах 500–2000°C изучался В.К. Марковым с соавторами [38], которые объясняли им глубинный вынос калия из мантии и накопление его в коре. Современные данные вулканологии и петрологии [25, 35, 76, 77, 91, 98, 116] свидетельствуют о газово-водном режиме этого выноса и о мантийном происхождении флюидов. В отличие от калия "несовместимость" натрия относительно, поскольку натриевая жадеитовая молекула является одной из важнейших частей вещества мантии [17, 59]. Натрий в значительных количествах накапливается также в щелочно-земельных мантийных магмах [16], а также в щелочных нефелиновых расплавах [5], определяя так называемую "натровую тенденцию" раннего развития геосинклиналей [36], или "тенденцию А" [20] в формировании пород океанической коры. Петрогенетическое значение отношения Na/K определяется принципиальными различиями в поведении калия и натрия в процессах выплавления из мантии пород коры в газово-водном режиме [35]. Это отношение является надежным показателем глубинности генерации магм, степени дифференциации подкорового вещества и зрелости коры и мантии Земли.

Фариг и Эйд [90] на основании большого числа анализов (более 14 000) пород Канадского щита рассмотрели эволюцию докембрийской коры этого региона. Они пришли к выводу, что в процессе эрозии первичной архейской коры в последующих сериях протерозойских метаморфических пород накопились значительные количества калия, урана, титана, тория и других элементов "некогерентного" ряда. Выявленная зональность распределения "некогерентов" в породах щита находит наилучшее объяснение с позиций первичного базальтового источника, последовательно создававшего петрологически зрелую кору щита. Гипергенная гипотеза в этом отношении оказывается бессильной объяснить многие факты и, в частности, накопление в породах урана — такого легкоподвижного при процессах гипергенеза элемента. Примерно к таким же выводам относительно роли и значения осадков в накоплении калия в метаморфических породах пришли Грин и Полдерваарт [20]. Они полагают, что огромные массы метаморфических пород щитов можно объяснить, исходя лишь из следующих допущений: 1) химическая дифференциация под действием осадочного процесса заметно изменялась за геологическое время, дифференциация натрия и калия была наименее эффективна в архее; 2) на всем протяжении геологического времени значительная часть осадочных отложений состояла из средних до фельзических туфов с содержаниями натрия, равными или превышающими содержания калия, а исходные для осадочных пород комплексы состояли из вещества с аналогичными отношениями натрия к калию. Указанные авторы, например, пишут: геохимия натрия и калия несовместима с теорией эволюции континентов под действием выветривания и образования осадков из исходных базальтовых пород.

Энгель с сотрудниками [88] пришел к выводу, что отношение K_2O/Na_2O можно рассматривать как функцию геологического времени, отражающую этапы дифференциации изверженных пород и природу класти-

ческих осадков. Для большинства архейских пород указанное отношение меньше 1, иногда до 0,7; для протерозойских — более 1,2 для изверженных пород и более 2 для осадочных пород. Вариации отношения Na/K в последовательных магматических сериях разного возраста были подчеркнуты еще Дэли [23], а затем использовались многими геологами при решении как частных, так и общих задач по эволюции магматизма. Они нашли отражение в работах всех выдающихся отечественных и зарубежных петрографов, например, в работе по магматическим формациям Ю.А. Кузнецова [29]. Недавно этот метод с успехом был использован А.Б. Вистелиусом с сотрудниками [11] для доказательства роста гранитной коры в азиатской части Тихоокеанского кольца.

Показатель Na/K можно рассматривать прежде всего как функцию роста геосинклинальной гранитной коры континентов. Уменьшение этого показателя по сравнению с величиной 1,2–1,5 (среднее значение для континентальной коры) свидетельствует о завершении дифференциации ближайшего подкорового материала и создании петрохимически зрелой гранито-гнейсовой коры континента.

О ГЕТЕРОГЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Ю.М. Шейнманн [144] в последней работе, посвященной проблеме глубинного рудообразования на континентах и в океанах, пришел к исключительно важным выводам. Он указал, что главное различие между металлогенной корой континентов и океанов заключается в том, что в океанах отсутствует комплекс месторождений, связанных с кислой магмой. Интрузии срединноокеанических хребтов включают не только габброиды, но и гранодиориты и натровые граниты, однако последние не несут оруденения в связи с безрудностью океанических материнских расплавов. Океанические и континентальные магмы различаются по величине отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$; у первых оно равно 7–30, у вторых 2–4. Различие металлогений океанической и континентальной коры связывается с неодинаковыми содержаниями калия, поступление которого в верхние части коры сопровождается выносом и отложением руд. Вынос калия не может быть объяснен расплавлением мантии, а связан, по мнению Ю.М. Шейнманна, с продолжающейся под континентами дифференциацией мантии и глубинными дифференцированными потоками рудообразующего флюида в кору. Упомянутые потоки в океанической коре и под ней отсутствуют и сама океаническая мантия является неотдифференцированной. Этот важный вывод названного автора, сделанный в глобальном аспекте, может быть использован при сравнительном тектоническом анализе отдельных докембрийских платформ, отличающихся по строению, составу и особенностям металлогении. Прежде всего это относится к платформам южного и северного полушария (например, Африка и Северная Америка, Африка и Русская платформа), заметно отличающимися друг от друга в этом отношении, а также по геофизическим данным [157, 164].

Таблица 3

Содержание К, Na и отношение Na/K в породах щитов

Щит	К	Na	Na/K
Балтийский	1,45	1,14	0,79
Канадский	1,28	0,84	0,66
Бразильский	1,11	1,33	1,20
Капваальский	1,14	1,46	1,28
Мавританский	0,98	1,30	1,33

В табл. 3, составленной с учетом опубликованных данных [145, 148, 149] о среднем составе пород щитов (по двум щитам Африканской платформы расчет средних составов выполнен авторами на основании современных тектонических схем Африки) [63, 69, 83], геологических карт отдельных территорий и имеющихся химических анализов пород, приводятся характеристики состава пород щитов по К, Na и Na/K.

Из приведенной таблицы следует, что докембрийские щиты заметно отличаются друг от друга по содержанию калия, натрия и отношению Na/K.

Эти отличия особенно характерны для щитов северного (Балтийский и Канадский) и южного (Бразильский, Капваальский и Мавританский) полушарий, что является убедительным подтверждением принципа биполярности развития земной коры, установленного Н.А. Штрейсом [68].

Поскольку возраст всех докембрийских щитов одинаков (3800–2800 млн. лет), то имеющиеся различия по содержанию калия, натрия и в отношении Na/K могут быть объяснены только мантийно-коровыми причинами, обуславливающими особенности геологического развития щитов и платформ северного и южного полушарий. Судя по распределению калия, натрия и отношению Na/K, архейская кора и верхняя мантия щитов южного полушария являются менее дифференцированными и зрелыми, а доля архейских офиолитов в коре более значительна, чем для щитов северного полушария. Этим и следует объяснять специфику и особенности богатой металлогении Африканской платформы с ее крупнейшими и уникальными месторождениями золота, меди, никеля, кобальта, платиноидов, титана, редких и радиоактивных элементов и наличие здесь наиболее крупных формаций урано-золотоносных конгломератов. Источниками этих металлов являются мантийные глубины, а не процессы, протекающие в коре. К идее мантийных источников руд уже сейчас склоняются многие геологи [2; 3, 4, 50, 62, 67, 107, 113].

Крупным достижением современной петрологии, тектоники и геофизики было установление внутри древнейших докембрийских провинций выходов первичной архейской коры, сложенной основными гранулитами, базитами и ультрабазитами. Такие породы у тектонистов получили название меланократового комплекса, а петрологи и геофизики

Таблица 4

Распределение калия, натрия и отношения Na/K в породах континентальной и океанической коры

Порода	K	Na	Na/K
Континенты			
Альпинотипный гипербазит	0,004	0,015	3,8
Толейтовый базальт	0,42	0,85	2,0
Континентальный риолит	3,9	2,5	0,64
Океаны			
Гипербазит	0,04	0,07	1,7
Толейтовый базальт	0,07	1,0	14,7
Виолиты Исландии	1,22	1,66	1,36

стали их относить к самому нижнему гранулит-базитовому слою континентальной коры. Исследования [44, 122, 125, 147] показывают, что распространение меланократового комплекса главным образом ограничивается континентами и их окраинами, а океаническая кора должна быть резко противопоставлена континентальной [31, 86]. Рост гранитной коры континентов должен осуществляться в сравнительно узкой активной зоне, отвечающей выходу зон Беньофа [77]. По данным Б.Г. Лутца [33], калиево-натриевые параметры меланократового комплекса континентов [K — 0,85%; Na — 1,17%; Na/K — 1,38] наиболее близки к таковым петрологически незрелых щитов Африки, что находит подтверждение в широко развитых здесь основных гранулитах и офиолитах. На основании данных Ю.М. Шейнманна [66] и Б.Г. Лутца [33], в приводимой выше табл. 4 сведены средние содержания калия, натрия и отношения Na/K в трех наиболее контрастных типах континентальных и океанических пород — гипербазитах, толейтовых базальтах и риолитовых лавах.

Из таблицы следует, что петрохимически контрастные типы пород, слагающие континентальную и океаническую кору, резко отличаются друг от друга по калию, натрию и отношению Na/K. Судя по этим параметрам, океаническая кора является недифференцированной, а магматические породы континентальной коры представляют продукты достаточно полной дифференциации вещества мантии. Эти особенности и отражают гетерогенность верхней мантии. Можно наметить гетерогенность верхней мантии нескольких порядков. В глобальном отношении намечается гетерогенность мантии первого порядка под континентами и океанами [78, 144]. Намечается региональная гетерогенность мантии и коры второго порядка для отдельных материков и океанов [164], а также локальная гетерогенность третьего порядка для ограниченных участков континентов и океанов [33, 60, 87, 101, 104, 134, 147].

Таблица 4

Распределение калия, натрия и отношения Na/K в породах континентальной и океанической коры

Порода	K	Na	Na/K
Континенты			
Альпинотипный гипербазит	0,004	0,015	3,8
Толентовый базальт	0,42	0,85	2,0
Континентальный риолит	3,9	2,5	0,64
Океаны			
Гипербазит	0,04	0,07	1,7
Толентовый базальт	0,07	1,0	14,7
Виолиты Исландии	1,22	1,66	1,36

стали их относить к самому нижнему гранулит-базитовому слою континентальной коры. Исследования [44, 122, 125, 147] показывают, что распространение меланократового комплекса главным образом ограничивается континентами и их окраинами, а океаническая кора должна быть резко противопоставлена континентальной [31, 86]. Рост гранитной коры континентов должен осуществляться в сравнительно узкой активной зоне, отвечающей выходу зон Беньофа [77]. По данным Б.Г. Лутца [33], калиево-натриевые параметры меланократового комплекса континентов [K — 0,85%; Na — 1,17%; Na/K — 1,38] наиболее близки к таковым петрологически незрелых щитов Африки, что находит подтверждение в широко развитых здесь основных гранулитах и офиолитах. На основании данных Ю.М. Шейнманна [66] и Б.Г. Лутца [33], в приводимой выше табл. 4 сведены средние содержания калия, натрия и отношения Na/K в трех наиболее контрастных типах континентальных и океанических пород — гипербазитах, толентовых базальтах и риолитовых лавах.

Из таблицы следует, что петрохимически контрастные типы пород, слагающие континентальную и океаническую кору, резко отличаются друг от друга по калию, натрию и отношению Na/K. Судя по этим параметрам, океаническая кора является недифференцированной, а магматические породы континентальной коры представляют продукты достаточно полной дифференциации вещества мантии. Эти особенности и отражают гетерогенность верхней мантии. Можно наметить гетерогенность верхней мантии нескольких порядков. В глобальном отношении намечается гетерогенность мантии первого порядка под континентами и океанами [78, 144]. Намечается региональная гетерогенность мантии и коры второго порядка для отдельных материков и океанов [164], а также локальная гетерогенность третьего порядка для ограниченных участков континентов и океанов [33, 60, 87, 101, 104, 134, 147].

Становится очевидным, что вся совокупность и многообразие типов коры и верхней мантии обусловлены глубинными процессами в мантии. Эти процессы лишь в весьма приблизительном виде могут быть оценены на основании косвенных данных, поставляемых геофизикой, изучением выбросов глубинного вещества, а также на основании петрологических экспериментов. В отношении глубинности геофизических методов сейсмический метод Монте-Карло определяет наиболее четкую границу раздела в верхней мантии, находящуюся на глубине примерно 700 км [163]; природа этой границы неизвестна, вероятно, она отвечает астеносферному слою. Под щитами отмечается максимальная глубина волновода Гутенберга в 300 км [87], отвечающая, возможно, нижней границе области дифференциации верхней мантии. Непосредственное изучение обломков вещества верхней мантии по ксенолитам в кимберлитах дает возможность проникнуть в мантию на большие глубины, до 150–200 км [119]. Изучение состава верхней мантии по включениям в базальтах, кимберлитах и алмазах представляет наиболее радикальный путь непосредственного изучения вещества мантии и протекающих в ней глубинных процессов. Указанное направление успешно развивается В.С. Соболевым и его сотрудниками в Сибирском отделении АН СССР [21, 27, 28, 30, 55, 56, 57, 58, 59, 60]. За рубежом подобные исследования выполнены Голсом [93], Марти и Штубером [129], Мак-Грегором [117, 118, 119] О'Харой [135], Джексонсом [105, 106], Дентексом [85], Вилли [162], Харрисом с сотрудниками [99], Куно [112], Аоки [75], Грином с соавторами [95], Штубером и Икрамуддином [154], Бареттом [76], Клементом [82], Шимицу [146] и другими исследователями.

Изучение глубинных включений в кимберлитах показывает, что они связаны преимущественно со щелочными разновидностями глубинной базальтовой магмы, насыщенной летучими. По этим данным верхи верхней мантии слагаются толщей переслаивания перидотитов, пироксенитов и пироповых эклогитов при ограниченном участии последних. Верхняя мантия сильно дифференцированная и неоднородная по составу в различных регионах и даже отдельных участках [48]. В.С. Соболев с сотрудниками [56] выделяет следующие типы верхней мантии: существенно гипербазитовые [типы I, III, VI], базит-гипербазитовые слабо дифференцированные [типы IV, VII], базитовые или базит-гипербазитовые сильно дифференцированные [типы II, V, VIII] горизонты. Самые верхние части мантии сложены альпинотипными гипербазитами, которые с глубиной [до 75 км] сменяются шпинельсодержащими перидотитами [лерцолитами] с участием слоев верлита. Эти породы содержатся в обломках кимберлитов и рассматриваются как отторженцы глубинных частей верхней мантии [112], хотя и не исключено сегрегационное происхождение части этих обломков-сегрегаций, равновесных с толеитовым расплавом [146]. По изотопии стронция ксенолиты мантийны, а верлитовые разновидности обнаруживают генетические связи с кимберлитами [76].

Наиболее глубинными обломками являются ксенолиты алмазосодержащих эклогитов, отличающиеся от обычных эклогитов верхних зон мантии повышенной железистостью, титановостью и щелочностью. Эксперименты Куширо и Иодера [114] показали, что образование алмазосодержащих эклогитов может происходить за счет плавления гранатового лерцолита, но обязательно в присутствии воды. Гранатовые лерцолиты [перидотиты] расположены выше алмазосодержащих эклогитов, которые образуют наиболее мощный слой верхней мантии в интервале 75–400 км [33, 75]. Среди гранатовых лерцолитов залегают подчиненные толщи базит-гипербазитовых пород и диопсидовых эклогитов. Вещество ксенолитов в кимберлитовых трубках неоднородно по составу. При преимущественном распространении пород базитового и гипербазитового состава иногда встречаются глубинные ксенолиты, весьма необычные для барофильного комплекса верхней мантии. Клемент [82] описал в кимберлитах ЮАР включения, представляющие сегрегации [0,1–80 мм] калиевой слюды, сцементированной первичными серпентином и кальцитом. Внутри сегрегаций присутствуют скопления флогопита, оливина и граната. Автор описания полагает, что на больших глубинах, откуда вынесены слюдяные ксенолиты, первичный расплав мог разделяться на низкотемпературную калиевую силикатную часть и газовой-карбонатный высокотемпературный ликвид, обуславливающий взрывной эффект при понижении литостатического давления и образовании кимберлитовых трубок. К аналогичным выводам о газовом режиме внедрения-кимберлитов и карбонатитов и о генетической связи кимберлитовых и карбонатитовых магм пришли Никсон [133], Ранкин и Ле Бас [141], Фергусон с соавторами [91] и другие исследователи африканских кимберлитов и карбонатитов. Гарней [97], обобщивший результаты исследований по генезису кимберлитов, в качестве главного отмечает положение многих авторов о флюидной природе кимберлитовых расплавов и наличии больших масс летучих на глубинах до 600 км.

Большое значение для выяснения среды кристаллизации алмазов в кимберлитах приобретают результаты изучения включений в алмазах, успешно начатые Н.В. Соболевым [57, 58]. Этот исследователь пришел к выводу, что алмазы могут кристаллизоваться в спокойных условиях в силикатной среде различного состава — от дунитов-гарцбургитов до корундовых эклогитов. Включения минералов в алмазах резко отличаются от минерального состава ксенолитов кимберлитовых трубок: так, энстатиты характеризуются низкой глиноземистостью, а гранатам свойственна повышенная хромистость. Велке с соавторами [161] описал в алмазах трубки Премьер [ЮАР] обильные включения диопсида, сильно обогащенного калием [558,7 нг]. Принц с соавторами [139] установил в алмазах Западной Африки и Заира включения обогащенной калием слюды, флогопита и санидина. Мелтон и Жиардини [123] исследовали состав и содержания газов в алмазах Африки и Бразилии. Количества газов оказались относительно высокими, а состав весьма разнообразный: были экстрагированы H_2 , CH_4 , H_2O , C_2H_4 , N_2 , CO , C_2H_6 , OH , O_2 , Ar , C_3H_8 , CO_2 . Некоторые из исследованных алмазов отличались необычными содержаниями воды и кислорода, что свидетельствует, по

мнению названных авторов, о наличии на больших глубинах в мантии свободной воды. В этой связи следует отметить ряд новых фактов высокой газовой активности глубинных вулканических аппаратов. Особенно это свойственно молодому вулканизму Африки. В 20–30-е годы французские геологи, изучавшие вулканизм Сахары (Килиан, Бордэ) обратили внимание на факты крайне высокой взрывной газовой активности этих вулканов. Позже В.М. Чайка и Э.В. Ужгалис [65], изучавшие продукты вулканизма Сахары в нижнем кембрии, мелу, в третичное и четвертичное время, отмечали высокую газонасыщенность лав крупных вулканов Серуенута, Телертебы и Тахалры-Атакора в Центральной Сахаре и наличие в жерловых фациях вулканов мантийных ксенолитов.

Значительные выбросы глубинных газов устанавливаются при современных вулканических извержениях. Чайно [81], изучавший извержение вулкана Тенегия на Канарских островах, указывает, что в ночь на 13 ноября 1971 г. во время параксизма из кратера Т-3 выбрасывался вулканический газ со скоростью до 340–430 км³/час при дебите газов 25–32 км³/час и температуре 1050°C. В начале пароксизмов газы состояли из Н₂ и СО, а в конце – из СО₂. Крукшенк и др. [84] описали горение водорода в атмосфере при извержении газов вулкана Килауэ на Гавайях 14 августа 1971 г. Ле Геру с сотрудниками [115] во время извержения вулкана Арта-Але в Эфиопии в 1974 г. удалось отобрать и исследовать чистые, не загрязненные атмосферным воздухом, газы. Они состояли из Н₂О, Н₂, N₂, Аг, О₂, СО и СО₂; смесь газов по сравнению с теоретической моделью находится в равновесии при температуре 1130°C и давлении около 2,8 кбар. Нэутон и др. [130] отмечают, что при выбросе газов из вулкана Мауну-Улу [Гавайи] в 1970 г. совместно с газами выносились сульфаты, хлориды и фториды натрия, алюминия, железа, магния и калия. В этой связи большой интерес представляют новые данные о результатах бурения сверхглубокой скважины на Кольском полуострове, которая вскрыла древнейшие образования континентальной коры Балтийского щита [1]. На глубине около 6000–7000 м породы оказались сильно насыщенными ювенильными газами – СО₂, Не и углеводородами. Еще до этого исследования И.А. Петерсилье [45, 46, 47] пород Кольского полуострова, особенно Хибинского массива щелочных пород, отмечалось обилие в них углеводородных газов, для которых иногда принимался коровый источник и биогенные докембрийские образования. Современные результаты исследований газов в щелочных породах Хибин [26, 49] позволяют более определенно считать эти газы глубинными и связывать их с поступлением из верхней мантии, особенно учитывая исследования Е.К. Мархинина [40], В.А. Панаева [44], Г.Е. Бойко [7], Ю.А. Долгова и Н.А. Шугуровой [22] и других авторов. Все эти данные убеждают в том, что на больших глубинах в мантии могут находиться породы сильно насыщенные щелочными металлами, газами и рудными компонентами, поставляемыми в верхнюю мантию и кору при глубинных тектонических процессах и тепловых потоках из глубин.

Земная кора континентов и океанов образована при прямом участии этого глубинного слоя. В настоящее время предложено несколько пет-

рологических моделей строения земной коры и верхней мантии, причем все они предусматривают резкое различие континентальной и океанической коры. Континентальные коры характеризуются существенно гранитными породами и имеют мощность 35–50 км; океанические же коры сложены базальтами и имеют мощность 10–20 км. Континентальная кора до глубины 20 км представлена гранито-гнейсовым слоем, ниже которого расположен гранулит-базитовый (базальтовый) слой более неоднородного состава (гранулиты, габброиды, амфиболиты, офиолиты). Нижняя часть гранулит-базитового слоя слагается мало дифференцированными эклогитоподобными породами и амфиболитами — породами, переходящими к мантийным эклогитам [33]. Ито [109] оценивает мощность океанической литосферы в 70 км; она имеет двухслойное строение: верхний слой сложен перидотитами, нижний — оливиновыми эклогитами, ограниченными внизу линией сухого солидуса. Ворцель [164] дает средние мощности континентальной и океанической коры: соответственно 33,7 и 12,05 км. По его данным, континентальная кора значительно расчленена (от 1–2 до 8 геофизических границ раздела). Океаническая кора состоит из слоя воды (4,8 км), осадочного слоя (0,8 км), слоя 2 (1,68 км) и слоя 3 (4,77 км). По данным В.А. Панаева [44], слой 2 Атлантического и Индийского океанов имеет меняющуюся мощность от 0 до 5 км, которая возрастает к вулканическим островам, подводным плато и хребтам и сокращается к глубоководным котловинам. С этим слоем связаны линейные аномалии океанов и поступление нефтепроизводящих углеводородов [44]. Дно океанов сложено однородными толеитовыми базальтами [31, 102] и лишь в области вулканических поднятий появляются щелочные разновидности базальтов, а наиболее глубинные калиевые базальты появляются в структурах, связанных с глубинами 200–300 км [33]. Они обнаружены на окраинах Тихого океана, в островных дугах и хребтах [77, 82, 96, 108, 112].

ПРОБЛЕМА ГЛУБИННЫХ ИСТОЧНИКОВ "НЕКОГЕРЕНТНЫХ" ЭЛЕМЕНТОВ

По имеющимся данным магмы калиевых базальтов и кимберлитов-карбонатитов являются наиболее глубинными [27, 33, 39, 66, 67, 77, 82, 96, 108, 117, 118, 119]. Все исследователи единодушны в том, что для наиболее глубинных магм характерна высокая щелочность главным образом по калию и повышенная газонасыщенность [26, 127]. Следовательно, судя по калию, глубинные части мантии являются наиболее вероятным источником "некогерентных" элементов. По своим петрохимическим особенностям типичными "некогерентами" являются также ювенильные газы и их соединения: H_2 , O_2 , H_2O , OH , Cl , F , CO_2 , SO_2 , Ne , Ar , N_2 , CH_4 , C_2H_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , CO , CO_2 и пр. Мантийный источник калия и флюидов должен быть расположен ниже гранатовых лерцолитов из низов верхней мантии, поскольку "некогеренты" в их состав войти не могут [142]. Б.Г. Лутц [33] оценивает глубину генерации калиевых базальтов ниже 200–300 км; Ю.М. Шейнманн [67] полагает, что калий

поступает с глубин не менее 1000—1500 км. Возможно, что слой мантии, насыщенный "некогерентами" приурочивается в своей верхней части к наиболее четкой сейсмогеофизической границе: 690 ± 25 км [163]. Относительно механизма выноса "некогерентов" с глубин высказывались различные предположения, которые можно разделить на три группы: 1) одни исследователи [51, 65, 77, 94, 153] привлекают гипотезу ассимиляции базальтовыми расплавами гранитного корового материала; 2) другим источником "некогерентов" считают процессы магматической эволюции "пиrolита" в результате зонной плавки или магматического кислотного выщелачивания [10, 25, 33, 73, 97, 143]; 3) третьи считают источниками "некогерентов" породы мантии, более глубинные, чем гранатовые лерцолиты [6, 54, 67, 98, 116].

Сторонники ассимиляционной гипотезы располагают недостаточными аргументами, поскольку с помощью этой гипотезы невозможно объяснить появление "некогерентов" в наиболее глубоких частях верхней мантии. Сторонники автохтонного источника "некогерентов" предлагают несколько вариантов их селективного выплавления из базальта и пород мантии. Наиболее аргументированным является предполагаемый механизм зонной плавки, теоретически обеспечивающий прогрессивное накопление "некогерентов" в последовательном ряду селективного выплавления силикатных расплавов. Однако и эта гипотеза не может удовлетворительно объяснить появление калия и летучих на больших глубинах в мантии, а также накопление тугоплавкого тория по отношению к более легкоплавкому урану и другие подобные несоответствия. Гипотеза мантийного кислотного выщелачивания, предложенная и удачно аргументированная Б.Г. Лутцем [33] в отношении некоторых аспектов метасоматоза глубинных зон, также не может объяснить глубинные источники калия и летучих. То же следует сказать и о других гипотезах мантийноавтохтонного и корового источника подвижных компонентов [37, 143].

Вместе с тем обнаружение в наиболее глубинных породах — кимберлитах и в самих алмазах калиевых слюд, флогопита, санидина, кварца, газов и следов интенсивной газовой активности определенно свидетельствует об очень глубоком источнике "некогерентов". Уже сравнительно давно было обращено внимание на значительные концентрации в кимберлитах такого необычного для основных магм минерала, как циркон. Циркон кимберлитов очень своеобразен. Обычно это довольно крупные и сильно корродированные (флюиды?) кристаллы, обогащенные многими "некогерентными" элементами. Мейер и Свисеро [121] недавно описали включения циркона, кварца, рутила и ильменита в алмазах Бразилии, что является прямым указанием на наличие среды, состоящей из "некогерентных" элементов, в которой кристаллизовались бразильские алмазы. Все приведенные выше данные в совокупности позволяют признать гипотезу гипермантийного источника "некогерентов" более обоснованной всем имеющимся в данный момент геологическим материалом. Петрология пока не располагает непосредственными наблюдениями вещества глубинных зон мантии, которые позволили бы прийти к однозначному выводу о фазовом состоянии, составе и природе мантии,

расположенной ниже гранатовых перидотитов верхней мантии. В.С. Соболев [54] полагал, что наиболее глубинными породами, генерирующими кимберлитовую магму, являются слюдистые перидотиты. Такие породы могли бы явиться родоначальниками для потоков "некогерентов" из мантии и объяснить природу глубинных калиевых флюидов. Харийя [98] полагает, что ряд калий- и водосодержащих минералов (флогопит, слюды, амфиболы, санидин и др.) содержится в породах самой глубокой верхней мантии и является источником воды и других компонентов гранитной коры. Ллойд и Байлей [116] еще более определенно высказываются о наличии на глубине особой флогопитовой мантии — источника калия и флюидов. В этой связи большое значение приобретает находка в кимберлитах Якутии обломка флогопит-пикроильменитовой породы [48].

Представления о "флогопитовой мантии", находящейся под гранатовыми лерцолитами и являющейся главным источником "некогерентных" элементов, в свете имеющихся фактов и развития петрологии глубин представляются наиболее реалистичными. Они могут объяснить и ряд геологических особенностей строения и состава древнейшей континентальной коры щитов. В пределах щитов и кристаллических массивов раннего докембрия сейчас установлены крупные сводовые "кольцевые" структуры, с которыми связаны районы глубинного вулканизма и распространения кимберлитовых и карбонатитовых тел [64]. Обычно вдоль границ "кольцевых" структур первого порядка расположены флогопитовые породы, как правило, в ассоциации с породами, обогащенными фосфором, редкими землями и другими элементами "некогерентного" ряда (щиты Алданский, Анабарский и др.). Возраст упомянутых образований оказывается весьма древним — до 3600 млн. лет [14]. В структурно-стратиграфическом отношении они отвечают выступам древнего докембрия, слагающего основание континентальной коры. Не являются ли эти комплексы с их своеобразным составом и металлоносностью перемещенными с глубин продуктами флогопитовой мантии?

В связи со все более рельефно встающей проблемой гипермантийных источников калия, летучих и рудных компонентов коренным образом должен быть пересмотрен вопрос о природе и об источниках глубинного тепла, генерирующего магматические процессы в коре и мантии. Становится очевидным, что устоявшиеся представления о коровых радиогенных источниках тепла в связи с успехами петрологии земных глубин оказываются несостоятельными. В этом отношении особенно показательны выводы Е.А. Любимовой [32] о мантийном источнике радиогенных тепловых потоков. Представляется также, что многие несоответствия в расчетах баланса рудного вещества [53], основанные на модели хондритовой мантии, могут быть устранены, а полученные результаты по-новому осмыслены, если исходить из модели "флогопитовой" гиперглубинной мантии. Особенно настоятельным является переосмысление идей Д.И. Менделеева о неорганическом происхождении нефти на основе современных успехов глубинной петрологии. В дальнейшем расширении и углублении знаний о коре и мантии Земли можно видеть наиболее благотворное влияние глубинной геологии на развитие металлогении

и геологоразведочной практики. Итак, все изложенные выше суммированные факты и эмпирические обобщения позволяют считать, что:

1) геологические особенности распределения калия в земной коре и верхней мантии, а также отношение Na/K являются важными показателями эволюции пород земной оболочки (литосферы); это вызвано петрологически различными свойствами калия и натрия при дифференциации вещества верхней мантии и выплавления из него пород более кислых, чем хондрит.

2) мантия под континентами является более петрохимически зрелой и отдифференцированной, чем мантия океанической коры; степень зрелости субконтинентальной мантии различна под различными континентами; континенты северного полушария сложены более зрелой архейской корой, чем континенты южного полушария (принцип биполярного развития земной коры).

3) в породах глубинных частей верхней мантии отмечается увеличение калия и сопутствующих ему щелочных элементов, газов и рудных компонентов "некогерентного" ряда; на глубине свыше 700 км под гранатовыми перидотитами должна располагаться так называемая флогопитовая мантия (первичное недифференцированное вещество Земли), являющаяся источником "некогерентных" элементов, сформировавшим гранитную кору континентов.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. Асан-Нури, М. Ворожбитов. На пути к мантии. — Наука и жизнь, 1976, № 3.
2. В.Л. Барсуков, Л.В. Дмитриев, Г.Б. Удинцов. Металлоносность верхней мантии Земли и проблема рудообразования. — В сб.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. 3. "Наука", 1974.
3. В.Л. Барсуков, Л.В. Дмитриев. О роли мантийных источников рудного вещества в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых. — Геология рудных месторождений, 1975, 17, № 4.
4. В.А. Баскина. Магматизм зон концентрации крупных рудных месторождений. — В сб.: Магматизм и полезные ископаемые. М., "Недра", 1975.
5. Д.К. Бейли, Дж.Ф. Шерер. Система $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ при давлении 1 ат и петрогенезис щелочных пород. — В сб.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. "Недра", 1970.
6. В.В. Белоусов Основы геотектоники. "Недра", 1975.
7. Г.Е. Бойко. Угледороды в астеносфере верхней мантии Земли. В сб.: Геология и геохимия горючих ископаемых. Вып. 38, 1974.
8. А.П. Виноградов. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. — Геохимия, 1956, № 1.
9. А.П. Виноградов. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.
10. А.П. Виноградов. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле. — Геохимия, 1962, № 3.
11. А.Б. Вистелиус, А.И. Аралина, И.З. Бурьянова, М.Л. Гельман, И.С. Гузиев, Д.Н. Иванов, И. Курода, В.И. Нарыжный, М.А. Романова. Основные закономерности распределения калия в постюрских гранитоидах северо-востока Азии и примыкающей части Тихого океана. — ДАН СССР, 1969, 184, № 2.
12. Г.В. Вайткевич. Проблемы радиогеохронологии. М., Госгеолтехиздат, 1961.
13. Э.И. Гамилтон. Изотопный состав стронция и проблемы происхождения щелочных пород. — В сб.: Радиометрическое датирование. М., Атомиздат, 1973.

14. Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. Л., "Недра", 1973.
15. Э.К. Герлинг, Э.С. Варшавская. Определение возраста пород Онетско-Бельской и Присянской зон Восточного Саяна Rb-Sr изохронным методом. — Геохимия, 1966, № 6.
16. Э.Д. Гольдберг. Геохимия моря. — В сб.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963.
17. Т.Х. Грин. Экспериментальное исследование ассоциаций субсолидуса, образующихся при высоких давлениях за счет высокоглиноземистых базальтов, кианитовых эклогитов и гроспидитов. — В сб.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., "Недра", 1970.
18. Т.Х. Грин, А.Е. Рингвуд. Происхождение серий изверженных щелочно-земельных пород. — В сб.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., "Недра", 1970.
19. Т.Х. Грин, А.Е. Рингвуд. Кристаллизация базальтов и андезитов в водных условиях при высоком давлении. — В сб.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., "Недра", 1970.
20. Дж. Грин, Э. Полдерваарт. Петрохимические провинции и петрохимические тенденции. — В сб.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963.
21. Н.Л. Добрецов, В.А. Кутолин. Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов. Общие особенности включений в базальтоидах и проблема пироксенитовой магмы. — Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1975, вып. 271.
22. Ю.А. Долгов, Н.А. Шугурова. Результаты исследования газов из включений в лунных стеклах. — В сб.: Лунный грунт из Моря изобилия. М., "Наука", 1974.
23. Р.О. Дзли. Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ, 1936.
24. Э.П. Изох. Габбро-гранитные plutonic series как индикаторы глубинных процессов. — В сб.: Кора и верхняя мантия Земли. Вып. 2. МГУ, 1975.
25. А.А. Кадик. Роль воды и углекислоты в образовании и дегазации основных магм. — В сб.: Геодинамическое маглообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
26. В.К. Каржавин. Углеродородные газы Хибинского массива и их связь со щелочными компонентами минералов и пород. — В сб.: Щелочные породы Кольского полуострова. Л., "Наука", 1974.
27. В.В. Кепежинскас. Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов. Монголия. — Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1975, вып. 271.
28. В.В. Кепежинскас, В.А. Кутолин. Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов. Европа и Африка. — Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1975, вып. 271.
29. Ю.А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.
30. В.А. Кутолин. К вопросу о глубинной дифференциации базальтов разных формаций. — ДАН СССР, 1974, 216, № 5.
31. А.П. Лисицын. Возраст и состав базальтового ложа океанов. — ДАН СССР, 1974, 217, № 3.
32. Е.А. Любимова, И.Г. Берзина, Е.В. Карус, Н.И. Аршавская. Радиогенное тепло и тепловые потоки в земной коре и мантии. — Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1975, вып. 286.
33. Б.Г. Лутц. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., "Наука", 1975.
34. Мак-Дональд. Хондриты и химический состав Земли. — В сб.: Геохимические исследования. М., ИЛ, 1961.
35. А.А. Маракушев. Генезис кислых лав. — Вестник МГУ, Геология, 1975, № 1.
36. А.А. Маракушев. Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры. — В сб.: Кора и верхняя мантия Земли. Вып. 2. МГУ, 1975.
37. А.А. Маракушев, Л.Л. Перчук. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В сб.: Первый международный геохимический конгресс. Т. 3, кн. 1, 1972.

38. В.К. Марков, Ю.Н. Рябинин, И.С. Делицын, В.П. Петров. О возможных причинах выноса калия из недр Земли и значение этого для геотермики. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 2.
39. Е.К. Мархинин, Д.С. Стратула. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли. – В сб.: вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
40. Е.К. Мархинин, Н.Е. Подклетнов, А.И. Збруева. Аминокислоты, углеводороды и другие органические соединения в ювенильном вулканическом пепле. – ДАН СССР, 1975, 222, № 6.
41. Г.И. Менакер. Степень зрелости земной коры и ход развития позднемезозойских рудно-тектонно-магматических процессов в Центральном и Восточном Забайкалье. – ДАН СССР, 1973, 213, № 1.
42. Я. Мияки. Основы геохимии. Л., "Недра", 1969.
43. Б. Мейсон. Метеориты, М., "Мир", 1965.
44. В.А. Панаев. Второй слой земной коры Атлантического и Индийского океанов. – ДАН СССР, 1975, 223, № 2.
45. И.А. Петерсилье. Геология и геохимия природных газов и битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. М.–Л., "Наука", 1964.
46. И.А. Петерсилье, М.А. Павлова, В.Т. Малашкина, М.Д. Петерсилье. Органическое вещество в изверженных и метаморфических горных породах. – В сб.: Генезис нефти и газа. М., "Недра", 1967.
47. И.А. Петерсилье, В.К. Каржавин. Газы и органические соединения в магматическом процессе. – В сб.: Первый Международный геохимический конгресс. Т. 3, кн. 1. 1972.
48. А.И. Пономаренко. О включении глубинной породы флогопит-оливин-пикроильменитового состава из кимберлитов Якутии и ее взаимоотношение с пироповым перидотитом. – ДАН СССР, 1971, 200, № 6.
49. В.А. Припачкин. Характер распределения газов в контактной зоне Хибинского щелочного массива и вопросы их генезиса. – В сб.: Петрология, минералогия и геохимия. Апатиты, 1974.
50. Е.А. Радкевич, С.Ф. Усенко, М.В. Чеботарев. Об отношении оловянной и золотой минерализации к главнейшим структурным элементам юга Дальнего Востока. – Геология и геофизика, 1965, № 3.
51. И.А. Резанов, А.Ш. Файгельсон. Механизм переработки континентальной коры в океаническую. – Бюл. МОИП, отд. геологии, 1974, 49, № 5.
52. В.В. Руби. Эволюция гидросферы и атмосферы. – В сб.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
53. А.А. Смыслов. Радиоактивность земной коры и проблема происхождения радиоактивных элементов. – В кн.: Геологическое строение СССР. Т. V. М., 1969.
54. В.С. Соболев. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, острова Борнео и Северной Америки. М., Госгеолтехиздат, 1951.
55. В.С. Соболев. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. – Геология и геофизика, 1964, № 1.
56. В.С. Соболев, Н.Л. Добрецов, Н.В. Соболев. Мантийное происхождение глубинных включений. Типы верхней мантии. – Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1975, № 271.
57. Н.В. Соболев. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. М., 1971.
58. Н.В. Соболев. Глубинные включения в кимберлитах. Кристаллические включения в алмазах. – Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1975, № 271.
59. Н.В. Соболев, Н.К. Кузнецова. Минералогия алмазоносных эклогитов. – ДАН СССР, 1966, 167, № 6.
60. Н.В. Соболев, В.А. Кутолин, Н.Л. Добрецов. Мантийное происхождение глубинных включений. Петрохимические особенности глубинных ксенолитов. – Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1975, № 271.

61. *А.И. Тугаринов*. Источники рудного вещества месторождений докембрия. — Тезисы доклада на Международном симпозиуме "Корреляция докембрия". М., 1975.
62. *Д.Г. Успенский*. Геологическая интерпретация гравитационных аномалий при изучении строения земной коры и верхней мантии. — В сб.: Геологическая интерпретация гравитационных аномалий при изучении земной коры и верхней мантии. М., 1974.
63. *В.Е. Хаин*. Региональная геотектоника. — М., "Недра", 1971.
64. *В.М. Чайка*. Докембрийские коры выветривания и тектоника. — В сб.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975.
65. *В.М. Чайка, Э.В. Ужгалис*. О взаимоотношении коры и мантии под сводовыми поднятиями Сахары. — ДАН СССР, 1975, 225, № 1.
66. *Ю.М. Шейнманн*. Очерки глубинной геологии. М., "Недра", 1968.
67. *Ю.М. Шейнманн*. Калий и развитие земной коры. — Земля и Вселенная, 1972, № 3.
68. *Н.А. Штрейс*. О происхождении Гондваны. — В сб.: Гондвана. "Наука", 1964.
69. *Ж. Шубер, А. Фор-Мюре*. Тектоника Африки. М., "Мир", 1973.
70. *В.В. Шербина*. Различия геохимических процессов, протекающих с участием калия и натрия. — Геохимия, 1963, № 3.
71. *А. Эрланк*. Связь между содержанием калия и рубидия в земных породах. — В сб.: Распространение элементов в земной коре, М., "Мир", 1972.
72. *А.Л. Яншин*. Дискуссионные вопросы развития геологических наук. — Сов. геология, 1966, № 4.
73. *А.А. Ярошевский*. Принцип зонной плавки и его применение при решении некоторых геохимических вопросов. — В сб.: Химия земной коры. Т. 2, "Наука", 1964.
74. *L.H. Aller*. The abundance of the elements. — N.Y., Intersci. Publ. 1961.
75. *K.J. Aoki*. Miner. Soc. Jap., 1973, 11, N 3.
76. *D.R. Barrett*. The genesis of the kimberlites and associated rocks: strontium isotopic evidence. — Phys. Chem. Earth, 1975, 9.
77. *M.G. Best*. Migration of hydrous fluids in the upper mantle and potassium variation in calc-alkalic rocks. — Geology, 1975, 3, N 8.
78. *M. Bott, Ph. Harold*. Orogeny in relation to crust and upper mantle. — In: Time Place Orogeny, London, 1969.
79. *T.E. Bunch, E. Olsen*. Potassium feldspar in Weekeroo, Station, Kodaikanal and Colomero iron meteorites. — Science, 1968, 160, N 3833.
80. *T.E. Bunch, A.M. Reid*. The Nakhilites. — Abstr. Meteoritics, 1975, 10, N 1.
81. *M. Chaigneau*. Gas fumerolines et gas dans les laves. — Estud. Geol., 1974.
82. *C.R. Clement*. The emplacement of some diatremefacies kimberlites. — Phys. Chem. Earth, 1975, 9.
83. *T.N. Clifford*. The evolution the crust of Africa. — Correl. Précambrien. Coll. int., 1970, Rabat—Paris, 1972.
84. *D.R. Crüikshank, D. Morrison, K. Lennon*. Volcanic gases: hydrogen burning at Kilauea Volcano, Hawaii. — Science, 1973, 182, N 4109.
85. *E. Den Tex*. The facies groups and facies series of metamorphism and their relation to physical conditions in the earths crust. — Lithos, 1971, 4, N 1.
86. *W.R. Dickinson*. Potash-depth (K-h) relations in continental margin and intra-oceanic magmatic-arcs. — Geology, 1975, 3, N 2.
87. *J. Dorman*. Seismic surface-wale data on the upper mantle. — Earths crust and Upper Mantle, Washington, D.C., 1971.
88. *A.E. Engel, S.P. Itson, C.G. Engel, D.M. Stickney, E.J. Clay*. Crustal evolution and global tectonics: a petrogenic view. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, 85, N 6.
89. *G. Faure, P.M. Harley*. The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts. Application to the origin of igneous rocks. — J. Petrol., 1963, 4, N 1.
90. *W.F. Fahrig, K.E. Eade*. The chemical evolution of the Canadian Shield. — Canad. J. Earth Sci., 1968, 5, N 5.
91. *J. Ferguson, H. Martin, L.O. Nicolaysen, R.V. Danchin*. Gross Brukkaros: a kimberlite-carbonatite volcano. — Phys. Chem. Earth, 1975, 9.

92. *P.W. Gast*. Terrestrial ratio of potassium to rubidium and the composition of the earth's mantle. — *Science*, 1965, 147.
93. *G.G. Goles*. Trace elements in ultramafic rocks. — *Ultramafic and Related rocks*, 1967.
94. *D.H. Green, A.E. Ringwood*. Petrology of the Upper Mantle. — *Dept. Geophys. Geochem. Austral. Nat. Univ.*, 1966, N 444.
95. *D.H. Green, A.D. Edgar, P. Beasley, E. Kiss, N.G. Ware*. Upper mantle source for some hawaiites mugearites and benmoreites. — *Contribs. Mineral. Petrol.*, 1974, 48, N 1.
96. *A.F. Groos*. Van Koster The effect of high CO₂ pressure on alcaic rocks its bearing on the formation of alcaic ultrabasic rocks and the associated carbonatites. — *Amer. J. Sci.*, 1975, 275, N 2.
97. *J.J. Gurney*. The origin of kimberlite: modern concepts. — *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1974, 77, N 3.
98. *Hariya Yu* *Mar. Sci. Mon*, 1974, 6, N 7.
99. *P.G. Harris, R. Hutchison, D.K. Paul*. Plutonic xenoliths and their relation to the mantle. — *Trans. Roy. Soc. London*, 1972, 271, N 1213.
100. *R. Hutchison*. The formation of the Earth. — *Nature*, 1974, 250, N 5467.
101. *R. Hutchison, A.L. Chambers, D.K. Paul, P.G. Harris*. Chemical variation among French ultramafic xenoliths-evidence for a heterogeneous upper mantle. — *Miner. Mag.*, 1975, 40, N 310.
102. *S.R. Hart*. Submarine basalts from Kilaues rift, Hawaii: nondependence of trace element composition on extrusion depth. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, 20, N 2.
103. *S.R. Hart, C. Brooks, T.E. Krogh, G.L. Davis, D. Nava*. Ancient and modern volcanic rocks: a trace element model. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1970, 10, N 1.
104. *S.R. Hart, J.-G. Schilling, J.L. Powell*. Basalts from Iceland and along the Reykjanes Ridge: Sr isotope geochemistry. — *Nature. Phys. Sci.*, 1973, 246, N 155.
105. *E.D. Jackson*. Xenoliths fragments of the upper mantle in the eruptive rocks of Hawaii. — *Abstr. Trans. Geophys. Union*, 1967, 48, N 1.
106. *E.D. Jackson, T.L. Wright*. Xenoliths in the Honolulu volcanic series, Hawaii. — *J. Petrol.*, 1970, 11, N 2.
107. *W.T. Jolli*. Subdivision on the Archean lavas of the Abitibi area, Canada from Fe-Mg-Ni-Cr relations. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, 27, N 2.
108. *P. Jones*. Some preliminary results from the Ethiopian flood basalt succession in the Blue Nile Gorge. — *18th Annu. Rept. Res. Inst. Afr. Geol. Univ. Leeds*, 1974.
109. *K. Ito*. Petrological models of the oceanic lithosphere: geophysical and geochemical tests. — *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1974, 21, N 2.
110. *H. Kagami, K. Shuto, M. Gorai*. Повторное изучение исходного материала кислых изверженных пород, основанное на подобранных по изотопному составу. — *РЖ*, 1976, № 1, 1B111.
111. *D.J.J. Kinsman*. Salt floors to geosynclines. — *Nature*, 1975, 255, N 5507.
112. *H. Kuno*. Mafic and ultramafic inclusions in basaltic rocks and the nature of the upper mantle, Washington, D.C., 1971.
113. *Y. Kuroda*. Fundamental problems on magmatism and ore deposits. — *Roches plutoniques rapp. gites miner.*, Paris, 1973.
114. *I. Kushiro, H.S. Yoder*. Formation of eclogite from garnet lherzolite: liquidus relations in a portion of the system MgSiO₃-CaSiO₃-Al₂O₃ at high pressures. — *Carnegie Ints. Annu. Rept. Geophys. Lab.*, 1973-1974, Washington, D.S., 1974.
115. *F. Le Guern, W. Giggenbach, H. Tazieff*. Equilibres chimiques des gaz éruptifs du volcan Erta'Alé (Ethiopie). — *C. r. Acad. sci.*, 1975, 280, N 18.
116. *F.B. Lloyd, D.K. Bailey*. Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and the consequences. — *Phys. Chem. Earth*, 1975, 9.
117. *I.D. MacGregor*. The use of mafic and ultramafic inclusions in defining the depth of origin of basaltic magmas. — *Adstr. Trans. Amer. Geophys. Union*, 1967, 48, N 1.
118. *I.D. MacGregor*. Mafic and ultramafic inclusions as indicators of depth of origin of basaltic magmas. — *J. Geophys. Res.*, 1968, 73, N 12.
119. *I.D. MacGregor*. Petrologic and thermal structure of the upper mantle beneath South Africa in the Cretaceous. — *Phys. Chem. Earth*, 1975, 9.

120. *B. Mason*. Compositions of the Earth. — Nature, 1966, 211.
121. *H.O.A. Meyer, D.P. Svisero*. Mineral inclusions in Brazilian diamonds. — Phys. Chem. Earth, 1975, 9.
122. *A.A. Meyerhoff, H.A. Meyerhoff*. Ocean magnetic anomalies and their relations to continents. — Plate Tectonics-Assessments and Reassessments. Tulsa, Okla, 1974.
123. *Ch. Melton, A.A. Giardini*. The composition and significance of gas realised from natural diamonds from Africa and Brazil. — Amer. Miner., 1974, 59, N 7-8.
124. *F. Mendes, Y. Vialette*. Teneurs en K, Rb, Sr et composition isotopique du strontium d'échantillons provenant de l'éruption d'octobre-novembre 1971 aux Canaries. — Estud. géol., 1974, Tenequie.
125. *M. Minato*. Basement complex and Paleozoic orogeny in Japan. — Pacif. Geol., 1968, N 1.
126. *S. Moorbath*. Geological interpretation of whole-rock isochron dates from high grade gneiss terrains. Nature, 1975, 255, N 5507.
127. *J.G. Moore*. Water content of basalt erupted on the ocean floor. — Contribs. Mineral. Petrol., 1970, 28, N 4.
128. *O. Müller*. Sodium, potassium and cesium concentrations in U.S.G.S. standards peridotite PCC-1, dunitite DTS-1 and diabase W-1 by neutron activation analysis. — Earth. Planet. Sci. Lett., 1970, 8, N 4.
129. *V.R. Murthy, A.M. Stuber*. Potassium-rubidium ratios on mantle derived rocks. — Ultramafic and Related Rocks. N.-Y., 1967.
130. *J.J. Naughton, V.A. Lewis, D. Hammond, D. Nishimoto*. The chemistry of sublimates collected directly from lava fountains at Kilauea Volcano, Hawaii. — Geochim. Cosmochim. acta, 1974, 38, N 11.
131. *W. Nichiporuk, C.B. Moor*. White and black inclusions and chondritic host material of the Allende meteorite — a comparative study on Li, K, Al, Ca, Ti, Fe and Ni contents. — Adstr. Meteorities, 1975, 10, N 1.
132. *G.D. Nicholls*. Geochemical studies in the ocean as evidence for the composition of the mantle. — In: Mant. Earth Terr. Planet, N.-Y., 1967.
133. *P.H. Nixon*. Kimberlitic volcanoes in East Africa. — Inst. Geol. Sci. Overseas Geol., Miner. Resour., 1973, N 41.
134. *J. Nougier*. Volcanic associations in Iles Kerguelen. — Antarctic. Geol. Geophys. Oslo, 1972.
135. *M.S. O'Hara*. The bearing of phase equilibrium studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of the basic and ultrabasic rocks. — Earth Sci. Rev., 1968, 4, N 2.
136. *R.K. O'Nions, R.J. Pankhurst*. Secular variation in the Sr-isotope composition of Iselandic volcanic rocks. — Earth. Planet. Sci. Lett., 1973, 21, N 1.
137. *G.G. Pe, A. Gledhill*. Strontium isotope ratios in volcanic rocks from the south-eastern part of the Hellenic arc. — Lithos, 1975, 8, N 3.
138. *Z.E. Peterman, J.T. Whetten*. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variation in Columbia River bottom sediments as a function of provenance. — In: Stud. Miner. Precambrian Geol., Boulder, Colo, 1972.
139. *M. Prinz, D.V. Monson, P.F. Hlava, K. Keil*. Inclusions in diamonds: garnet Lherzolite and eclogite assemblages. — Phys. and Chem. Earth, 1975, 9.
140. *K. Rankama*. On the geochemical differentiation in the Earth's crust. — Bull. Comm. Geol. Finland, 1946, N 137.
141. *A.H. Rankin, M.J. Le Bas*. Liquid immiscibility between silicate and carbonate melts in naturally occurring ijolite magma. — Nature, 1974, 250, N 5463.
142. *A.E. Ringwood*. The chemical composition and origin of the Earth. — In: Advances Earth Sci., U.S.A., 1966.
143. *C.M. Scarfe*. Water solubility in basic and ultrabasic magmas. — Nature, Phys. Sci., 1973, 246, N 149.
144. *Y.M. Scheinmann*. Über den Unterschied der erzbildenden Vorgänge in den Kontinenten und den Okeanen. — Schriften. Erdwiss. Kommiss. Osterr. Acad. Wiss., s.a., 1975, 1.
145. *D.M. Shaw, G.A. Reilly, J.R. Miysson, G.E. Pattenden, F.E. Campbell*. An estimate of the chemical composition of the Canadian Precambrian Shield. — Canad. J. Earth Sci., 1967, 4, N 5.

146. *N. Shimizu*. Geochemistry of ultramafic inclusions from Solt Lace Crater, Hawaii, and from southern African kimberlites. — *Phys. Chem. Earth*, 1975, 9.
147. *K. Scuto, H. Kagami*. Региональные изменения изотопного состава в кайнозойских толеитовых и известково-щелочных сериях пород внутренних и внешних регионов Тихого океана. — *РЖ Геология*, 1975, № 10, 10В86.
148. *J.J. Sederholm*. The average composition of the earth's crust in Finland. — *Bull. Comm. geol. Finland*, 1975, 12, N 70.
149. *G.P. Sighinolfi*. Investigations into the deep crustal levels: fractionating effects and geochemical trends related to highgrade metamorphism. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, 35, N 10.
150. *R. Silver*. Sedimentological consequences of a steady-state ocean-atmosphere. — *Sedimentology*, 1968, 11, N 1-2.
151. *R. Silver*. The steady state of the earth's crust, atmosphere and oceans. — *Sci. Amer.*, 1974, 230, N 6.
152. *P.J. Smith*. Ocean-continent comprasions. — *Nature*, 1975, 253, N 5488.
153. *C.R. Stern, P.J. Wyllie*. Melting relations of basalt-andesiterhyolite — H₂O and a pelagre red cley at 30 kb. — *Contribs. Mineral. Petrol.*, 1973, 42, N 4.
154. *A.M. Stueber, M. Ikramuiddin*. Rubidium-strontium isotopic composition of strontium in ultramafic nodule and host basalts. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1974, 38, N 2.
155. *A.M. Stueber, V.R. Murthy*. Strontium isotope and alcal: element abundances in ultramafic rocks. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1966, 30, N 12.
156. *S.R. Taylor, L.H. Ahrens*. The significance of K/Rb ratios for theories of tactite origin. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1959, 15.
157. *W.F. Tanner*. High marginal mountains: evidence for tension. — *Pacif. Geol.*, 1972, N 5.
158. *K.K. Turekian, K.H. Vedepohl*. Distribution of the elements in some mayor units of the Earth's crust. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1967, 72.
159. *H.C. Urey, H. Graig*. The compositions of the stone meteorities and the origin of the meteorites. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1953, 4.
160. *J. Velzer, W. Compston*. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr composition of seawater during the Phanerozoic. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1974, 38, N 9.
161. *H.J. Welke, H.L. Allsopp, J.W. Harris*. Measurements of K, Rb, U, Sr and Pb in diamond containing inclusions. — *Nature*, 1974, 252, N 5478.
162. *P.I. Willie*. Ultramafic rocks and the upper mantle. — *Min. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1970, 3.
163. *M.H. Wortington, J.R. Cleary, R.S. Anderssen*. Upper and lower mantle shear velocity modelling be Monte Carlo inversion. — *Geophys. J. Roy, Astron. Soc.*, 1974, 36, N 1.
164. *J.L. Worzel*. Standard oceanic and continental structure. — In: *Geol. Contin. Morigins*. Berlin e.a., 1974.
165. *T. Yanagi*. Rubidium-strontium model of formation of the continental crust and the granite at the island arc. — *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, 1975, 22, N 2.

ФОСФАТОНОСНОСТЬ СРЕДНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Фосфоритоносная формация среднего ордовика Ангаро-Ленского района приурочена к отложениям кривоуццкого яруса. В Братском районе она полностью соответствует мамырской свите, залегает с размывом на пестроцветных ритмично-слоистых породах бадарановской свиты и с размывом перекрывается пестроцветными ритмично-слоистыми породами братской свиты [4, 7, 9]. По литологическому составу и характеру фосфатоносности формация подразделяется на три пачки: зеленоцветную алевролитовую (нижнемамырская подсвита) мощностью 35–45 м, содержащую ракушечные фосфориты; пестроцветную мощностью от 8 до 25 м, содержащую зернисто-ракушечные фосфориты, и песчаниковую мощностью от 0 до 26 м, содержащую конкреционно-песчанистые фосфориты.

Литологическое описание отложений кривоуццкого яруса в бассейне Лены имеется в многочисленных литературных источниках [6, 8, 10, 13]. Поэтому здесь приводятся только новые данные, которые были получены в результате изучения горных выработок и керн гидрогеологических скважин пробуренных в Братском районе, горных выработок вдоль шоссе Падун–Усть-Илимск и железной дороги Тайшет–Лена на участке Падун–Видим, а также естественных обнажений по рекам Вихоревке, Илим. Всего было описано 97 шлифов, сделано и обработано 39 гранулометрических анализов и более 40 дифрактометрических определений фракций 0,001 мм. В большинстве случаев нам удалось наблюдать лишь отдельные фрагменты пестроцветной пачки верхнемамырской подсвиты, вскрытые канавами и шурфами, или различные части верхней песчаниковой пачки верхнемамырской подсвиты в придорожных выемках и песчаных карьерах. Только в одном случае, в придорожной выемке на 9-м километре трассы Падун–Усть-Илимск (обн. 10) наблюдается полный разрез пестроцветной пачки верхнемамырской подсвиты (рис. 1, вкл.), описание которого приводим полностью (снизу вверх).

НИЖНЕМАМЫРСКАЯ ПОДСВИТА

Алевролиты зеленовато-серые, тонкослоистые, плитчатые с редкими обломками тонких раковинок брахиопод и тонкими (1–3 см) прослоями песчаников светло-серых зеленоватых, мелко- и среднезернистых. Некоторые поверхности обогащены раковинным детритом. В верхней части хорошо видны следы илоедов. Видимая мощность 4,5 м.

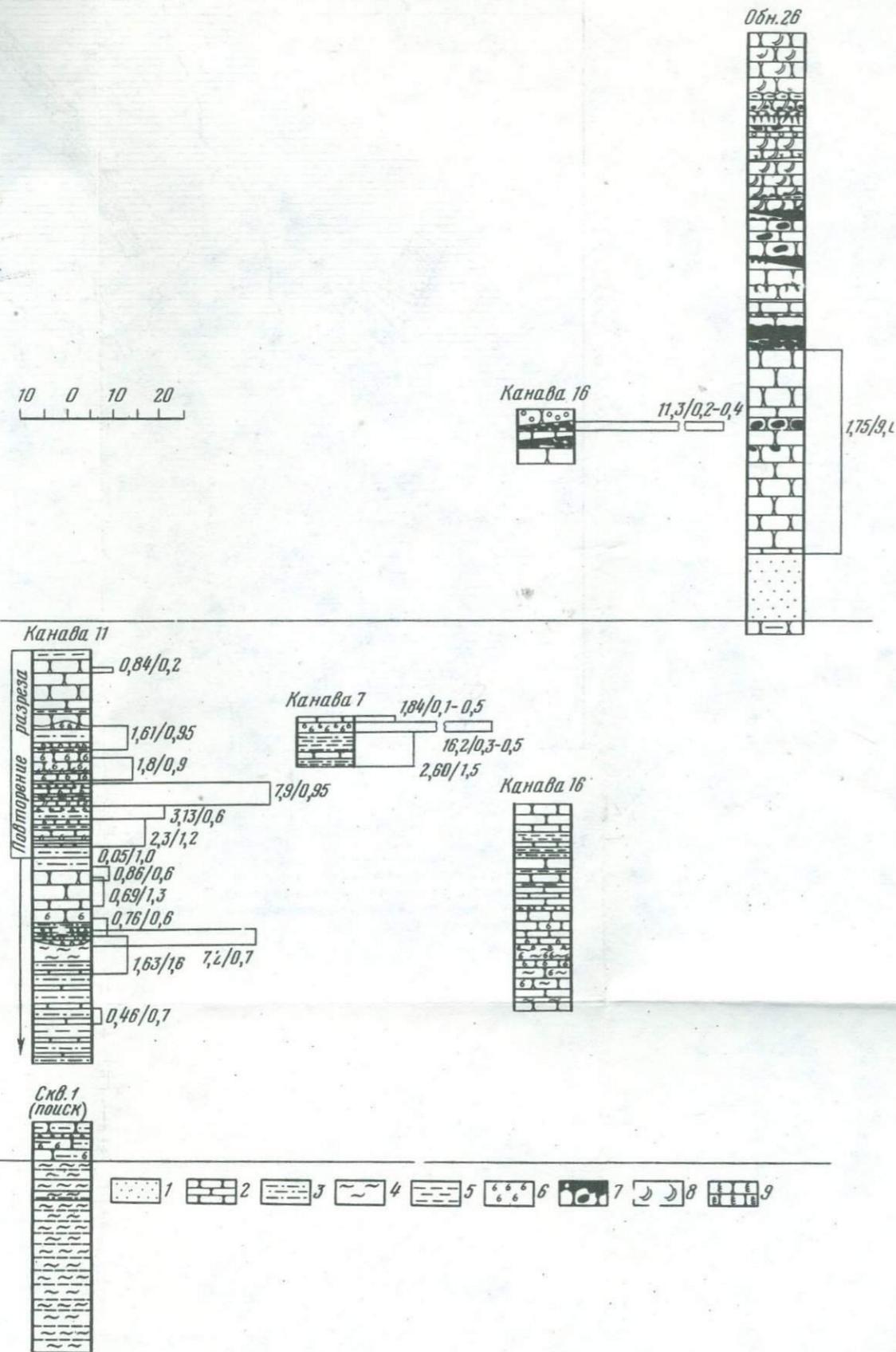
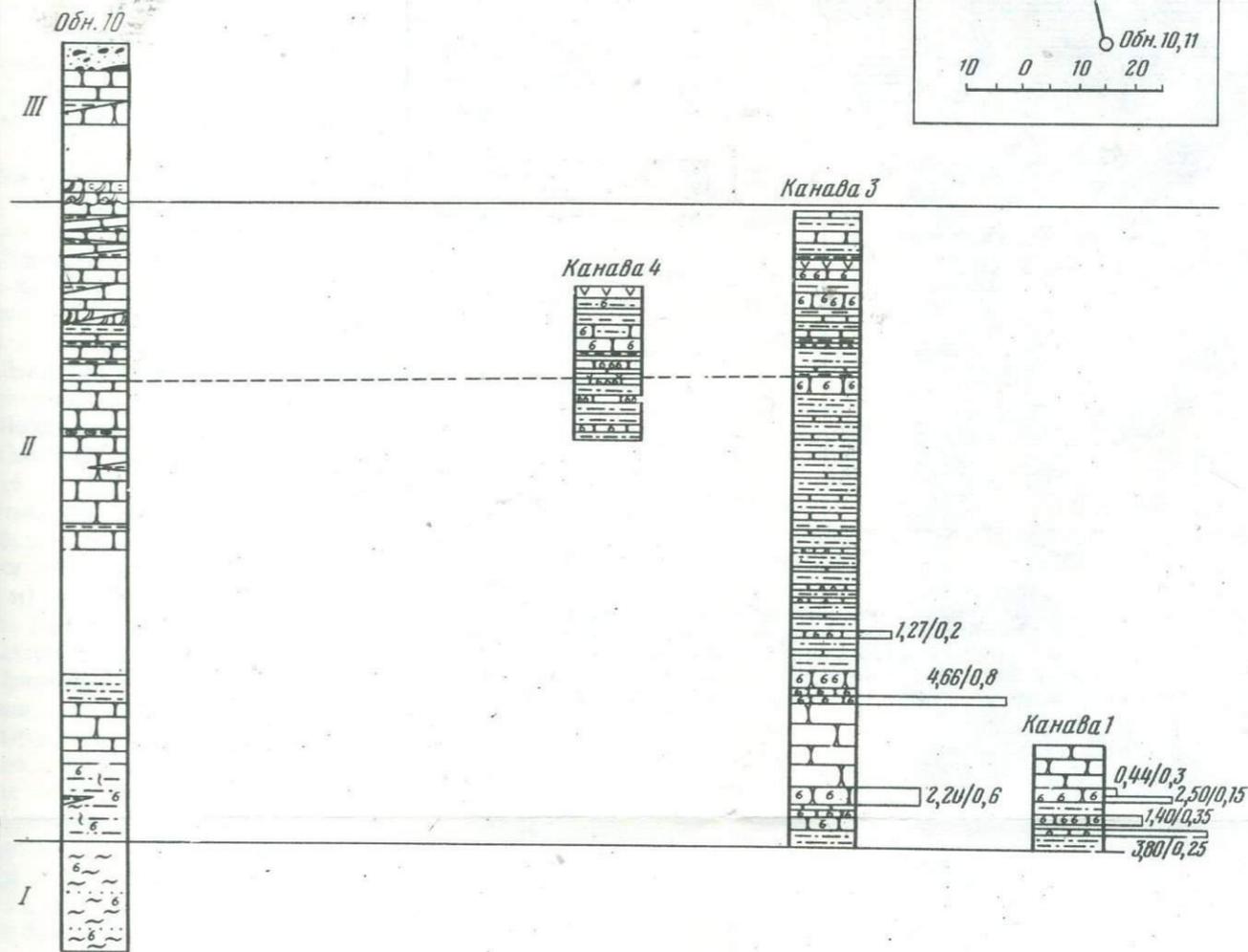


Рис. 1. Схема корреляции фосфатоносной формации по профилю Ладун—Седаново. Составил Ю.М. Малиновский

1 — пески; 2 — песчаники; 3 — алевролиты бурые; 4 — алевролиты зеленые; 5 — аргиллиты; 6 — фосфатные раковины; 7 — фосфатный цемент; 8 — косяя слоистость; 9 — фосфатизированные ходы илоедов (в числителе содержание P_2O_5 в %, в знаменателе мощность слоя).



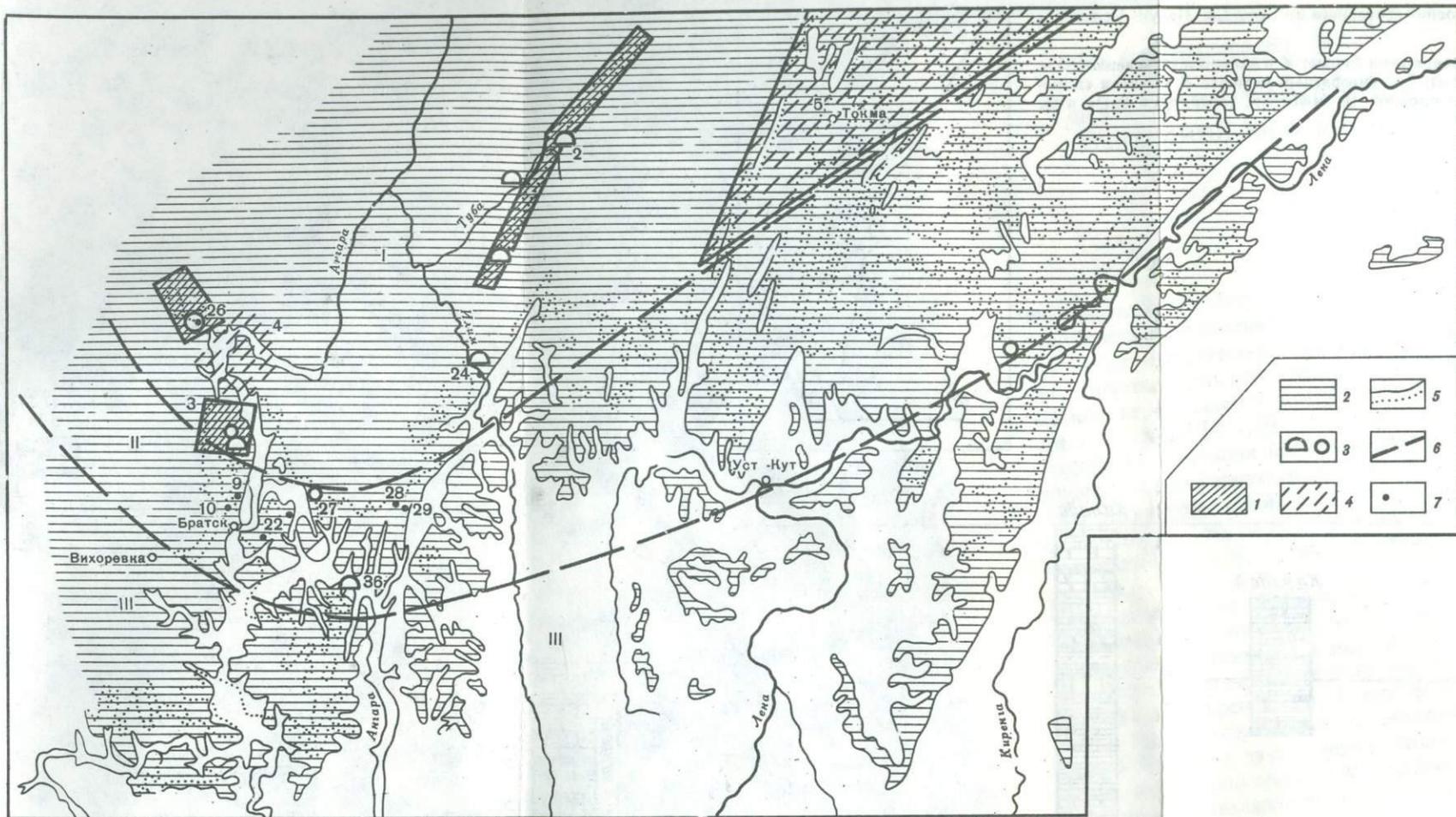


Рис. 4. Прогнозная карта фосфоритонности Ангаро-Ленского района. Составили Ю.М. Малиновский, Н.И. Юдин

1 — терригенная фосфоритонная формация (кривоуцкий ярус и его аналоги); 2 — контакты формации: а — с подстилающими отложениями, б — с перекрывающими отложениями, 3 — проявления фосфоритов: а — ракушечниковых и б — конкреционных, зоны перспектив: I — перспектив-

ная, II — с ограниченными перспективами, III — бесперспективная; 4 границы зон; 5 — площади, рекомендуемые для постановки поисковых работ (1 — Седановская, 2 — Тубинская, 3 — Вихоревская); 6 — площади, рекомендуемые для постановки крупномасштабного прогнозирования и тематических работ (4 — Усть-Вихоревская, 5 — Непская); 7 — обнажения

Пестроцветная пачка верхнемамырской подсветы

Алевролиты бурые, в нижней части с зелеными пятнами, глинистые тонкослоистые, слюдистые с редким мелким раковинным детритом и линзочками глин. Встречаются следы илоедов и редкие прослои (1—5 см) серых мелкозернистых песчаников. Переход от подстилающих алевролитов постепенный. Мощность 3 м.

Закрыто — 1 м.

Песчаники бурые, мелкозернистые — 0,5 м.

Песчаники темно-серые, крепкие, мелкозернистые с редкими фосфатными стяжениями — 0,5 м.

Песчаники светлые, рыхлые мелкозернистые — 0,5 м.

Закрыто — 0,5 м.

Алевролиты бурые пятнистые тонкослоистые — 1 м.

Закрыто — 2,5—3 м.

Песчаники серые среднезернистые, кварцевые, плотные, крепкие с бурыми пятнами причудливой формы, иногда бурый цвет преобладает. Встречаются линзочки (1—2 см) бурых глин и прослои до 10 см с глинистыми окатышами. Мощность 6 м.

Линзообразное переслаивание серых разнозернистых песчаников и черных аргиллитов. В верхней части 0,2 м черных аргиллитов, которые на запад раздуваются до 0,4 м. На поверхностях напластования наблюдаются трещины усыхания. Мощность 2,5 м.

Песчаники пятнистые розовые и бурые (по простиранию переходят в серые), мелкозернистые, крепкие, среднеслоистые, в основании косо-слоистые. По простиранию на запад появляются прослои черных аргиллитов. Мощность 2,5 м.

Песчаники бурые, среднезернистые, среднеслоистые с линзами черных аргиллитов до 10—15 см. Мощность 2 м.

Песчаниковая пачка верхнемамырской подсветы.

Песчаники серые, грубозернистые, косо-слоистые, гравелистые, с кварцевой галькой средней окатанности, сгруженной слоями, и глинистыми окатышами в основании. Мощность 0,2—0,8 м.

Выше в песчанистом карьере после 2—3-х метрового пропуска по мощности обнажаются песчаники светлые, желтоватые с прослоями (0,2—0,4 м) темных выветрелых аргиллитов видимой мощностью 2 м. Над ними залегают почти белые песчаники, выветрелые до песка, видимой мощностью 1 м.

Примерно на границе песчаников и песка, а иногда в 0,2—0,4 м от кровли слабыветрелых песчаников расположены фосфатные стяжения, образующие прерывистый горизонт. Стяжения от 0,01 м в диаметре до караваев 0,5 × 0,5 × 0,3 м, представлены темными, тяжелыми, очень крепкими песчаниками, сцементированными фосфатом. Стяжения имеют причудливые округлые формы, в отдельных случаях образуют столбики диаметром 0,1—0,15 м и высотой до 0,5 м, уходящие вниз в песчаники. В столбиках сохраняется текстура песчаников, но за счет фосфатного цемента они более крепкие и при выветривании хорошо препарируются, хотя не имеют резких границ с вмещающей породой. Наиболее крепкие

фосфатные стяжения находятся или под растительным слоем, или внутри песков. Стяжения часто ноздреваты со сквозными округлыми отверстиями диаметром от 1 до 10 мм. Следует заметить, что в песчаном карьере песчаники с наибольшими пропусками прослеживаются на значительном расстоянии и там, где они перекрыты аргиллитами, фосфатные стяжения отсутствуют.

Общая мощность пестроцветной пачки (нижней части фосфоритоносной формации) в обн. 10 около 24 м. Не исключено, что она несколько завышена из-за отсутствия маркирующих горизонтов и наличия системы небольших сбросов с амплитудой 2–3 м.

Почти на полную мощность пестроцветная пачка вскрыта канавой 3. Однако в ней не были вскрыты подстилающие и перекрывающие отложения, и о полной мощности пестроцветной пачки можно сказать, что она примерно такая же, как и в обн. 10. Но и здесь нельзя исключить возможного повторения некоторых частей разреза за счет сбросов, которые в канаве заметить очень трудно. Особенно это касается средней части разреза, представленного ритмичным чередованием бурых алевролитов и песчаников, которые в обн. 10 закрыты.

Канавой 11 вскрыта тоже значительная часть (19 м) пестроцветной пачки, но и здесь нет уверенности, что разрез не повторяется.

Литологические особенности пород, слагающих пестроцветную пачку фосфоритоносной формации, могут быть охарактеризованы следующим образом.

Песчаники составляют значительную часть разреза пестроцветной пачки, особенно в нижней и в верхней частях ее. 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. Кроме кварца, в них присутствуют полевые шпаты, иногда до 5%, в меньшем количестве содержится слюда и обломки кремнистых пород. Зерна глауконита имеются в небольшом количестве (2–3 на поле шлифа). Цемент песчаников преимущественно глинистый поровый или контактный кремнистый, иногда встречаются участки с доломитовым поровым цементом. В песчаниках, как правило, встречаются обломки фосфатных раковин лингулид, от количества которых в основном зависит содержание P_2O_5 в породе.

Алевролиты также слагают значительную часть разреза, встречаются во всех частях пачки, но более характерны для ее средней части. Окрашены они в бурые и вишневые тона. Иногда встречаются и зеленые разности. Сложены они главным образом кварцем. В значительном количестве присутствуют обломки слюд (до 5%), полевых шпатов (2–5%). Глауконит встречается в отдельных разностях алевролитов (до 1%). Глинистый цемент составляет 15–25% породы.

Аргиллиты играют подчиненную роль в разрезе пачки, слагая отдельные прослой мощностью 0,02–0,4 м. Цвет их черный или зеленовато-серый. Раковинного детрита и целых раковинок брахиопод в них не обнаружено. Содержание P_2O_5 в аргиллитах не определялось. О хлорит-гидрослюдистом составе слагающих их глинистых минералов можно судить только косвенно по данным проделанных А.Б. Шеко дифрактометрических

ких определений фракций $< 0,001$ из вмещающих алевролитов и песчанников.

Наиболее полные разрезы (16–26 м) песчаниковой пачки фосфоритоносной формации верхнемамырской подсвиты мы наблюдали в 3 разрезах на 444-м километре железной дороги Тайшет–Лена в обн. 28, в береговых обрывах Усть-Илимского водохранилища в районе бывшего с. Прокопьевского (обн. 24) и на 96-м километре трассы Падун–Усть-Илимск с обн. 26.

В береговых обрывах Усть-Илимского водохранилища нам не удалось наблюдать контакта песчаниковой и пестроцветной пачек верхнемамырской подсвиты, а также и фосфоритоносных частей этих пачек, описанных Л.И. Смирновым, так как они ушли под воду.

В придорожной выемке на 444-м километре железной дороги Тайшет–Лена обнажаются снизу вверх:

Песчаниковая пачка верхнемамырской подсвиты.

Песчаники бурые, прослоями серые, разнозернистые, среднеслоистые, крепкие видимой мощностью около 13 м.

Пески бурые и светло-зеленые, в средней части с высыпками фосфатных стяжений (P_2O_5 – 14,75%) диаметром 1 см. Ниже них на 2–2,5 слой мощностью 5 см песчаника серого с фосфатным цементом (P_2O_5 – 3,25%). Мощность 5 м.

Пески кварцевые мелкозернистые обохренные – 0,3 м.

Братская свита.

Песчаники светлые очень крепкие мелкозернистые с содержанием P_2O_5 0,8% – 1 м. Выше них высыпки пород, характерных для братской свиты.

В природной выемке на 96-м километре трассы Падун–Усть-Илимск обнажаются снизу вверх:

Песчаники пестроцветной пачки верхнемамырской подсвиты, бурые со светлыми неправильными, чаще вытянутыми пятнами; в верхней части – светлые, зеленоватые с темно-бурыми почти черными неправильными пятнами, мелкозернистые. Видимая мощность 0,6 м. Выше следуют породы песчаниковой пачки верхнемамырской подсвиты.

Закрито светлыми пачками – 3 м.

Песчаники кварцевые светлые желтоватые, мелко- и среднезернистые, отдельными прослоями (до 0,2 м) грубозернистые, грубослоистые. В 4 м от кровли появляются редкие темные и плотные фосфатные стяжения (до 15 x 30 x 20 см) с вертикальными почти сквозными канальцами, имеющими диаметр 2–3 мм. Мощность 10 м.

Горизонт конкреционно-песчанистых фосфоритов, состоящий из фосфатных плит мощностью 0,05–0,4 м и уплотненных фосфатных стяжений, очень плотных и крепких, представленных среднезернистым алевритистым песчаником, сцементированным фосфатом. Нижняя часть горизонта представлена песчаниками с плотными крупными округлыми (от 0,1 до 0,5 м по длинной оси) фосфатными стяжениями, которые не имеют резких границ с вмещающей породой. Вмещающие песчаники почти не содержат P_2O_5 , а содержание P_2O_5 в конкрециях колеблется от 2,25 до 11%. Горизонт прослежен по простираанию через все обнажение на 50 м. В отдельных местах он достигает 1 м, но насыщенность песчаников фосфа-

том очень неоднородна. Общая мощность горизонта колеблется от 0,2–0,6 м до 0,7–1,0 м.

Песчаники светло-желтые, среднезернистые кварцевые с фиолетовыми пятнами – 0,4 м.

Аргиллиты зеленые, песчаные – 0,04 м.

Песчаники светлые среднезернистые крепкие, верхние 0,2–0,3 м насыщены фосфатизированными ходами илоедов, которые препарируются при выветривании, образуя вертикальные "палочки". Содержание P_2O_5 в песчаниках всего 0,10–0,35%. Мощность 1,3 м.

Песчаники среднезернистые желтые с зеленоватым оттенком, крепкие, в верхней части с редкими "палочками". По простиранию верхние 0,4 м песчаников обогащаются фосфатом, образуя линзу, которую можно проследить примерно на 10 м (далее она закрыта). Мощность 1,3 м.

Песчаники желтоватые с серыми пятнами неправильной формы средние и крупнозернистые, рыхлые. Мощность 1,6 м.

Песчаники ярко-желтые, среднезернистые, в средней и верхней частях содержат фосфатные желвачки. Верхние 0,15 м крепкие, цементированные фосфатом. Мощность 0,4 м.

Песчаники светло-желтые крупно- и среднезернистые, косослоистые. Базальные 0,08 м слабо обохрены. Мощность 0,65 м.

Аргиллиты зеленые (0,05 м), по простиранию выклиниваются и слой 11 сокращается до 0,20–0,25 м.

Песчаники желтые среднезернистые косослоистые, залегают на неровной обохренной поверхности слоя 11. Нижние 0,05 м песчаников пропитаны фосфатом и содержат фосфатную гальку диаметром около 1 см. Содержание P_2O_5 в них 5,1%. В кровле песчаников появляется линза (0,15 × 5 м) серых крепких фосфатизированных песчаников с неясными очертаниями, которая по простиранию расклинивается на две. Над линзой песчаники обохрены. Мощность 2 м.

Песчаники желтые среднезернистые, косослоистые. Верхние 0,2 м – светлые пески. Мощность 1 м.

Песчаники мелкозернистые серые, желтоватые, участками фосфатизированные. Содержание P_2O_5 – 0,2%.

Песчаники желтые, мелкозернистые, с большим количеством почти сквозных фосфатизированных ходов илоедов диаметром 1–4 см, которые в отдельных случаях составляют 50% породы. Мощность 0,25 м.

На неровной обохренной поверхности слоя 16 залегают желтые песчаники, местами бурые, с редкими фосфатизированными ходами илоедов, иногда со сквозными дырочками. Содержание P_2O_5 1,90%. Мощность 0,25 м.

На неровной обохренной поверхности слоя 17 залегают среднезернистые песчаники с редкой фосфатной галькой в основании. Мощность 0,3–0,5 м.

Песчаники табачного цвета. В кровле фосфатная плита толщиной 0,02 м. Мощность 0,3 м.

На неровной обохренной поверхности слоя 19 залегают серые песчаники на выветрелой поверхности – бурые, косослоистые, крепкие разнозернистые с гравийной примесью. Видимая мощность 2,5 м.

Общая видимая мощность песчаниковой пачки фосфатоносной формации в обнажении 26, где они залегают почти горизонтально, составляет 26 м. К сожалению, полная мощность песчаниковой пачки нам не известна и поэтому трудно судить о характере ее изменения, хотя очевидно, что она значительно меняется вследствие размыва в предбратское время. Литологические особенности пород, слагающих песчаниковую пачку фосфоритоносной формации, могут быть охарактеризованы следующим образом.

Песчаники почти целиком слагают разрез пачки. Они окрашены в светлые тона. В верхней части пачки в районе г. Видим встречены и бурые разности (обн. 27—29). Они, как правило, среднезернистые с очень небольшой примесью гравийного (до 4%), алевролитового (до 5%) и пелитового (до 4%) материала. Состав их преимущественно кварцевый (60—70%). Кроме кварца, присутствуют зерна полевых шпатов (до 5%), слюды и кремнистых пород. Очень редко встречается глауконит. Фосфатные раковинки брахиопод в этой части разреза нами встречены только в обнажениях по берегам Усть-Илимского водохранилища. Фосфатизация песчаников зависит от количества фосфатного цемента.

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

Изучение разрезов формации позволяет наметить следующие закономерности размещения фосфоритов и фосфатсодержащих пород.

Фосфориты всех типов приурочены к песчаным и реже к алевролитовым разностям пород.

Как зернисто-ракушечные и конкреционно-песчанистые фосфориты, так и фосфатсодержащие породы приурочены к зонам 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.

В песчаниковой пачке фосфатизация приурочена к верхним частям сокращенных ритмов, а конкреционно-песчанистых фосфориты связаны только с верхними частями сокращенных ритмов второго порядка. Причем мощность горизонтов конкреционно-песчанистых фосфоритов изменяется прямо пропорционально мощности включающих их ритмов.

Зернисто-ракушечным фосфоритам сопутствует хлорит-гидрослюдистая ассоциация глинистых минералов, а конкреционно-песчанистым — ассоциация, состоящая целиком из смешаннослойных минералов гидрослюда-монтмориллонитового состава.

Зернисто-ракушечные фосфориты и фосфатсодержащие породы приурочены к более тонкозернистой и пестроокрашенной части разреза с наиболее низкой сортированностью обломочного материала.

В направлении от Ангаро-Вихоревского водораздела к югу вместе с уменьшением фосфатнасыщенности разреза заметно меняется и состав преобладающих фракций в фосфоритах и фосфатсодержащих породах.



Рис. 2. Палеотектоническая карта ордовикского периода Восточной Сибири (Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. 1, 1968)

1 – ордовикские синеклизы; 2 – фосфатопоявления

Песчаные среднезернистые фракции замещаются мелкозернистыми и алевритовыми. В то же время наиболее грубозернистые песчаники встречены в обн. 10 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 некоторое несоответствие обычно проявляющемуся накоплению более грубого материала в сторону поднятий, где развиты сокращенные ритмы. Эта особенность может быть объяснена палеотектоническими и палеогеографическими особенностями времени образования формации.

В пределах Сибирской платформы промышленные перспективы поисков месторождений фосфоритов в настоящее время связываются с отложениями среднего ордовика (рис. 2).

Фосфоритопоявления на севере и северо-востоке Сибирской платформы связаны с карбонатными литофациями среднего ордовика. Они извест-

ны в бассейне р. Курейки и по притокам р. Пясины в Норильском районе, а также на р. Мойеро, где в известняках и аргиллитах наблюдаются конкреции, гальки, зерна фосфоритов, а также многочисленные псевдоморфозы фосфата по остаткам мшанок, брахиопод, криноидей и трилобитов. Иногда фосфат встречается в цементе пород. В Катангском бассейне известно большое количество фосфатопроявлений, наиболее крупным из которых является Байкитское. Здесь же находится единственное месторождение фосфоритов в среднем ордовике Сибирской платформы — Гурьевское, расположенное в нижнем течении Подкаменной Тунгуски. Продуктивная толща месторождения, сложенная кварцево-фосфоритными песчаниками, фосфато-глинистыми сланцами (аргиллитами) и фосфатными конгломератами, содержит зернистые, ракушечные и конгломератовый типы фосфоритов. Мощность толщи колеблется от 0,5 до 2,3 м. Среднее содержание P_2O_5 в рудах варьирует от 4 до 12%, составляя в целом по месторождению 7,6%. В связи с малыми запасами и низким количеством руд Гурьевское месторождение не имеет промышленного значения.

На юге и юго-востоке Сибирской платформы известны многочисленные фосфатопроявления, связанные с терригенными отложениями криволучного яруса Ангаро-Ленского района. В этом районе развиты те же самые типы фосфоритов, что и в Катангском районе: зернисто-ракушечниковый, конкреционный и конгломератовый (см. таблицу).

Наиболее значительными фосфатопроявлениями являются проявления в районе Кривой Луки, по правым притокам р. Илим (Туба и Тушама) и в Братском районе.

Современный структурный план Сибирской платформы обуславливает характер выходов на поверхность фосфоритоносных пород среднего ордовика. В связи с этим при сравнении характера распространения фосфатопроявлений с современным структурным планом создается впечатление их приуроченности к окраинным частям Сибирской платформы или к окраинным частям антеклиз.

Для выяснения общего характера распространения фосфоритов относительно ордовикского структурного плана основные фосфатопроявления были нанесены на палеотектоническую карту ордовика Сибирской платформы [1]. На рис. 2 отчетливо наблюдается приуроченность фосфатопроявлений к окраинным частям крупных ордовикских прогибов. В Норильском районе фосфатопроявления расположены на южной оконечности Таймырского прогиба. Проявление на р. Мойеро находится на юго-западном борту крупного прогиба, расположенного между Анабарской и Тунгусской сушей. Гурьевское месторождение, Байкитское и другие фосфатопроявления Катангского района расположены в северо-западной части Ангаро-Ленского ордовикского прогиба. Фосфатопроявления Кривой Луки и установленные по правым притокам Илима (Тубинское и по р. Тушама) находятся на северном борту Ангаро-Ленского прогиба. Проявления по р. Илим (Прокопьевское) и в Братском районе (Вихоревское и Седановское) также тяготеют к северному борту Ангаро-Ленского прогиба. В этом районе фосфатоносность мамырской свиты увеличивается к северу. Видно также, что все фосфатопроявления расположены по бортам прогибов со стороны Тунгусской суши, а лишь Гурьевское месторож-

Т а б л и ц а 1

Фосфоритопроявления Ангаро-Ленского района

Местонахождение	Мощность, м	Содержание, P_2O_5	Тип фосфоритов
р. Лена, д. Чертовская	0,12	2,3	Зерна глинистого фосфорита
р. Ангара, 20 км ниже Братска	0,08	1,3	Ракушечный фосфорит
Илим, с. Прокопьево	0,3	8,5	"
Лена, левый берег 0,2 км выше д. Болотово	0,13	1,4	"
Кута, 1,5 км ниже д. Максимково	0,18	8,56	"
Лена, правый берег, ниже д. Кудриной	0,6	0,63-1,37	Ракушечный фосфорит
Лена, левый берег, 1,8 км ниже д. Черновой	0,17	2,3	"
Лена	0,6 - 0,37	1,14-2,43	
М. Тира (левый приток Лены)	0,1 - 0,88	1,37-2,6	Конкреционно-песчаный фосфорит
Лена, Болошовский ярус	0,3	4,12	
Лена, правый берег, 4 км выше с. Половинная	0,24	4,11	Ракушечный фосфорит
Лена, левый берег, 0,2 км выше д. Болотово	0,47	2,1	Фосфатная галька
Лена, левый берег, 3 км ниже д. Кудрино	0,25	5,51	"
Тушамы (правый приток Илима)	1,37	3,56-4,45	Ракушечный фосфорит, зерна фосфорита
Б. Акашка, левый берег, р. Илим, 25 км к западу от д. Прокопьево	0,17	13,1-10,15	Ракушечный фосфорит
Илим, левый берег, выше и ниже д. Прокопьево	0,33	10,65-14,6	"
Илим, левый берег, 1,5 км ниже д. Прокопьево	0,03	5,25	Фосфорит конкреционно-песчаный
Илим, левый берег, 1 км ниже д. Белобородово	0,33	3,6	Зернистый фосфорит
Ангара, левый берег, 1,5 км ниже д. Пьяново	0,26	3,22	Песчаник с фосфатным цементом
Ангара, между д. Пьяново и Падун	0,18	3,95-4,75	Ракушечный фосфорит
Вихорева, п. Алексеевский	0,6	8,4	Галька фосфатная
Вихорева, 2,8 км ниже пос. Чупина	0,05	11,29	"
Хогуй (левый приток Ангары)	1,0	5,94	Ракушечный фосфорит
Кучучан (левый приток р. Вихоревой), 3 км выше Устья	-	8,6	"

Таблица 1 (окончание)

Местонахождение	Мощность, м	Содержание, P_2O_5	Тип фосфоритов
Гелоть (левый приток Ангара)	0,05–1,00	8,1–11,9	Ракушечный фосфорит
Туба (верхнее течение)	1,1	2,4–5,7	”
Туба (среднее течение)	2,0–8,0	1,5–4,7	”
Непа (верхнее течение)	—	—	Ракушечные фосфориты и фосфоритовые гравелиты

Примечание. Данные Андрианова К.С., Ледяного Н.И., Нечаева Л.П., Смирнова А.И., Гребенникова В.С., Смолянца Б.Г., Лукина Н.И., Кузнецова Г.И. и др.

дение находится на внешней стороне Ангаро-Ленского прогиба, примыкающей к Енисейской суше. Отсутствие фосфатопоявлений по внешним бортам прогибов в значительной степени обусловлено размывом отложений криволучского яруса по окраинам Сибирской платформы. Приведенные данные свидетельствуют о приуроченности фосфатопоявлений к краевым частям 3 крупных ордовикских прогибов на территории Сибирской платформы.

Изучая закономерности геотектонического размещения фосфоритов СССР, Б.М. Гиммельфарб [3] отмечал для Русской платформы, что "большинство месторождений приурочено к тем тектоническим элементам, которым свойственна тенденция к прогибанию. Так месторождения Прибалтики расположены на склонах Латвийского прогиба. Большинство крупнейших верхнеюрских и нежмеловых месторождений (Егорьевское, Вятско-Камское и др.) тяготеет к южному борту Московской синеклизы, к Ульяновско-Саратовской синеклизе; к депрессии, расположенной между Сурско-Мокшинским и Окско-Цнинским валами, или Сурско-Мокишинским и Вятскими валами. Отсутствие региональных палеотектонических карт для Восточной Сибири, которые вышли в свет в 1968–1969 гг., и данных о расположении ордовикских прогибов, не позволило Б.М. Гиммельфарбу сделать аналогичные выводы для Сибирской платформы. Он писал, что все известные выходы фосфоритов "располагаются или у краев частей платформы, близ докембрийских складчатых сооружений окаймляющих ее с запада, юга и востока, или близ Анабарского массива". Приуроченность как зернисто-ракушечных, так и конкреционно-песчаных фосфоритов к зонам сокращенных ритмов свидетельствует о прибрежно-морских условиях их образования. К сожалению, пока нет возможности определить среднее положение переменной береговой линии позднеамыгского бассейна, а это весьма важно для правильного прогнозирования поисков фосфоритовых месторождений.

Палеогеографические условия накопления фосфоритоносной формации определялись наличием Саяно-Байкальской орогенической области (см.

рис. 2) дававшей основной терригенный материал для ее формирования в течение всего ордовика.

С севера в Ангаро-Ленский бассейн вдавалась низменная Тунгусская суша, которая, судя по примыкавшим к ней с северо-востока карбонатным фациям ордовика, давала незначительное количество терригенного материала. В связи с этим в осевой части бассейна, расположенной ближе к орогенической области, накапливались более грубые осадки, чем со стороны Тунгусской суши, что мы и наблюдаем. Таким образом, парадоксальный случай, когда более полный разрез с меньшим количеством перерывов в осадконакоплении оказывается более грубозернистым объясняется палеогеографическими условиями накопления формации.

Условия формирования конкреционно-песчанистых фосфоритов песчаниковой пачки могут быть объяснены, по нашему мнению, с позиций А.И. Смирнова [11] об образовании желваковых фосфоритов из иловых вод, причем только в их физико-химической части. Полученные нами данные показывают, что конкреционно-песчанистые фосфориты песчаниковой пачки образовались из иловых вод в местах их разгрузки. Это противоречит мнению А.И. Смирнова о том, что "иловые воды не могут быть источником желваковых фосфоритов".

В верхних частях ритмов песчаниковой пачки наблюдаются фосфатные плиты и стяжения без каких-либо следов перемыва и все стадии 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 от 2 до 5 мм, что свидетельствует об образовании конкреционно-песчанистых фосфоритов.

Естественно, что по ходам илоедов происходил наиболее сильный отток иловых вод и их дегазация, что приводило к садке фосфата у геохимического барьера. Более сильный отток иловых вод мог приводить к более интенсивному образованию фосфата. Поэтому над более мощными песчаными слоями образовались более мощные горизонты или линзы фосфоритов. Известно, что пески уплотняются слабо, и не в состоянии дать необходимое количество иловых вод для образования наблюдаемых фосфоритов. Вместе с тем песчаники являются наиболее проницаемыми в разрезе породами, и по ним могли двигаться иловые воды, отжатые из глинистых пород.

Попытаемся количественно оценить возможности этого процесса. По данным М. Уэллера [12], уже при глубине захоронения глинистого осадка, равной 152,5 м, осадок, имевший начальную пористость 80% и плотность 1,42 г/см³, уплотняется почти на 70%, приобретая на указанной глубине пористость 37% и плотность 1,45 г/см³. Следовательно, аргиллиты, пористость которых около 20%, с начала своего образования потеряли воды в три раза больше, чем их современный объем. Суммарная мощность черных аргиллитов в обнажении 10 составляет 1,5 м. При их образовании с каждого квадратного метра было отжато во вмещающие песчаники (снизу вверх) более 4 м³ иловых вод. Если же учесть возможное уплотнение глинистых алевролитов и глин нижнеамырской подсветы на 30–35%, приняв ее среднюю мощность за 50 м, а песчаников и алевро-

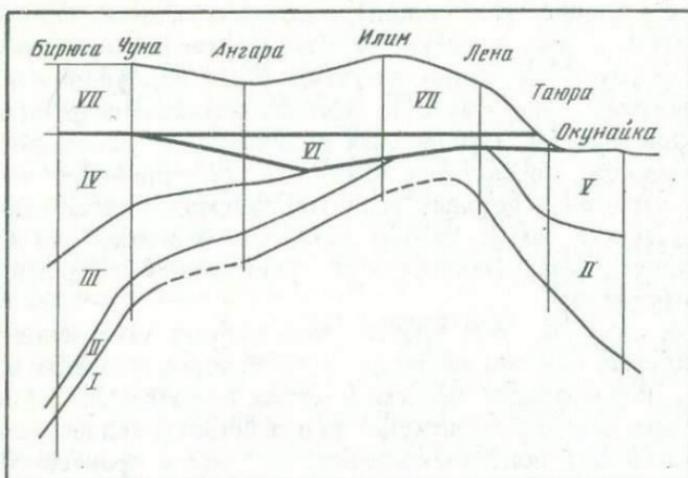


Рис. 3. Палеоструктурный профиль по линии Тайшет-Казачинское на начало братского времени. Составил Ю.М. Малиновский по данным Ю.Н. Занина (1970)

Отложения свит: I – илгинской и хондинской, II – устькутской, III – ийской, IV – бадарановской, V – суринской, VI – мамырской, криволуцкой и чертовской, VII – братской и макаровской

литов верхнемамырской подсвиты мощностью около 50 м на 20–25%, то общий объем отжатых вод с 1 м² составит не менее 30 м³. Это количество иловых вод могло содержать от 0,06 до 0,09 кг P₂O₅ при концентрации 2–3 мг/л P₂O₅ [2]. Таким образом, (средняя) потенциальная продуктивность одного квадратного километра криволуцкого бассейна может быть оценена в 60–90 т P₂O₅.

Общая площадь криволуцкого бассейна от осевой линии до берега Тунгусской суши не менее 400 000 км². Следовательно, общие потенциальные возможности криволуцкого бассейна могут быть оценены в 24–36 млн. т P₂O₅. Можно предположить, что количество отжатых вод из отложений криволуцкого бассейна было в два-три раза большим, чем 30 м³ с каждого квадратного метра. Кроме того, отложения криволуцкого яруса залегают с разрывом в породах устькутской, ийской и бадарановской свит (рис. 3) общей мощностью до 1000 м. Из этих отложений в криволуцкий бассейн в районе южного выступа Тунгусской суши могло поступить значительное количество пластовых вод. Если за криволуцкое время произошло уплотнение этих пород всего на 10%, то из них могло быть отжато порядка 100 м³/м² пластовых вод, что более чем в три раза больше объема вод, отжатых с 1 м² криволуцких осадков. Таким образом, северная часть криволуцкого бассейна могла получить дополнительно из нижележащих осадков порядка 100 млн. т P₂O₅. В этом случае общее количество P₂O₅, которое прошло через толщу криволуцкого яруса, составит не менее 120–130 млн. т.

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 самых разных размеров. Вероятно, это и является одной из причин невыдержанности по простиранию конкреционно-песчанистых фосфоритов.

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 ослабевает осадконакопление, затухает и процесс уплотнения. В связи с тем, что основная масса терригенного материала поступает благодаря береговой абразии трансгрессирующего бассейна, 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 сторону наименьших гидродинамических сопротивлений, которые зависят от проницаемости пластов и от расстояния до места разгрузки. В связи с высокими гидродинамическими сопротивлениями песчаников области усиленной разгрузки иловых вод расположены вблизи локальных поднятий или структурных носов, расстояния до которых от осевой части синеклизы минимальные.

Как видим, количественная оценка процесса образования конкреционно-песчанистых фосфоритов свидетельствует о его возможности. Трудно сказать, мог ли этот процесс обеспечить образование промышленных скоплений фосфоритов без последующего обогащения, но начальные условия для последующей концентрации в результате перемыва он мог создать несомненно. Поэтому наиболее благоприятными зонами для нахождения промышленных месторождений фосфоритов могут быть 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 свидетельствует, по нашему мнению:

— наличие общих закономерностей распространения конкреционно-песчанистых и зернисто-ракушечниковых фосфоритов, а именно, приуроченность тех и других к зонам сокращенных ритмов;

— малое количество следов илоедов, фосфатных раковин и их обломков в зонах полных ритмов, и большое количество следов илоедов и раковинного детрита в зонах сокращенных ритмов.

Можно предполагать, что роющие моллюски использовали богатые P_2O_5 иловые воды для построения фосфатной раковины. В этом плане интересен факт, 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 размерности, что указывает на наличие иловых вод, богатых P_2O_5 ; 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 и обнажение на 9-м километре трассы Падун—Усть-Илимск), очень малозернистых и ракушечных фосфоритов, а их наибольшее количество пока обнаружено на участке между 9 и 26 обнажениями, 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 зоны разгрузки иловых вод в пестроцветной пачке и в песчаниковой могли быть несколько смещены в плане относительно друг друга, но общая их приуроченность к выступу Тунгусской суши могла быть постоянной в течение всего среднего ордовика. Схематическая картина фосфоритообразования в криволуцком 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 в зоны разгрузки, перекрытые отложениями криволуцкого яруса (см. рис. 3), что значительно повысило количество P_2O_5 в иловых водах криволуцких осадков.

Это дало начало расцвету роющих моллюсков с фосфатной раковинкой в раннеамырское время и привело к общему обогащению фосфатом нижнеамырских осадков. 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 перемывы тонкозернистых илов, в которых предпочитали жить роющие моллюски и образовались мелкие фосфатные стяжения, способствовали накоплению зернисто-ракушечниковых фосфоритов.

Во время накопления отложения песчаниковой пачки продолжалось уплотнение ранее образовавшихся 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 алевролитовых илов сдерживало рост количества роющих организмов во время образования отложений песчаниковой пачки. Вероятно, этим и объясняется отсутствие в ней зернисто-ракушечниковых фосфоритов. При принятых минимальных параметрах уплотнения осадков общие потенциальные перспективы криволуцкого бассейна оцениваются нами в 120—130 млн. т P_2O_5 . Не исключено, что они могут быть в три-четыре раза больше. Несмотря на рассеянность фосфата по многочисленным проявлениям, возможность обнаруже-

ния месторождений зернисто-ракушечных фосфоритов с запасами 0,5–1 млрд. т представляется вполне вероятной.

На основании отмеченных выше закономерностей, фактических данных по фосфатности и принятой рабочей гипотезы составлена прогнозная карта терригенной фосфоритоносной формации Ангаро-Ленского района (рис. 4, вкл. между стр. 24–25). На ней выделены перспективная, с ограниченными перспективами и бесперспективная зоны. Бесперспективная зона примыкает к осевой части криволуцкого бассейна. В этой зоне известно небольшое количество мелких фосфатопоявлений. Зона с ограниченными перспективами, где не исключено обнаружение промышленных месторождений фосфоритов вблизи древних локальных поднятий, расположена к северу от первой. Линия, ограничивающая эту зону от бесперспективной, огибает почти все известные к настоящему времени многочисленные мелкие фосфатопоявления. Перспективная зона, внутри которой имеются наибольшие возможности обнаружения промышленных месторождений фосфоритов, примыкает на севере к южному выступу Тунгусской суши, положение которой в криволуцком веке пока точно не установлено. Она включает все наиболее значительные фосфатопоявления (Вихоревское, Седановское, Тушамское, Тубинское и Прокопьевское).

Характер залегания и строение фосфоритоносной формации криволуцкого яруса Ангаро-Ленского района до сих пор остаются слабо изученными. Это не позволяет достаточно надежно определять первоочередность объектов поисков, выделенных в перспективной зоне. Первоочередность Седановского участка определена на основании обнаружения значительного проявления конкреционно-песчанистых фосфоритов, в песчаниковой пачке, которые имеют общие закономерности размещения с зернисто-ракушечными. Тубинский участок предполагается нами для поисковых работ на основании его близости к предполагаемому выступу Тунгусской суши и наличию на нем значительных проявлений фосфоритов обоих типов. Два других участка внутри перспективной зоны с выходами на поверхность отложений фосфоритоносной формации — Непский и Усть-Вихоревский, в связи с тем, что там пока не выявлено значительных фосфатопоявлений, предполагаются нами для постановки тематических работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. I. М., "Наука", 1969.
2. П.Л. Безруков, Г.Н. Батурич. Литология и возраст океанских фосфоритов. — в сб. Литология фосфоритоносных отложений. М., "Наука", 1976.
3. Б.М. Гиммельфарб. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., "Недра", 1965.
4. Ю.Н. Занин. Ордовикские и силурийские отложения Иркутского амфитеатра. Новосибирск, "Наука", 1970.
5. Н.А. Красильникова. Фосфориты Катангского бассейна. — Тр. ГИГХС, вып. 5, 1959.
6. В.Л. Либрович. О происхождении красноцветных толщ ордовика Иркутского амфитеатра. — Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер. вып. 44, 1960.
7. О.И. Никифорова. Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и ее палеонтологическое обоснование. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1960, 56.

8. *Ф.В. Никольский*. Ордовикская фосфорито-железистая формация Ичиро-Тунгусского междуречья. — Тр. Восточно-Сибирского СНИИГИМСа, 1971, 9.
9. Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Госгеолтехиздат, 1959.
10. *В.С. Салихов*. Фациальные типы медно-фосфоритовых отложений среднего ордовика северо-восточной части Иркутского амфитеатра. — В кн.: Геология некоторых рудных районов и полей Забайкалья. Иркутск, 1973.
11. *А.И. Смирнов*. Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. М., "Недра", 1972.
12. *М. Уэллер*. Уплотнение осадков. — В кн.: Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых. Ленгостоптехиздат, 1961.
13. *Н.И. Юдин, А.А. Арсеньев, Л.И. Горбунова*. Фосфоритоносные формации. — В кн.: Генетические типы осадочных рудоносных и угленосных формаций. М., "Наука", М. 1973.

ФОСФАТОНОСНЫЕ ГОРИЗОНТЫ НИЖНЕГО ОРДОВИКА СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Фосфатоносные отложения нижнего ордовика рассматриваемой территории относятся к пакерортскому и лээтсескому горизонтам, залегающим в основании ордовика. Первый из них залегает непосредственно на размывтой поверхности алевритово-песчаных отложений кембрийского возраста; второй, перекрывает пакерортский горизонт, а при отсутствии последнего залегает на кембрийских породах. Характерной особенностью фосфатоносных отложений пакерортского и лээтсеского горизонтов является присутствие в составе пород первично-фосфатных створок брахиопод (в том числе оболид). Наличие органогенного фосфата, сингенетичного вмещающему их осадку — позволило автору выделить эти отложения в органогенно-терригенную фосфатоносную формацию [4]. В данной статье кратко излагаются результаты исследований, произведенных автором с целью установить: распространение фосфатоносных отложений нижнего ордовика на территории Русской платформы, их изменения литологии, мощности и перспективы фосфатоносности. Эти исследования имеют практическое значение не только для районов Прибалтики, где известны в нижнем ордовике промышленные месторождения фосфоритовых руд ракушечникового типа, но и для районов Сибири, где в органогенно-терригенной формации имеются аналогичные руды в среднем ордовике. Фактический материал собран автором главным образом по данным поисково-разведочного бурения на нефть и газ, проведенного на территории Калининградской области, Литвы, Латвии, Белоруссии и на фосфоритовые руды на территориях Эстонии и Ленинградской области, а также опорных скважин центральных районов Европейской части СССР. Кроме того, изучены естественные обнажения по Балтийскому глинту, где фосфатоносные отложения выходят на поверхность или залегают на глубине, допускающей открытую разработку руд. В южном направлении, благодаря наклонному залеганию слоев осадочного чехла, отложения ордовика погружены на глубину, достигающую более двух тысяч метров.

Пакерортский горизонт представлен морскими отложениями, состоящими в основном из кварцевых песков, содержащих первично-фосфатные створки беззамковых брахиопод. В эпигенетическую стадию формирования пород пески местами сцементированы доломитом и частично кальцитом. В песчаных породах, кроме органогенного фосфата створок, присутствует хемогенный фосфат в виде рассеянного цемента и конкреций. Преобладающим типом фосфатоносных пород большей части изученной территории являются пески и песчаники мелко-среднезернистой, реже разномзернистой структуры. Алевритово-глинистые отложе-

ния развиты преимущественно в восточных районах изученной территории. Аргиллиты и глины присутствуют среди песчаных пород районов Прибалтики (Эстония), находятся в виде прослоек, мощность которых в большинстве случаев измеряется миллиметрами и сантиметрами.

В полных разрезах пакерортских отложений на территории, прилегающей к Балтийскому побережью (Эстония, Ленинградская область), верхняя часть их состоит преимущественно из сланцевидных аргиллитов (диктионемовых сланцев). Этот комплекс слоев (до 4—9 м) выделен в тюрисалуский подгоризонт (пачку). В центральных районах платформы глины и аргиллиты по мощности не уступают песчаным породам. На территории Калининградской области, Литвы, Латвии и некоторых центральных районов платформы отложения пакерортского горизонта были частично или нацело размыты во время трансгрессии лээтсеского моря. Об их существовании до размыва свидетельствуют реликты пород в виде обломков, заключенных в глауконитовом песчанике на границе их с кембрием. Мощность отложений колеблется в большом диапазоне: в западных районах (Калининградская область, Литва, Латвия) она не превышает 1 м и редко достигает нескольких метров; на территории Балтийского побережья (север Эстонии и Ленинградская область) мощность отложений пакерортского горизонта меняется в пределах 10—15 м.

В центральных районах Русской платформы (опорные скважины Вологодская, Пёстовская и др.) мощность достигает нескольких десятков метров. Таким образом, в северо-восточном направлении мощность отложений пакерортского горизонта увеличивается. Вместе с этим увеличивается их глинистость: наряду с песчаниками, глины и аргиллиты являются главными типами пород. Кроме того, следы внутрiformационных размывов и переотложения осадков показывают, что с наступлением нового этапа осадконакопления — в начале лээтсеского времени — пакерортские осадки западных районов претерпевали значительное сокращение мощности вследствие размыва их верхней части.

Лээтсеский горизонт представлен глауконитовыми песками и песчаниками, содержащими во многих районах до 80% глауконита. Фосфатные створки брахиопод рассеяны в них, не образуя значительных скоплений, как это наблюдается в пакерортском горизонте. Хемогенный фосфат, присутствующий в виде конкреций и рассеянного цемента, часто доминирует над органогенным фосфатом створок. В крайнем западном районе изученной территории (Калининградская область) при изучении ядра скважин (Красноборская, 2; Ладушкино, 10 и 6; Багратионовская, 1; Веселовская, 2 и др.) наблюдался весьма неоднородный состав отложений этого горизонта. Здесь в глауконитовом песчанике содержатся обломки доломита, иногда аргиллита, прожилки кальцита и доломита; участки доломита, обогащенного глауконитом с карманами, заполненными глауконитовым песком; полости в доломитовом песчанике, заполненные кальцитом или доломитом. Все эти компоненты находятся в разных соотношениях и расположены хаотично. В перекрывающем глауконитовые отложения известняке встречаются обломки глауконитовой породы, которая заполняет и трещины в известняке. Из этих наблюдений можно предполагать, что на верхней границе лээтсеского горизонта, проис-

ходили интенсивные нарушения, вызванные растворением карбонатов, их миграцией, образованием карстовых полостей и обрушений.

На территории Литвы и Латвии лэйтские глауконитовые породы развиты также повсеместно. В Белоруссии они имеются лишь в Брестской впадине, где залегают непосредственно на кембрии. Мощность глауконитовых отложений на всей западной части изученной территории колеблется в пределах 1 м, редко достигает 2 м. Восточнее на территории Эстонии и Ленинградской области, лэйтские отложения более выдержаны по литологии и мощности (за исключением района Нарвы и Кингисеппа). Последняя меняется преимущественно в интервале одного-полутора метров. В Московской синеклизе (опорные скважины) глауконитовые отложения представлены алевроитово-глинистыми породами с прослоями известняков. Соотношение указанных типов пород по разрезу и площади изменчиво. Карбонатность глауконитовых пород, как и всюду, сверху увеличивается. Основные черты осадконакопления определялись главными тектоническими структурами, унаследованными с кембрийского и более раннего периода и частично сохранившиеся [3].

На северном склоне Украинского и южном склоне Балтийского кристаллических массивов расположены следующие крупные структуры. Белорусская антеклиза, Латвийская седловина, Балтийская моноклираль и Балтийская синеклиза. Структуры первого порядка усложнены более мелкими структурами второго—четвертого порядков, имеющими значение локальных структур. Эти сравнительно мелкие тектонические элементы все же местами оказывали влияние на осадкообразование, создавая рельеф дна бассейна. Приводим краткие сведения о развитии отложений на главных структурных элементах платформы.

Брестская впадина на большей своей части имеет в основании нижнего ордовика глауконитовые песчаники лэйтского горизонта, залегающие на кембрийских отложениях. Припятский прогиб не имеет вообще нижнепалеозойских отложений до девона. Белорусская антеклиза имеет отложения пакерортского горизонта лишь на окраине северо-западного склона. Украинско-Белорусско-Воронежский кристаллический массив существовал как суша от кембрия до девона на всей территории юга платформы. Поэтому отложений ордовика не имеет. Латвийская седловина на всей территории имеет отложения пакерортского горизонта. Мощность их сильно изменчива. На юго-западе седловины она в большинстве случаев колеблется в пределах 1 м (Укмерге — 0,1 м; Соснова — 0,7 м; Калвария — 0,2 м) и редко достигает нескольких метров (Паровея — 2,6 м). На северо-востоке седловины мощность песчаных пород пакерортского горизонта достигает почти 20 м (Старая Русса — 18 м, Порхов — 19 м).

Балтийская синеклиза, охватывающая территории Калининградской области и Латвии, характеризуется прерывистым распространением отложений пакерортского горизонта. Там, где оболочные песчаники отсутствуют на поверхности кембрия залегают глауконитовые песчаники лэйтского горизонта. Эти "островки" расположены вдоль побережья Балтийского моря, в цепочке локальных поднятий. Тектоническая структура этой территории и обусловила прерывистое распространение отложений брахиоподовых песчаников пакерортского горизонта. Последние были размыты

на некоторых выступах дна бассейна целиком. Об их прошлом существовании свидетельствуют реликты пород в виде галек фосфоритовых конкреций и песчаников, находящихся на контакте ордовика с кембрием в основании глауконитовых песчаников, например, на Калининградском и Южно-Калининградском выступах отложения пакерортского горизонта отсутствуют, но здесь значительные остатки брахиоподовых песчаников обнаруживаются на небольших участках Ушаковской, Красноборской, Гусевской площадях (структурах). Мощность пакерортских песчаников на территории Балтийской синеклизы колеблется от нескольких сантиметров (скважины: Гусев — 2; Шакина, Пилтене 0,02—0,1 м) до нескольких метров (скважины: Бернаты — 3,5 м; Энгуре — 3,65 м; Блидене — 10,0 м). На большей части территории Балтийской синеклизы мощность пакерортского горизонта не превышает 0,5 м. Максимальная мощность этих отложений в пределах указанной наблюдается в районах Клайпедского и Лиепайского прогибов. Глубина залегания песчаников пакерортского горизонта в Балтийской синеклизе колеблется около 1000 м. Для примера даем сокращенное описание разрезов скважин Ушаковской площади, расположенной на структуре Калининградского локального поднятия. Отложения пакерортского горизонта ранее здесь не были обнаружены (описание снизу вверх).

Ушаковская, 8. Пакерортский горизонт.

1. Песчаник, окрашенный битумами разнозернистый до гравийного, содержит створки брахиопод как в сохранном виде (до 8 мм), так и в раздробленном — детрит. Максимальные скопления створок сосредоточены преимущественно по плоскостям напластования пород. Встречаются гальки фосфатного песчаника черного цвета (до 1,2 см) плоской формы. Мощность прослоя 0,1 м.

2. Песчаник, пропитанный нефтью среднезернистый, содержит створки брахиопод хорошей сохранности и в виде детрита. Мощность 0,24 м.

3. Аргиллит черный и темно-коричневый. Мощность 0,05 м. Контакт пакерортского горизонта с лэзтесским отмечается на глубине около 2160—2160,5 м. На этой границе в глауконитовом песчанике рассеяны гальки кварцевого песчаника (до 1,8 см), не содержащего глауконита, свидетельствующие о размыве отложений пакерортского горизонта лэзтесским морем.

Лэзтесский горизонт

4. Глауконитовые песчаники неравномерно сцементированные карбонатами.

Ушаковская, 7. Контакт ордовика с кембрием отмечен на глубине около 2117 м.

Пакерортский горизонт

1. Песчаник темно-серый среднезернистый карбонатный с детритом брахиопод и фосфатно-карбонатные гальки с таким же детритом и структурой. Мощность приблизительно не менее 1,6 м.

Лэзтесский горизонт

2. Песчаник глауконитовый сцементирован карбонатом, содержит створки брахиопод (P_2O_5 в породе — 0,61%). Отмечен на глубине 2114,4—2113,8 м. Мощность не менее 0,6 м.

Ушаковская, 9. Пакерортский горизонт

1. Песчаники карбонатные с фосфатно-карбонатными гальками черного цвета (3 x 7 см). Гальки сосредоточены в нижней части отложений. В верхней части в глинисто-карбонатном цементе заключены неокатанные обломки и гальки песчаника,

рассеянные неравномерно и в подчиненном количестве по отношению к цементу. Мощность 0,5 м. Контакт пакерортского горизонта с лээтсеским бугорчато-волнистый с явными признаками размыва. Отмечен на глубине около 2168,9 м.

Лээтсеский горизонт

2. Глауконитовый песчаник с конкрециями фосфорита темно-коричневого цвета (3 x 7 см) овальной формы с гладкой поверхностью. Мощность 0,35 м. Контакт глауконитовых песчаников с перекрывающими их карбонатными породами волховского горизонта неровный и четкий.

Балтийская моноклинал, обширная территория которой занимает Эстонию и Ленинградскую область и частично захватывает смежные области, характеризуется почти повсеместным распространением песчаных пород пакерортского горизонта. Мощность их колеблется главным образом в пределах 4—8 м (скважины: Понкули — 1 м, Стайцелле — 7,8 м; F — 27 = 13,5 м, F — 22 = 8,45 м). На месторождениях промышленных фосфоритовых руд мощность продуктивной толщи брахиоподовых песков и песчаников колеблется преимущественно около 3—4 м. Перекрывающие их сланцевидные аргиллиты (диктионемовые сланцы) имеют мощность 2—4 м, а в районе Кингисеппа и Нарвы они отсутствуют.

Примером территории, где песчаные породы пакерортского горизонта не обнаружены в Балтийской моноклинали, могут служить участки, примыкающие к западному берегу Чудского озера, Локновский выступ и южнее границы перспективных площадей Ленинградской области. В пределах Балтийской моноклинали (Эстония и Ленинградская область) на большей части территории (за исключением района Нарвы и Кинигисеппа) наблюдаются полные разрезы пакерортского горизонта. В западной части до р. Нарвы, и южной этой территории среди песков и песчаников наблюдаются невыдержанные прослойки (0,02—10 см) аргиллитов и глин. Восточнее р. Нарвы, в Ленинградской области, песчаники не содержат глин и аргиллитов. Однако, почти по всей рассматриваемой территории верхняя часть разреза пакерортских отложений состоит из сланцевидных аргиллитов (до 9 м), известных под названием диктионемовых сланцев. Местами в пачке аргиллитов наблюдаются прослойки алевролитов и песчаников, соотношения которых меняются как по разрезу, так и по площади. Глины и аргиллиты не содержат створок брахиопод, тогда как в прослоях песчано-алевритовых пород, залегающих в аргиллитах они присутствуют.

Московская синеклиза, западный борт которой захватывает территории Ленинградской области, имеет сравнительно большие мощности отложений пакерортского горизонта. Максимальные мощности оболовой толщи отмечаются в центральных частях Московской синеклизы (скважины: Валдай — 18 м, Пестово — 28,5 м, Рыбинск — 94,5 м, Любим — 73 м)*. Однако из-за неровностей рельефа поверхности кембрийских отложений на положительных структурах северного крыла синеклизы пакерортские отложения отсутствуют (скважины: Солигалич, Шарья, Коноша), также и на южном ее крыле (южнее г. Калинина). Глубина залегания пакерортских отложений в Московской синеклизе превышает 1000 м.

В Московской синеклизе отложения пакерортского и лээтсеского го-

* Границы горизонта точно не установлены.

ризонтов вскрыты опорными скважинами на глубине более 1000 м. Характеризуясь сравнительно большой мощностью, эти отложения отличаются и повышенной глинистостью. Здесь песчано-алевритовые породы чередуются с аргиллитами или глинами в разных соотношениях, меняющихся по разрезу и площади. Примером разреза, где наблюдается почти одинаковое число указанных типов пород, может служить Вологодская скважина, а с преобладанием глинистых пород — Пестовская скважина. В песчаниках и алевролитах содержатся фосфатные створки брахиопод разной сохранности, встречаются конкреции песчанистого фосфорита.

Литологическая характеристика рассматриваемых отложений на всей территории позволяет отнести их к осадкам фации мелководного морского бассейна. Однако на этом фоне в разных зонах моря существовали своеобразные локальные условия — субфации, обуславливающие состав и мощность осадков, а также экологию животного мира. Поэтому существуют в одних районах только песчаные породы (на западных территориях платформы) сравнительно небольшой мощности, в других — песчаные породы с прослоями глинистых (побережье Финского залива Эстонии), в третьих отложения представлены равнозначным количеством глинистых и алевритово-песчаных пород (Московская синеклиза).

Развитие пакерортского бассейна происходило неравномерно. В разные этапы его развития отлагались осадки, различающиеся по своей структуре и текстуре, а также по мощности. Условия осадконакопления в западных и восточных частях бассейна были различны. Наиболее интенсивное накопление осадков происходило в восточной части бассейна, здесь при большей мощности осадков накапливался наряду с песчаным и более тонкий глинистый материал. Источником терригенного материала в западной части бассейна служили Аландские острова, на севере — Балтийский щит, а на юге терригенный материал поступал с Украинского массива. Временами осадки пакерортского горизонта претерпевали местный перемыв и переотложение, следы которых наблюдаются на границах между литологическими пачками и подгоризонтами в виде галек, гравия, более крупнозернистого песка, изменение структуры и текстуры осадка и его состава. Отсутствие в некоторых районах верхней части разреза пакерортского горизонта свидетельствует о перерыве в осадконакоплении между пакерортским и лэтсеским горизонтами.

По данным гранулометрического анализа образцов песчаников пакерортского горизонта, собранных из разных скважин на территории Калининградской области, Латвии и Литвы песчаные породы состоят в большинстве случаев почти из двух фракций: среднезернистой (0,5—0,25 мм) и мелкозернистой (0,25—0,1 мм). Соотношение этих фракций меняется, но преобладают мелко-среднезернистые разновидности песчаников, реже встречаются разномзернистые песчаники, в которых, кроме указанных двух фракций, содержится третья — крупнозернистой структуры. В прибрежной полосе Эстонии и Ленинградской области наиболее распространены пески и песчаники. В относительно более глубоководных и более отдаленных от береговой линии территориях Московской синеклизы, как сказано выше, отложения характеризуются более тонкой структурой; здесь много глин и алевролитов. Гранулометрический состав пород опре-

деляется не только гидродинамическими условиями палеобассейна, но и зависит от структуры осадочных пород, за счет которых терригенные осадки образовались. Поэтому выделение фациальных зон в морском бассейне по гранулометрическому составу осадков затруднено, так как структура пород может быть унаследованной от песчаных и алевроитово-глинистых пород, служивших источником терригенного материала.

Фосфатность отложений пакерортского горизонта определяется наличием в их составе первично-фосфатных створок беззамковых брахиопод (оболид и др.). В изученных нами районах Русской платформы фосфатность можно охарактеризовать в общих чертах следующим образом. Максимальная фосфатизация отложений наблюдается в полосе, примыкающей к Балтийскому глинту (приглинговая полоса). Здесь известны месторождения фосфоритовых руд ракушечникового типа, протягивающиеся с запада на восток прерывной полосой по северной части Эстонии и Ленинградской области до Ладожского озера. На остальной изученной части территории фосфатность сравнительно слабая, так как в редких случаях — в отдельных прослоях песчаников — содержатся значительные скопления створок. Хемогенный фосфат содержится в подчиненном количестве по отношению к биогенному фосфату в этих отложениях. Распределение биогенного фосфата по разрезу и площади зависело не только от экологических условий их обитания, но и от гидродинамических. Последние способствовали в одних случаях концентрации створок — при местном перемыве и сортировке осадков, в других — рассеиванию их при размыве и уничтожении некоторой части осадков (западные районы платформы). Скорость накопления терригенных осадков в различных зонах морского бассейна была различной и также имела большое влияние на развитие брахиопод и скопление их створок. При сравнительно большой мощности отложений (Московская синеклиза) створки рассеяны в песчано-алевритовых породах не образуя значительных концентраций. Фосфатные раковины создавались организмами, способными ассимилировать фосфат из растворов морских вод, а возможно, и из тонкодисперсных взвешенных в воде коллоидных и твердых веществ. Сохранность фосфатных створок могла быть обеспечена при минимальном содержании в иловых водах CO_2 , что вполне осуществлялось в мелководном бассейне с активной гидродинамикой вод и достаточной аэрацией дна.

Широкое распространение в изученных отложениях брахиопод с фосфатной раковиной на территории платформы свидетельствует о том, что фосфат в бассейне пакерортского и лээтсеского времени был повсеместно. Источником фосфата могли служить размываемые осадочные породы кембрийского возраста. В последних имеется фосфат двух генетических типов: органический — фосфатные створки и хемогенный — в цементе. Максимальные скопления створок брахиопод в пакерортских отложениях Прибалтики сосредоточены преимущественно в линзовидных залежах песка, имеющих косослоистую текстуру. По-видимому, эти отложения образовались в придельтовой зоне моря, наиболее обогащенной фосфатом, поступившим с суши. Благодаря этому здесь обильно развивались брахиоподы с фосфатной раковиной.

В перспективных районах на фосфоритовые руды ракушечникового

типа по химическим анализам проб, рассчитанных на мощность (средне-взвешенные) P_2O_5 в большинстве анализов колеблется от 3 до 6%. В крупном месторождении восточной части Эстонии — Тоолсе — продуктивная толща содержит в среднем: P_2O_5 — 10,6%, MgO — 0,44%, Fe_2O_3 — 1,5%. В эксплуатируемом месторождении Ленинградской области — Кингисепском — содержание P_2O_5 в фосфоритовой руде в разных участках неодинаковое: в западном P_2O_5 4—6%, в юго-восточном и восточном P_2O_5 10—12%. MgO в доломитовом песчанике составляет 5—8%, в песках — десятые доли процента. К югу от приглинтовой полосы содержание P_2O_5 снижается до 1—2%.

Мощность осадков, заключающих скопления створок до рудных концентраций обычно не превышает 5 м, а чаще колеблется около 3—4 м. Пески продуктивной толщи характеризуются большей частью средне-мелкозернистой, реже разномелкозернистой структурой. Отложения относительно большой мощности и повышенной глинистости бедны створками.

В западных районах Русской платформы, на территории Калининградской области, Литвы и Латвии, где отложения частично уничтожены размывом и вследствие этого имеют сокращенную мощность, содержание створок мало. Они рассеяны в виде мелкого детрита и только в сравнительно редких прослойках встречаются густые скопления хорошо сохранившихся створок.

Химические анализы образцов керна скважин (68 шт.), расположенных по всей западной территории, показывают, что в большинстве случаев P_2O_5 в породах колеблется в пределах 1%; реже P_2O_5 составляет 1—3% и в единичных случаях — выше 3%. Содержание CaO колеблется от 2 до 35%; MgO — от 0,1 до 13%; Fe_2O_3 общее в глауконитовых породах лэзтесского горизонта содержится от 0,5 до 16%; в кварцевых песчаниках пакерортского горизонта — от 0,3 до 6%. Высокое содержание в большинстве анализов окислов кальция и магния указывает на сильную карбонатизацию пород, в цементе которых содержится кальцит и доломит.

Изучение рассматриваемых отложений на Северо-Западе Русской платформы позволило сделать вывод, что фосфатные створки брахиопод распространены на всем обширном пространстве бассейна. Отсутствие значительных скоплений створок в зонах открытого моря можно объяснить недостаточно благоприятными экологическими условиями обитания брахиопод с фосфатной раковинной. Имея в виду, что бассейн был мелководным на всем его пространстве, можно, судя по литологии, предположить, что резких колебаний фациальных условий осадкообразования не могло быть. Поэтому основной причиной малочисленности брахиопод с фосфатной створкой является меньшее содержание в воде фосфата.

Створки брахиопод в песчаниках, залегающих на глубине более 2000 м находятся в полной сохранности и ничем не отличаются от створок в породах, залегающих близко к поверхности земли (побережье Прибалтики). Поэтому нельзя предполагать, что на больших глубинах фосфатные створки могли разрушиться под влиянием температуры и давления. Геотермические данные (2), полученные при замерах в нефтеразведочных скважинах Калининградской области, Латвии и Литвы показывают, что на глубинах

нах от 1000 до 2015 м температура колеблется от 23 до 66,7°C. В таких условиях фосфатные створки вполне сохранились.

Эпигенез в фосфатоносных отложениях, залегающих на небольшой глубине — территория Эстонии и Ленинградской области — детально изучен автором раньше (1). Поэтому имеется материал для сравнения с результатами наблюдений при изучении глубоко залегающих пород. По своему характеру эпигенетические изменения в породах тех и других территорий одинаковы. Но интенсивность их проявлений больше в глубоко залегающих породах. В естественных обнажениях и мелких скважинах в разрезах преобладают пески, а песчаники на большей части территории неглубокого залегания пород имеют подчиненное значение. В отложения на глубине наоборот доминируют песчаники.

Главной причиной цементации пород по всему разрезу карбонатами, является не глубина их залегания, а наличие в кровле карбонатных отложений. Источником карбонатов, цементирующих оболочные и глауконитовые пески, всюду является перекрывающая их толща доломитов и известняков. При малой мощности песчаных отложений и отсутствии малопроницаемой "покрышки", которая защитила бы от проникновения карбонатных растворов, породы целиком по всей их мощности цементируются карбонатами. Новообразования кварца в виде регенерационного цемента, возникают благодаря щелочным растворам, несущим кремнезем в песчаные породы. Растворению кварца способствовало и давление кварцевых зерен друг на друга. В результате этого происходил рост обломочных зерен, заполнение кварцем пор между ними и в вследствие этого — цементация песка. Кроме доломита, кальцита и кварца широко распространены вторичные сульфиды железа и фосфат, образующие конкреции и рассеянный цемент различного типа: коррозионный, инкрустационный, заполнения пор. Конкреции карбонатно-фосфатного песчаника из разных скважин Калининградской области и Латвии, Литвы (9 анализов) содержат P_2O_5 от 1 до 22%; CaO — от 11 до 35%; MgO — доли процента.

В заключение с уверенностью можно сказать, что перспективными в данном районе являются площади, примыкающие к известным месторождениям Прибалтики. Дальнейшие поисково-разведочные и научные исследования с целью выяснения перспектив на фосфоритовые руды необходимо сосредоточить на территории южнее разведанных месторождений и по всей полосе от западных районов Эстонии до южных побережий Ладожского озера.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Л.И. Горбунова*. Постседиментационные изменения фосфоритоносных отложений Прибалтики. — В кн.: Генезис и закономер. размещ. фосфор. М., "Наука", 1974.
2. *Я.Я. Кактынь, Т.В. Сиполс*. Вопросы использования термальных минерализованных вод Прибалтийского артезианского бассейна. — В кн.: Проблема региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, "Зинатне", 1973.
3. *Б.С. Соколов*. Ордовикский период. — В кн.: История развития Русской платформы и ее обрамления. М., "Недра", 1964.
4. *Н.И. Юдин, А.А. Арсеньев, Л.И. Горбунова*. Фосфоритоносные формации. — В кн.: Генетич. типы осадоч. рудоносн. и угленосн. формаций. М., "Наука", 1973.

ФОРМИРОВАНИЕ ФОСФОРИТОВЫХ ГОРИЗОНТОВ КОНКРЕЦИОННОГО ТИПА НА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Процессу концентрации фосфоритовых конкреций как одному из ведущих факторов формирования залежи принадлежит очень большая роль. Основные принципы процесса намечены в работах А.Д. Архангельского [1], Г.И. Бушинского [2], Б.М. Гиммельфарба [3], Н.А. Красильниковой [4] и других. Они заключаются в том, что первоначально сформировавшиеся слои с рассеянными конкрециями новообразованных фосфоритов не могут быть продуктивными. В последующем они проходят ряд преобразований, приводящих к выносу излишков терригенного материала и концентрации конкреций, вследствие чего приобретают характер фосфоритового горизонта, а в конечном итоге — фосфоритовой залежи. Основная роль в процессе механического сгущения конкреций всеми исследователями отводится гидродинамическому режиму в пределах мелководной зоны моря. Роль абразии в формировании фосфоритового горизонта отчетливо видна на следующих примерах.

Фосфоритоносная пачка сеноманского разреза в Южно-Лебединском карьере КМА (Белгородская область) представлена мелко- (от 40 до 60%), тонкозернистыми (от 50 до 30%) глинистыми (от 5 до 10%) песками с рассеянными конкрециями фосфорита (выход концентрата первичного обогащения составляет от 5—10 до 20%). Мощность пачки достигает 3 м. Содержание P_2O_5 в исходной руде не выше 0,5—1% (в конкрециях порядка 12—15%). Продуктивность их не превышает 50 кг/м². Характерно отсутствие четко выраженной слоистости. Обычны грубые слои мощностью по несколько метров. Общая мощность разреза достигает 15 м. Слабая сортированность осадка, преобладающая роль фракции менее 0,25 мм, сравнительно равномерная глинистость, а также значительная тонковкрапленная пиритизация указывают, наряду с отсутствием четко оформленных слоев, на образование осадка в сравнительно спокойных условиях ниже уровня действия волн (уровня слоеобразования). Характерно не просто рассредоточенное размещение конкреций, а по определенной системе на расстоянии 20—30 см по горизонтали и от 20 до 50 см по вертикали с образованием до 5—10 вертикальных рядов. Важно отметить неправильную форму конкреций с шероховатой поверхностью, а также срастание с вмещающим песком. Вследствие этого трудно в ряде случаев наметить границы конкреции, так как вмещающий песок в зоне контакта также слабо сцементирован слабофосфатным веществом и устанавливается постепенность перехода к рыхлому состоянию песка. Характерен одинаковый гранулометрический состав конкреций и песка. Переход к нижележащей пачке песка настолько постепенный, что его трудно уловить. Все

это создает впечатление о ненарушенности первоначального залегания конкреций. На такую обстановку указывает и размещение участка осадконакопления в нижней части уступа выделенной здесь средней структурной террасы. В данных условиях, естественно, не представляется возможным говорить о выделении на этом стратиграфическом уровне среднего — продуктивного фосфоритового горизонта, что характерно для других зон фосфоритоносного бассейна.

Миная промежуточные зоны бассейна, перейдем к характеру строения фосфоритоносной пачки в районе Щигровского месторождения фосфоритов Курской области, расположенного в пределах наиболее приподнятой части указанной выше террасы. Для последнего характерно разграничение фосфоритоносной пачки на слои. Нижний слой, так называемый подплитный, представлен конкрециями фосфорита. Выше лежит фосфоритовая плита, состоящая из фосфоритовых конкреций, заключенных в кварц-глауконитовом песке, сцементированном фосфатом. Плита представляет собой верхнюю часть упомянутого слоя. Фосфоритоносная пачка венчается надплитным слоем, состоящим из галек, окатанных конкреций и гравия фосфорита. Со всей определенностью можно провести границу подошвы подплитного слоя с подстилающими его песками. То же можно сказать и о надплитном слое, который ложится на абрадированную поверхность плиты. Для всех трех слоев характерны малые мощности по 20—30 см. Это указывает на формирование фосфоритоносной толщи, в отличие от Южно-Лебединского участка, в пределах зоны волнений (зона слоеобразования). Для данного разреза конкреции подплитного слоя характеризуются изометричной формой, чаще всего без шероховатости, нередко с частично сглаженной поверхностью (но не шлифованной). Конкреции надплитного слоя, как правило, окатаны, нередко со следами шлифовки. Для обоих слоев характерно резкое обособление конкреций от вмещающего песка, а также плотная "укладка" конкреций; они составляют от 60 до 75% объема слоя, песок же заполняет промежутки. В связи с этим резко повышаются параметры фосфоритоносности исходной руды: содержание P_2O_5 колеблется от 7 до 9%, достигая 13%. Продуктивность как показатель степени концентрации конкреций для конкретной единицы (слоя) поднимается до 900—1500 кг/м².

Как правило, конкреции имеют мелко-тонкозернистый состав, а вмещающие пески мелко-среднезернистый, что свидетельствует о несовместимости двух контактирующих сред. Для надплитного слоя характерен более грубый состав вмещающего песка, что, наряду с окатанностью конкреций и превращением их в гальки, как бы указывает на смещение их по латерали из мелководья в зону прибоя. Однако процесс формирования надплитного слоя был гораздо сложнее. Обычно надплитный слой состоит из галек и гравия фосфоритов буро-коричневого цвета (с. Ендовище Воронежской области). В ряде случаев они не дифференцированы, что указывает на умеренность волновых движений, способных выносить только вмещающий песок. Но чаще всего в составе надплитного слоя можно видеть подразделение на две части: внизу крупные гальки, а сверху гравий с незначительным лишь смещением (Дмитриев-Льговский Курской обл.). В ряде случаев гравитационная дифференциация была настолько

резкой, что надплитный слой подразделяется не только на две части, но на два самостоятельных слоя с разграничением галечного и гравийного (с. Волчи Ямы Орловской области). Все это указывает на условия накопления песка в зоне прибоя, где в результате действия волн происходило размывание вмещающего песка и смещение конкреций под действием сил гравитации по вертикали. Вследствие этого процесса нарушалась первоначальная система разделения на слои, т.е. происходила перестройка с формированием слоя качественно иного состава — фосфоритового горизонта.

Вместе с тем иногда (с. Лазицы Курской области) можно видеть, что первоначально галечниковый и гравийный слои были разделены пачкой песка с прослоями глины. Проведенная корреляция слоев в разрезах указанных пунктов, а также идентичность заключенных в них фосфоритов указывают на выпадение (размыв) крупных пачек песка.

Воздействие волн на верхнюю часть плитного слоя было настолько значительным, что пришлифовало, наполовину срезав, выступавшие из цемента зерна кварца, мелкие галечки и оставив царапины как на поверхности плиты, так и на этих гальках [2]. Подобное воздействие на плиту наблюдалось автором также в бассейне р. Сож, в районе д. Косичино Калужской области и других участках. В пределах гипсометрически приподнятых частей полосы фосфоритообразования наблюдается слияние не только фосфоритовых слоев в единый горизонт, но фосфоритовых горизонтов с образованием единой залежи. Такая крайняя степень процесса перемыва материала отмечена на Щигровском участке и Белом Колодезе, где весь разрез сеномана представляет собой комплекс разновозрастных фосфоритовых образований, слитых воедино.

На основании различия вещественных составов материала конкреций и вмещающего песка можно предполагать, что в периоды погружения территории происходило слоеобразование с формированием конкреций диагенетического типа, а в периоды подъемов происходила не столько смена вещественного состава зерна во вновь отлагавшемся слое (т.е. его погружение) за счет привноса извне, сколько размыв ранее сформированного слоя или серии слоев с выносом мелкого и сохранением грубого материала. Такое соотношение конкреций мелкозернистого состава с вмещающими песками, как правило, мелко-среднезернистыми, наблюдается почти повсеместно. В действительности же процесс формирования фосфоритового горизонта был более сложным, так как в строении его не отразились определенные этапы развития бассейна, следовавшие за выносом тонкого материала. Это характерные этапы стабилизации гидродинамического режима с минимальным поступлением терригенного материала, считающиеся благоприятными для фосфатонакопления. Подобные, притом довольно длительные периоды стабилизации усматриваются С.В. Тихомировым [5] в условиях перехода от регрессивного к трансгрессивному этапам развития. К этому же периоду автором относится акт формирования первичного стяжения или очередной оболочки фосфорита. Оказывается, что более грубый материал вмещающего конкрецию песка не всегда сохранялся или, точнее, сохранялся лишь тогда, когда вообще прекращалось фосфоритообразование на уровне данного слоя и последний пере-

кrywался новыми слоями песка. Именно эта стадия обычно сохранялась для нас в строении разреза. Более полную летопись формирования слоя удастся расшифровать только по строению фосфоритовой конкреции. По характеру смены сфер нарастания видно, что процесс выноса материала слоя шел гораздо дальше его погребения. Он приводил в конечной стадии к полному выносу материала и сгужению конкреций, так как наряду с округлением неровностей поверхности составляющих конкрецию оболочек, наблюдаемым под микроскопом, устанавливается покрытие этой сглаженной поверхности черной корочкой железо-марганцевого состава (типа поливы), что бывает в условиях выхода конкреций из зоны иловых в зону наддонных вод. Просверливание конкреций моллюсками, обычно обитающими в зоне прибоа, указывает на еще более значительную степень меления. Только после этого отлагался мелкий песок или иловый материал. Все это можно видеть на примере нарастания последующей сферы на конкреции. К моменту перекрытия конкреции новым слоем она была уже повернута волнами, т.е. микрослои в новообразованном слое ориентированы под углом (или даже перпендикулярно) к микрослоям, зафиксированным в контактирующих оболочках. Такие этапы чередования фосфатонакопления и перемыва происходили неоднократно (до 5—6 раз по наблюдениям автора), отражая пульсирующие микродвижения территории в период фосфоритообразования. Поскольку фосфоритовые серии приурочены к регрессивным стадиям этапов сеноманского осадконакопления, то речь может идти об общем воздымании территории, на фоне которого происходили в зависимости от направления колебательных движений указанные процессы.

Учитывая почти повсеместное несоответствие составов конкреций и вмещающего песка в пределах зоны фосфоритонакопления, можно предположить массовый отток мелких фракций песчаного материала из пределов крупных площадей области хемогенного фосфоритообразования в моменты частных подъемов. Но так как в моменты образования первоначального слоя с конкрециями преобладало накопление мелких фракций песка, то встает вопрос о массовой миграции определенных категорий песчаных фракций в направлении от берега к более глубоким зонам моря, т.е. за пределы так называемого фосфоритового шельфа. Этот процесс полностью согласуется, с одной стороны, с предельно сокращенными мощностями фосфоритовых серий и соответствующих им объемов терригенного материала в зоне фосфоритообразования со значительными объемами грубозернистых фракций в прибрежной полосе, а с другой, — с преобладающим мелкозернистым составом материала в пределах суши.

Процесс сгужения конкреций был многостадийным и длительным и иногда охватывал значительные интервалы времени накопления отложений сеноманского яруса, в ряде случаев начинался еще в альбе. Изучение шлифов из плиты второго фосфоритового горизонта Щигровского месторождения показало, что сеноманские фосфоритовые стяжения иногда содержат ядро — эмбрион из альбского фосфатизированного диатомита с отчетливо выраженными микроорганизмами. Столь же широкие возрастные интервалы прерывистого формирования конкреции показаны Емери и Диецем [6]. Большую роль в ходе процесса сгужения конкреций иг-

рали затопленные палеорула, способствовавшие эффективному отгону терригенного материала. Таким образом, процесс механического формирования фосфоритового слоя (горизонта) связан с воздействием на фосфоритоносную породу (слой песка с конкрециями) вертикальной составляющей морской волны. Это воздействие волн переводило отложения песчаного слоя из категории тонко- или мелкозернистых в более низкую — мелко-среднезернистую, иногда средне-крупнозернистую с выносом значительной части первоначального состава слоя. Изучение механической стороны процесса формирования фосфоритового горизонта является ключом к выявлению и локализации благоприятных фосфоритоносных фаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. *А.Д. Архангельский*. Стратиграфия и условия образования русских фосфоритов. — В кн.: Фосфориты СССР. М., Изд. Геол. ком. СССР, 1927.
2. *Г.И. Бушинский*. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. — Тр. ИГН АН СССР, 1954, вып. 156.
3. *Б.М. Гиммельфарб*. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и генетическая классификация. М., "Недра", 1965.
4. *Н.А. Красильникова*. О генезисе фосфоритов и эволюции фосфоритообразования. — Литология и полезные ископаемые, 1967, № 5.
5. *С.В. Тихомиров*. Факторы осадочного процесса и его основной закон. — Изв. высш. учеб. завед. Геол. и развед., 1972, № 3.
6. *K.O. Emery, R.S. Dietz*. Submarine phosphorite deposits of California and Mexico. California, 1950.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ФОСФОРИТОВОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Северское месторождение фосфоритов расположено в 25 км к юго-востоку от Воскресенска, в пределах Московско-Окского междуречья. Морфологически эта территория представляет собой моренно-ледниковую равнину с холмисто-увалистым рельефом и абсолютными отметками залегания подошвы фосфоритовой залежи, колеблющимися от 133,0 до 155,0 м. Разведанная часть месторождения делится рекой Северкой на две части: северную и южную, из которых в настоящее время наиболее изученной является северная площадь. В геологическом строении Северского месторождения принимают участие каменноугольные, юрские, меловые и четвертичные отложения. Фосфоритоносность исследуемого месторождения приурочена к волжским отложениям верхней юры и берриасским нижнего мела. Продуктивная фосфоритовая толща месторождения представлена двумя фосфоритовыми горизонтами (слоями): нижним и верхним, разделенными толщей кварцево-глауконитовых песков.

Нижний фосфоритовый горизонт в разрезе волжских отложений выделяется как средневолжский, верхний (объединенный) как рязано-верхневолжский. Последний состоит из двух частей: его нижняя часть (верхневолжский горизонт) относится к верхней части волжского яруса верхней юры; верхняя — к рязанскому горизонту берриасского яруса нижнего мела. Продуктивная фосфоритовая толща с размывом залегает на глинисто-песчаных отложениях оксфорда и кимериджа, а перекрывается песками и глинисто-песчаными породами мелового и четвертичного возрастов. Мощность перекрывающих отложений 3,5–16,0 м, в среднем — 12,5 м. Нижний средневолжский фосфоритовый горизонт наиболее широко развит на площади месторождения. Он представлен конкрециями фосфоритов с редкими остатками фосфатизированной фауны. Конкреции фосфоритов представляют собой продукты перемыва и переотложения как нижележащих глинистых келловей-оксфордских толщ, так и образованных в волжское время. Размер конкреций колеблется от 0,5 до 2–3 см, редко больше. Они залегают в глинистых кварцево-глауконитовых песках. Мощность горизонта 0,05–0,6 м. Средняя мощность 0,34 м.

Верхний фосфоритовый горизонт — нижняя его часть — верхневолжский горизонт, по сравнению со средневолжским, менее распространен на площади месторождения. В нижней части верхневолжский горизонт сложен кварцево-глауконитовыми песками, в верхней — глинисто-песчаными отложениями с конкрециями фосфоритов, иногда сцементированных в плотные плиты. Фауна в фосфоритовых породах редка. Мощность горизонта 0,05–0,9 м. Верхняя часть верхнего продуктивного горизонта пред-

ставлена рязанским горизонтом. На территории месторождения он имеет наименьшее распространение и представлен глинами песчаными с железистыми оолитами и с конкрециями фосфоритов или с большим количеством гнезд неправильной формы, обогащенных фосфатными зернами. Окрашены эти гнезда в темно-коричневый цвет. Нередко в верхней части толщи встречаются участки сильно измененных пород, напоминающих кору выветривания. Это светло окрашенные каолинизированные глинисто-песчаные фосфатсодержащие отложения. Мощность рязанского горизонта 0,05—0,5 м. Общая мощность рязано-верхневолжского горизонта колеблется от 0,1 до 1,4 м, в среднем 0,40 м.

Кварцево-глауконитовые пески, входящие в состав продуктивной толщи, мелкозернистые от темно-зеленых до коричневато-зеленовато-серых тонов. Пески обогащены фосфатными зернами. Конкреции фосфоритов и остатки фосфатизированной фауны в них редки. Мощность песков 0,25—1,75 м, средняя — 0,65 м.

В целом фосфоритовая залежь Северского месторождения имеет изрезанную конфигурацию, довольно изменчива и характеризуется невыдержанным характером строения разрезов. Верхний фосфоритовый горизонт и толща кварцево-глауконитовых песков нередко бывают размывты или на коротких расстояниях изменяют свою мощность, нередко сокращаясь до 0,20 м. Насыщенность продуктивных горизонтов конкрециями фосфоритов достигает 20—70%. Увеличение мощности фосфоритовой толщи от 1,0 до 2,4 м происходит с запада на восток. Отмечается незначительное содержание органических остатков в породах фосфоритовой толщи. Породы, слагающие фосфоритовую толщу Северского месторождения, были изучены в шлифах и иммерсионных препаратах, проведено их гранулометрическое, рентгеноскопическое, химическое и спектроскопическое исследование. Гранулометрический состав нерастворимых остатков пород фосфоритовой толщи (рис. 1) сверху вниз по разрезу изменяется следующим образом. В перекрывающих продуктивную толщу песках преобладает фракция мелкозернистого песка (до 74,4%) при незначительном содержании фракции среднезернистого песка. Алеврит и пелит содержится в равных количествах (11,2—11,4%).

Каолинизированные сильно измененные фосфатсодержащие породы верхнего горизонта содержат меньше мелкозернистого песка, но в их составе увеличивается алеврит (22—24%) и пелит (28—41%). Появляется среднезернистый песок (2—10%). Фосфориты верхневолжского горизонта (скв. 1025) содержат 8% среднезернистого песка, 66% мелкозернистого песка, 14% алеврита и 12% пелита. По всей толще кварцево-глауконитовых песков отмечаются колебания в содержании мелкозернистого песка (29—51%), алеврита (25—46%) и пелита (21—43%). Кварцево-глауконитовые пески, вмещающие конкреции фосфоритов в нижнем фосфоритовом слое, содержат: пелита 13—34%, алеврита 19,3—42%, мелкозернистого песка 42—63%. В небольшом количестве наблюдается среднезернистый песок. В конкрециях фосфоритов из нижнего фосфоритового слоя содержание мелкозернистого песка колеблется от 12 до 46%, алеврита от 17 до 52%, пелита от 15 до 44%. Конкреции фосфоритов по гранулометрическому составу относятся к песчаному мелкозернистому и алевритово-

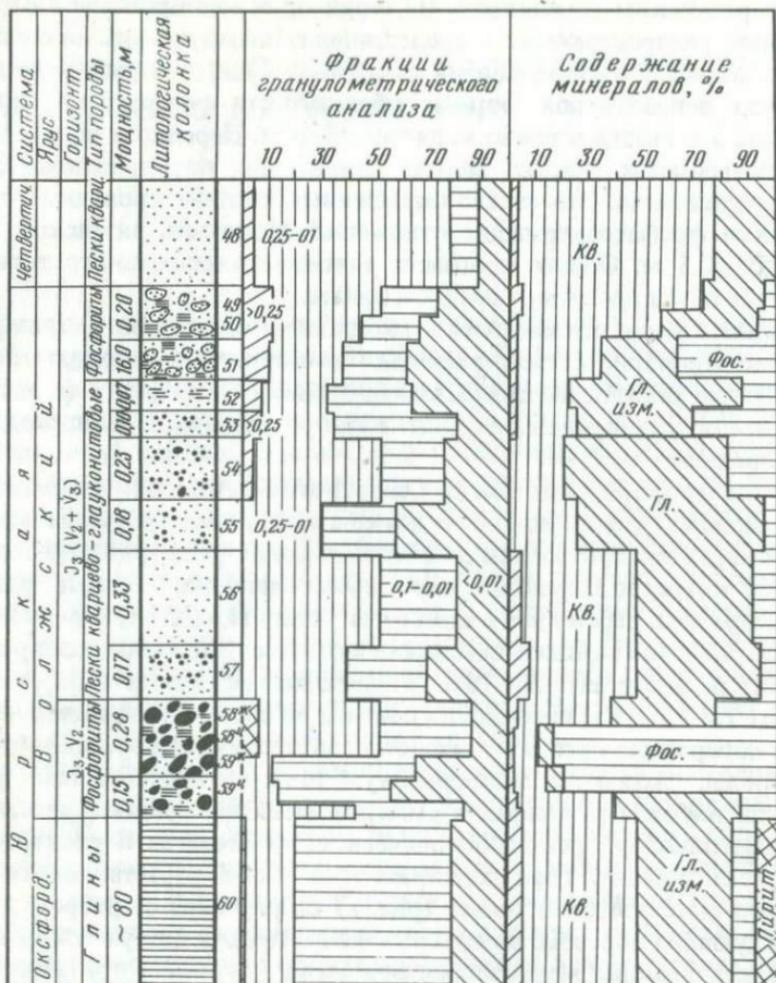


Рис. 1. Гранулометрический и минералогический состав пород фосфоритовой толщи Северского месторождения

I — скв. 1040; II — скв. 1023; III — скв. 1025

му и глинисто-алевритовому типам. Преобладает песчаный тип конкреций фосфоритов. Гранулометрический состав конкреций песчаного типа и вмещающих их кварцево-глауконитовых песков близок. В скв. 1023 нижний фосфоритовый слой перекрывается сильно ожелезненными глинистыми песками и песчаниками, в гранулометрическом составе которых появляется среднезернистый песок в количестве 14–25%, уменьшается количество пелита, а содержание алеврита колеблется в небольших пределах.

В целом по разрезам видно, что в породах продуктивной фосфоритовой толщи, в отличие от перекрывающих их пород, снижается содержание мелкозернистой песчаной фракции и увеличивается накопление алеврита и пелита. В подстилающих породах оксфорда, по сравнению с фосфорито-

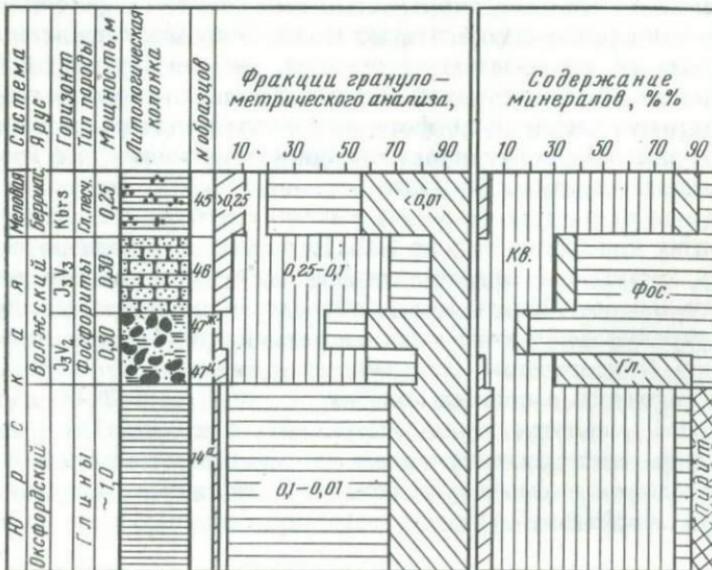
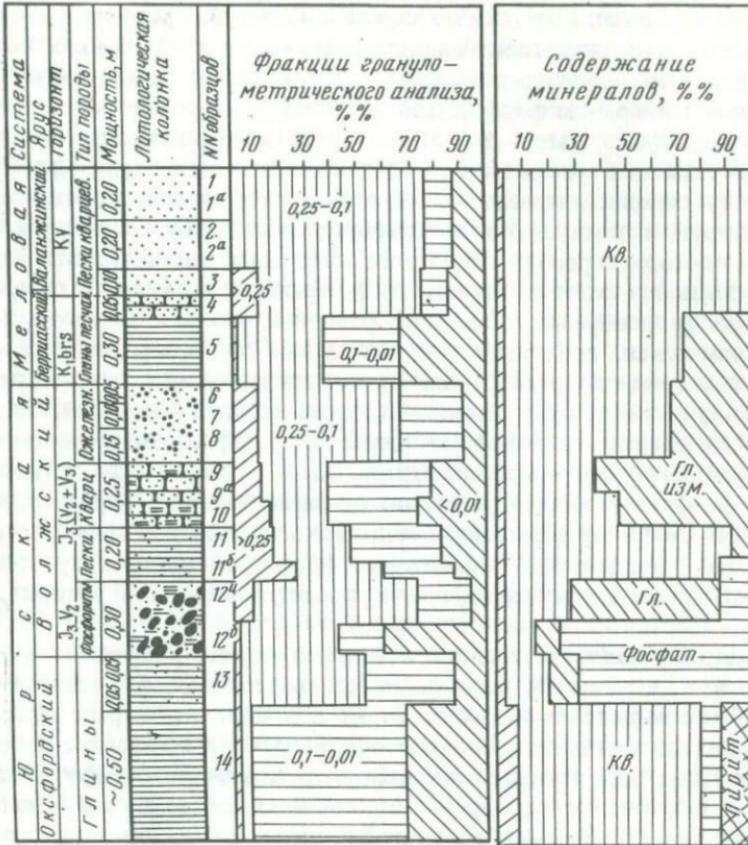


Рис. 1. (окончание)

вой толщей, количество алеврита резко возрастает, а мелкозернистого песка уменьшается. Содержание пелита остается на прежнем уровне. В целом породы продуктивной толщи характеризуются колеблющимся содержанием пелита, алеврита и мелкозернистого песка. Основным породообразующим минералом фосфоритов (57—86%) Северского месторождения является фосфат кальция. В меньшем количестве он отмечается в кварцево-глауконитовых песках (до 8,5%). Фосфатное вещество фосфоритов является в основном цементом. Оно имеет неравномерную светло-желтую, желто-бурую и темную, почти черную, окраску, обусловленную присутствием тонкодисперсного глинистого материала, органического вещества и гидроокислов железа. Структура фосфатного вещества в фосфоритах довольно разнообразна. Наиболее распространенной является скрытокристаллическая, со сгустковой текстурой. Микрoзернистая структура фосфата встречается реже. Кроме того, отмечается микрoзернистый и радиально-лучистый фосфат несколько более поздней генерации. Последний образует в песчаных фосфоритах цемент крустификационного типа. В отличие от Егорьевского месторождения здесь в фосфоритах больше встречается фосфата в виде концентров обволакивающего зерна глауконита и кварца. Основное скрытокристаллическое фосфатное вещество рассматриваемых фосфоритов аналогично фосфату, слагающему фосфориты Егорьевского месторождения и представляет собой фторкарбонат-апатит.

Глауконит является главной составной частью кварцево-глауконитовых песков, в меньшем количестве содержится в фосфоритах. Основной формой его выделения являются зерна, в отличие от Егорьевского месторождения здесь чаще встречаются пластинчатые и волокнистые разновидности глауконита. Редко глауконит замещает раковины микрофауны и зерна полевых шпатов. Размер зерен глауконита колеблется от 0,1 до 0,5 мм. Окрашен он в зеленый цвет различной интенсивности. Для зерен глауконита характерны трещины синерезиса. Они заполнены пылеватым органическим веществом или микрoкристаллическим пиритом и фосфатом. В фосфоритах и кварцево-глауконитовых песках глауконит представлен чаще всего свежими, темно-зелеными зернами, не затронутыми процессами выветривания. В продуктивной толще небольшой мощности в кварцево-глауконитовых песках и фосфоритах отмечается сильное его окисление и полное замещение глауконита гидроокислами железа, а с краев зерен и по трещинам нередко и фосфатом.

Гидрогетит-глауконитовые оолиты. Их содержание в фосфоритах колеблется от 5 до 60%. Для указанных оолитов характерны овальная, округлая и сферическая формы. Размер оолитов колеблется от 0,1 до 0,4 мм. Оолиты имеют концентрическое строение, причем их тонкие чередующиеся концентры сложены красно-бурыми гидроокислами железа (гидрогетитом) или иногда гидрогетитом и фосфатом. Количество концентров в оолитах колеблется от 2—3 до 6—7 и больше. Ядрами оолитов являются зерна глауконита и кварца. По сравнению с Егорьевским месторождением, здесь больше встречается оолитов с ядрами зерен кварца и концентров (вокруг зерен кварца и глауконита), vyplненных фосфатом.

Пирит. В фосфоритовой толще пирит образует мелкие линзы, редко встречается в виде конкреции размером 3—5 см (нижний горизонт). Он имеет мелкозернистое и микрокристаллическое до пылеватого строение. Размер его зерен колеблется от 0,01 до 0,05 мм. Иногда зерна имеют шаровидную форму, характерную для марказита. Пирит встречается в небольшом количестве и неравномерно распределяется в породах исследуемых разрезов. Неравномерное распределение пирита в породах фосфоритовых горизонтов и кварцево-глауконитовых песках обусловлено, видимо, неравномерным распределением органического вещества в исходном иловом осадке.

Кальцит в породах фосфоритовых горизонтов и кварцево-глауконитовых песках нами не отмечен. В небольшом количестве шлифов фосфоритов кальцитом сложены створки микрофауны.

Кварц является обломочным породообразующим минералом в породах продуктивной толщи. Он представлен остроугольными и угловато-окатанными зернами неправильной формы. Размер их колеблется от 0,01 до 0,25 мм, нередко встречаются зерна больших размеров. Зерна кварца часто находятся в рубашке гидроокислов железа.

Полевые шпаты и **слюды** встречаются в очень небольшом количестве (2—5%) в породах продуктивной толщи.

Глинистые минералы имеют в основном гидрослюдистый состав. В верхней части разреза в верхневолжских отложениях и в выветрелых каолинизированных породах глинистые минералы представлены каолинитом, также фиксируется анальцит и гетит.

Акцессорные минералы представлены ильменитом, лейкоксеном, рутилом, турмалином, гранатом, цирконом, сфеном, дистеном, ставролитом, силлиманитом, амфиболами, эпидотом и другими. Они встречаются в единичных зернах.

Для определения содержания и распределения фосфата, глауконита и кварца в породах, слагающих фосфоритоносные разрезы Северского месторождения, наши данные минералогического анализа были нанесены на литолого-стратиграфические колонки, изученных нами скважин, на которых можно проследить распределение минералов по разрезам.

Содержание фосфата резко колеблется в породах фосфоритовой толщи Северского месторождения. Максимальное его количество характерно для конкреций фосфоритов (57—86%). В фосфоритах верхневолжского слоя фосфат составляет 60% от породы в целом, а в кварцево-глауконитовых песках колеблется от 6 до 30%. Фосфат почти полностью отсутствует в ожелезненных песках и песчаниках (скв. 1023).

Глауконит встречается в основном в породах продуктивной толщи. Более высокое его содержание (до 67%) отмечается в верхней части толщи кварцево-глауконитовых песков (скв. 1040). В нижней части разреза эти пески содержат 43,5% глауконита. В фосфоритах верхневолжского горизонта (скв. 1025) глауконит составляет всего лишь 9%, в конкрециях фосфоритов из средневолжского горизонта он содержится в количестве 6—17%. Значительно увеличивается количество глауконита (38—53%) в кварцево-глауконитовых песках, вмещающих конкреции. В верхней части толщи кварцево-глауконитовых песков (скв. 1040), в сильно из-

мененных фосфатсодержащих породах, а также в ожелезненных песках и песчаниках (скв. 1023) глауконит сильно окислен и отличить его под микроскопом от железистых оолитов довольно трудно, в связи с чем на графике они даются совместно как "измененный глауконит". Их содержание колеблется от 27 до 60%. В перекрывающих продуктивную толщу кварцевых песках исследуемых разрезов глауконит отсутствует, а в подстилающих глинах оксфорда он значительно изменен, сильно пропитан органическим веществом и пылеватым пиритом. Его количество равно 28—35%.

Самое высокое содержание кварца (76—98%) в породах, слагающих фосфоритоносные разрезы Северского месторождения, отмечается в перекрывающих фосфоритовую толщу песках. Вниз по разрезу толщи в измененных фосфатсодержащих породах (скв. 1040) кварца меньше (36—68%). В фосфоритах верхневолжского горизонта (скв. 1025) он составляет 30%, в фосфоритовых конкрециях из средневолжского слоя содержание кварца колеблется от 3 до 17%. В кварцево-глауконитовых песках, вмещающих эти конкреции, кварца больше (13—45%). Кварцево-глауконитовые пески, разделяющие фосфоритовые слои содержат кварца 22—44%. В ожелезненных песках и песчаниках (скв. 1023) содержание кварца достигает 36—68%.

Содержание малых элементов в породах исследуемых разрезов, определяемое полуколичественным спектральным анализом выполнено в спектральной лаборатории ЛОПИ Н.П. Сечиной. Спектральным анализом в фосфоритах и вмещающих их породах установлено присутствие следующих малых элементов (в %): Ti (0,05—0,5), Mn (0,005—0,1), Cu (0,0002—0,003), V (0,001—0,0002; 0,04), Ni (0,001—0,02; 0,03), Cr (0,0005—0,05), Co (0,005—0,02), Mo (0,0001—0,0005), Pb (0,001—0,008; 0,01), Zr (0,005—0,04), Cd (0,0002—0,0004), Be (0,0005—0,001), Ba (0,005—0,1; 0,2), Sr (0,003—0,03), Y (0,005—0,02). При рассмотрении результатов анализа отмечается небольшое их содержание. Малые элементы встречаются в основном в количествах, близких или равных кларку их в осадочных породах. Больше меди, ванадия, бария и стронция в фосфоритах рязанского горизонта, по сравнению с другими породами толщи, что, видимо, связано в основном с увеличением в них содержания гидроокислов железа и глинистых минералов. С фосфоритами тесно ассоциирует стронций, иттрий, барий, бериллий. Больше в фосфоритах, чем в кварцево-глауконитовых песках, Mn, Cu, Co, но меньше ванадия и хрома. В глинисто-алевритовых породах оксфорда больше, чем в других породах толщи, титана, никеля, кобальта, бария. Встречается молибден и стронций. Иттрий отсутствует. Таким образом, можно сказать, что в породах продуктивной толщи наблюдаются содержания иттрия выше кларковых, другие элементы присутствуют в количествах, близких к кларковым.

Как известно, желваковые фосфориты Русской платформы, служат основным сырьем для производства фосфоритовой муки, которая является наиболее дешевым фосфорным удобрением. Однако вследствие сравнительно низкого содержания в ней фосфора при повышенном количестве полоторных окислов и углекислоты использование ее ограничено. В связи с этим в последние годы ведутся опытные работы и технологические

исследования по разработке эффективных методов обогащения переработки и использования желваковых фосфоритов для производства легкорастворимых минеральных удобрений.

В результате работ Комплексной геолого-гидрогеологической экспедиции Центральных районов ГУЦР предполагается на Северском месторождении получить 18–20 млн. т кондиционной руды, пригодной для изготовления фосфоритовой муки. В связи с чем в настоящее время экспедицией проводится детальное изучение химического состава фосфоритовых руд исследуемого месторождения с целью получения данных, которые позволят использовать руды для переработки в легкорастворимые удобрения.

Одним из основных показателей, определяющих промышленную ценность фосфоритов, является химический состав, т.е. содержание в них, с одной стороны, полезного компонента, каким является P_2O_5 , а с другой стороны, вредных примесей, к которым относятся полуторные окислы (Fe_2O_3 , Al_2O_3), карбонаты кальция и магния и углекислота. Химическое исследование фосфоритовых руд проводится также с целью выявления закономерностей распределения отдельных химических компонентов в фосфоритовых рудах на площади месторождения. Выявление этих закономерностей [1, 2] (имеет значение как для решения вопросов генезиса, так и для практических целей). Для выявления закономерностей распределения химических компонентов (P_2O_5 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CO_2 , CaO , MgO) в фосфоритовой толще Северского месторождения использованы и систематизированы все имеющиеся химические анализы Комплексной геолого-гидрогеологической экспедиции Центральных районов ГУЦР. Полученные результаты позволили построить схематические карты распределения P_2O_5 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CO_2 , MgO , CaO . На составленных схематических картах для продуктивной толщи Северского месторождения (северная площадь) выявились некоторые закономерности в распределении химических компонентов (рис. 2,а).

Ф о с ф о р. В продуктивной фосфоритовой толще на площади месторождения в распределении P_2O_5 наблюдается четко выраженная закономерность. Выделяются три зоны фосфоритовых руд с различным содержанием P_2O_5 . Так, максимальное количество P_2O_5 , равное 13–17%, характерно для фосфоритовых руд центральной (площади) зоны, протягивающейся с юго-востока на северо-запад месторождения. Вторая зона фосфоритовых руд с содержанием P_2O_5 до 11–13% наблюдается на юго-западе месторождения и третья — с минимальными значениями P_2O_5 (9–11%) отмечается в северо-восточной его части. В каждой выделенной на территории месторождения площади фосфоритовых руд встречаются небольшие участки с пониженным или повышенным (для данной зоны) содержанием P_2O_5 . Таким образом, наблюдается постепенное снижение P_2O_5 от центральной части месторождения в сторону его периферии. Наибольшее уменьшение P_2O_5 в фосфоритовой толще происходит в северо-восточном направлении.

Ж е л е з о. Содержание Fe_2O_3 в фосфоритовой толще колеблется от 3,82 до 15,26%. Наблюдается неравномерное распределение Fe_2O_3 в фосфоритовых рудах месторождения. Максимальное количество Fe_2O_3 (12,5–15,26%) приурочено к краевым частям месторождения — юго-за-

пад, северо-запад. На остальной территории месторождения Fe_2O_3 составляет 9–11,6%. Минимальные его количества (3,7–3,52%) характерны для небольших участков руд, расположенных в центральной части месторождения, что соответствует фосфоритовым рудам с большим содержанием P_2O_5 .

Алюминий. Наблюдается сравнительно равномерное распределение Al_2O_3 в продуктивной толще. На большей части месторождения фосфоритовые руды содержат Al_2O_3 6,0–8,88%. На юге и северо-востоке месторождения выделяются три небольших участка руд с содержанием Al_2O_3 2,7–6,0%, что, по-видимому, связано с небольшим содержанием глауконита и глинистых минералов, в химический состав которых входит в основном Al_2O_3 .

Углекислота. Содержание CO_2 в фосфоритовой толще колеблется от < 1,0% до 2,7%. Наблюдается уменьшение CO_2 с юго-востока на северо-запад месторождения. Больше CO_2 (1,5–2,7%) в рудах юго-восточной и Центральной части месторождения. На северо-востоке его отмечаются фосфоритовые руды с пониженным содержанием CO_2 (1,0–1,5%).

Окись магния в фосфоритовых рудах Северского месторождения распределяется неравномерно. Ее содержание колеблется от 1,0 до 3,0%. Повышенное содержание MgO (1,7–3,0%) наблюдается в краевых частях месторождения (юго-запад, северо-восток). В рудах центральной части исследуемой территории прослеживается некоторое уменьшение окиси магния до 1,0–1,7%. Небольшие участки фосфоритовых руд с минимальным содержанием MgO (1,0%) отмечены лишь на юго-западе месторождения.

Окись кальция. В распределении CaO наблюдается четко выраженная закономерность. Содержание CaO в фосфоритовой толще колеблется от 18% до 23,0% и больше. Фосфоритовые руды, содержащие 18–23% CaO отмечаются в основном на юго-западе месторождения. На северо-востоке его происходит уменьшение в рудах CaO (18%). В этом же направлении, как мы видим, наблюдается уменьшение P_2O_5 , а мощность толщи возрастает (см. рис. 2, б). Фосфоритовые руды с максимальным (23%) содержанием CaO образуют три небольших участка. Один отмечается в центральной части месторождения, другой в юго-западной, а третий — на севере исследуемой территории.

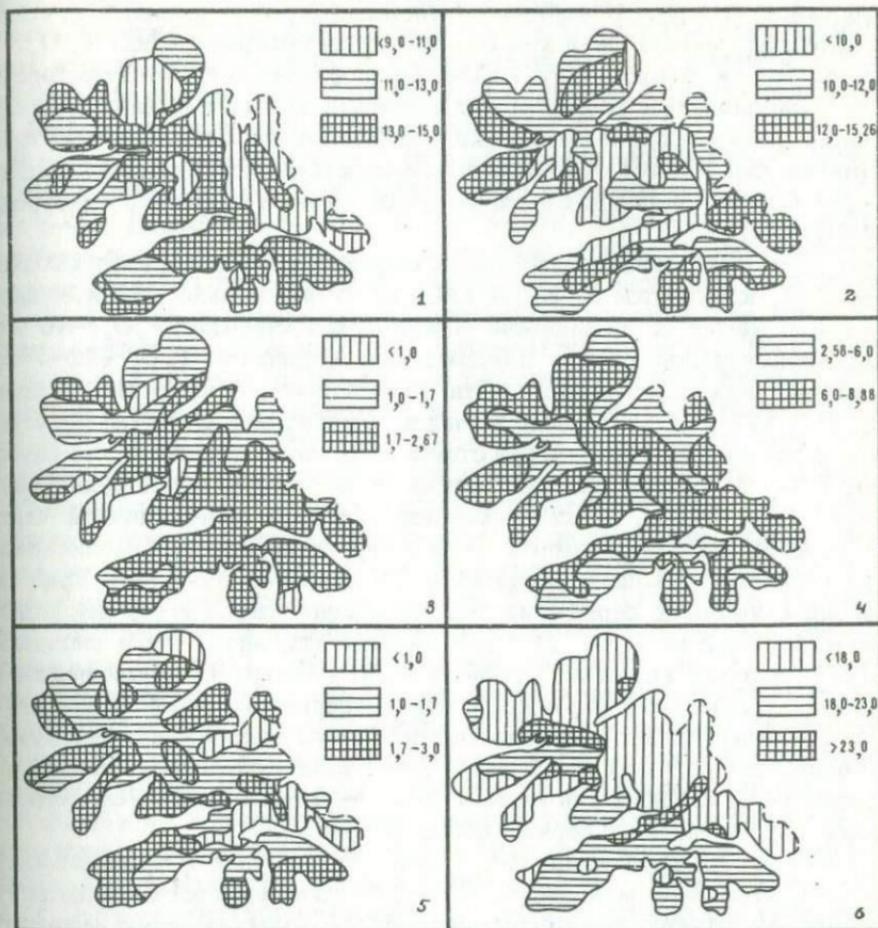
Изложенный выше материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Максимальная концентрация P_2O_5 и повышенное содержание CO_2 в фосфоритовой толще приурочено к центральной зоне месторождения.
2. Наблюдается снижение P_2O_5 и CO_2 в фосфоритовой толще к краевым частям месторождения и увеличение в этом направлении MgO .
3. Неравномерное распределение Fe_2O_3 связано, по-видимому, в основном с неравномерным распределением в фосфоритовых рудах гидроокислов железа и железистых оолитов.

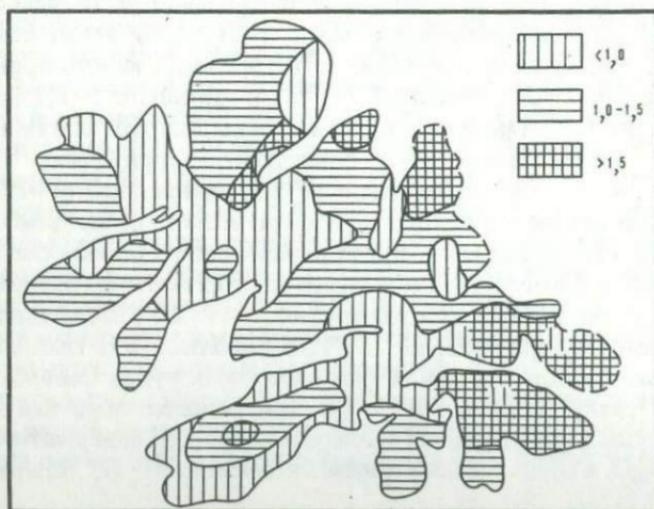
Рис. 2. Схематические карты распределения химических компонентов в фосфоритовой толще Северского месторождения (а) и схематическая карта мощностей фосфоритовой толщи Северского месторождения (б)

Содержание (в %): 1 – P_2O_5 ; 2 – Fe_2O_3 ; 3 – CO_2 ; 4 – Al_2O_3 ; 5 – MgO ; 6 – CaO

α



δ



4. Сравнительно равномерное распределение Al_2O_3 в фосфоритовой толще свидетельствует о довольно равномерном распределении глауконита и глинистых минералов, в химический состав которых входит Al_2O_3 .

Детальное химическое опробование фосфоритов Северского месторождения позволило нам составить схематические карты и выявить закономерности распределения химических компонентов раздельно для продуктивных фосфоритовых горизонтов: средневожского, верхневожского и рязанского, слагающих фосфоритовую толщу Северского месторождения (рис. 3).

Ф о с ф о р. В фосфоритовых рудах средневожского горизонта содержание P_2O_5 колеблется от 10 до 17%, редко оно меньше 10% и больше 17%. Наблюдается та же закономерность в распределении P_2O_5 , что и в рудах продуктивной толщи. Максимальное количество P_2O_5 (12–17%) характерно для центральной части исследуемой территории. Меньше P_2O_5 (12–15% и 10–12%) содержится в рудах краевых зон (на востоке, западе и юго-западе). Как видим, отличием является только то, что содержание P_2O_5 в средневожском горизонте, по отношению к рудам всей продуктивной толщи, в целом меньше только в юго-восточной части месторождения. Распределение P_2O_5 в фосфоритовых рудах верхневожского горизонта довольно равномерное, в основном 12–15% и лишь на небольших участках периферии месторождения наблюдается некоторое увеличение в рудах P_2O_5 ($> 15\%$), в меньшей мере — его снижение ($< 12\%$). В рудах рязанского горизонта P_2O_5 снижается по сравнению с вожским. На большей части исследуемой территории оно обычно равно 7%, за исключением юго-восточной части месторождения, где его содержание колеблется от 9 до 15% и больше. Увеличение P_2O_5 в рудах этой части месторождения наблюдалось также в рудах верхневожского горизонта, а в рудах средневожского горизонта оно снижалось.

У г л е к и с л о т а. Больше CO_2 (1,0 и 2,5%) в рудах средневожского горизонта, несколько меньше ($< 1,0$ –1,7%) его в рудах верхневожского горизонта. Незначительное содержание CO_2 ($< 0,5$ –1,0%) характерно для руд рязанского горизонта. В средневожском горизонте руды с содержанием CO_2 больше 2,5% отмечаются в центральной части месторождения. На запад и восток от центральной части наблюдается уменьшение в рудах CO_2 до 1–2,5%. Руды верхневожского горизонта на юго-востоке месторождения содержат CO_2 больше 1,7%, на северо-западе 1–1,7%. Минимальное количество CO_2 (меньше 1%) характерно для руд, слагающих небольшие участки (на западе и востоке) исследуемой территории.

О к и с ь м а г н и я. Более высокое содержание MgO (1–1,7%) наблюдается в рудах средневожского горизонта, несколько меньше его в рудах верхневожского горизонта. В рудах рязанского горизонта оно составляет 0,8–1,5%. На большей части Северского месторождения содержание окиси магния в рудах вожских горизонтов 1–1,7%. Руды с несколько повышенным количеством MgO (больше 1,5–1,7%) наблюдаются главным образом на периферии месторождения. В фосфоритовых рудах Северского месторождения в распределении MgO и CO_2 наблюдается обратная закономерность, т.е. руды с повышенным содержанием P_2O_5 содержат больше CO_2 и меньше MgO , а руды с пониженным количеством P_2O_5 содержат больше

MgO и меньше CO_2 . Это и понятно, содержание CO_2 в фосфоритовых рудах связано в основном с фосфатным веществом и повышенные его количества приурочены к богатым рудам месторождения. MgO в фосфоритах входит главным образом в химический состав глауконита, в меньшей мере глинистого вещества и слюд и его большие значения характерны для бедных руд (с пониженным содержанием P_2O_5).

Ж е л е з о. В рудах средневожского горизонта минимальное количество Fe_2O_3 наблюдается в центральной части месторождения. Оно составляет 6–8%. Несколько больше Fe_2O_3 (8–10%) в рудах, расположенных на северо-западе и северо-востоке изученной территории. Максимальное значение Fe_2O_3 (10%) характерно для руд, слагающих небольшие участки в крайней юго-восточной и западной частях исследуемой площади. Более неравномерное распределение Fe_2O_3 отмечается в рудах верхневожского и рязанского горизонтов. Несколько больше (10–12% и больше) его в рудах верхневожского горизонта, по сравнению со средневожским. На большей части месторождения Fe_2O_3 в рудах составляет меньше 10% и увеличивается до 12% в северо-западном и юго-восточном направлениях.

Содержание Fe_2O_3 в рудах вожских горизонтов связано в основном с глауконитом и гидроокислами железа. Несколько повышенное его содержание в рудах верхневожского горизонта нужно связывать с появлением в их составе железистых оолитов. В рудах рязанского горизонта Fe_2O_3 распределяется неравномерно, содержание Fe_2O_3 на большей части территории меньше 7–10%. Повышенное количество Fe_2O_3 (>10%) в рудах отмечено на северо-западе и юго-востоке месторождения. В отличие от руд Егорьевского месторождения [4, 5] руды рязанского горизонта Северского месторождения содержат меньше Fe_2O_3 это, видимо, связано с меньшим содержанием в рудах глауконита и железистых оолитов.

А л ю м и н и й. В рудах средневожского горизонта содержание Al_2O_3 составляет 5–6% и довольно равномерно распределяется по площади, несколько снижаясь на северо-востоке (<5%). Руды с содержанием Al_2O_3 > 6% редки. Они встречаются на юго-востоке и западе месторождения в виде небольших площадей. На этих участках руды, видимо, содержат больше глауконита и глинистых минералов. По содержанию Al_2O_3 руды верхневожского горизонта разделены на две части по площади месторождения. На юго-востоке они содержат Al_2O_3 5–6%, а на северо-западе 6–8%. Повышенное содержание алюминия в рудах северо-западной части, по всей вероятности, нужно связывать с увеличением в породах глауконита и глинистых минералов, в химический состав которых входит в основном Al_2O_3 . Содержание Al_2O_3 в рудах рязанского горизонта составляет всего лишь 0,8 и 1,5%, что свидетельствует о небольшом и неравномерном содержании глауконита в рудах. Следовательно, в распределении химических компонентов в фосфоритовых рудах (как видно из приведенных схематических карт), наблюдаются четко выраженные закономерности и контролируются эти закономерности в основном минеральным составом руд и мощностью фосфоритовой толщи.

По химическому составу фосфоритовые руды Северского месторождения близки рудам промышленного Егорьевского месторождения. Руды Егорьевского месторождения рекомендуются для переработки на легко-

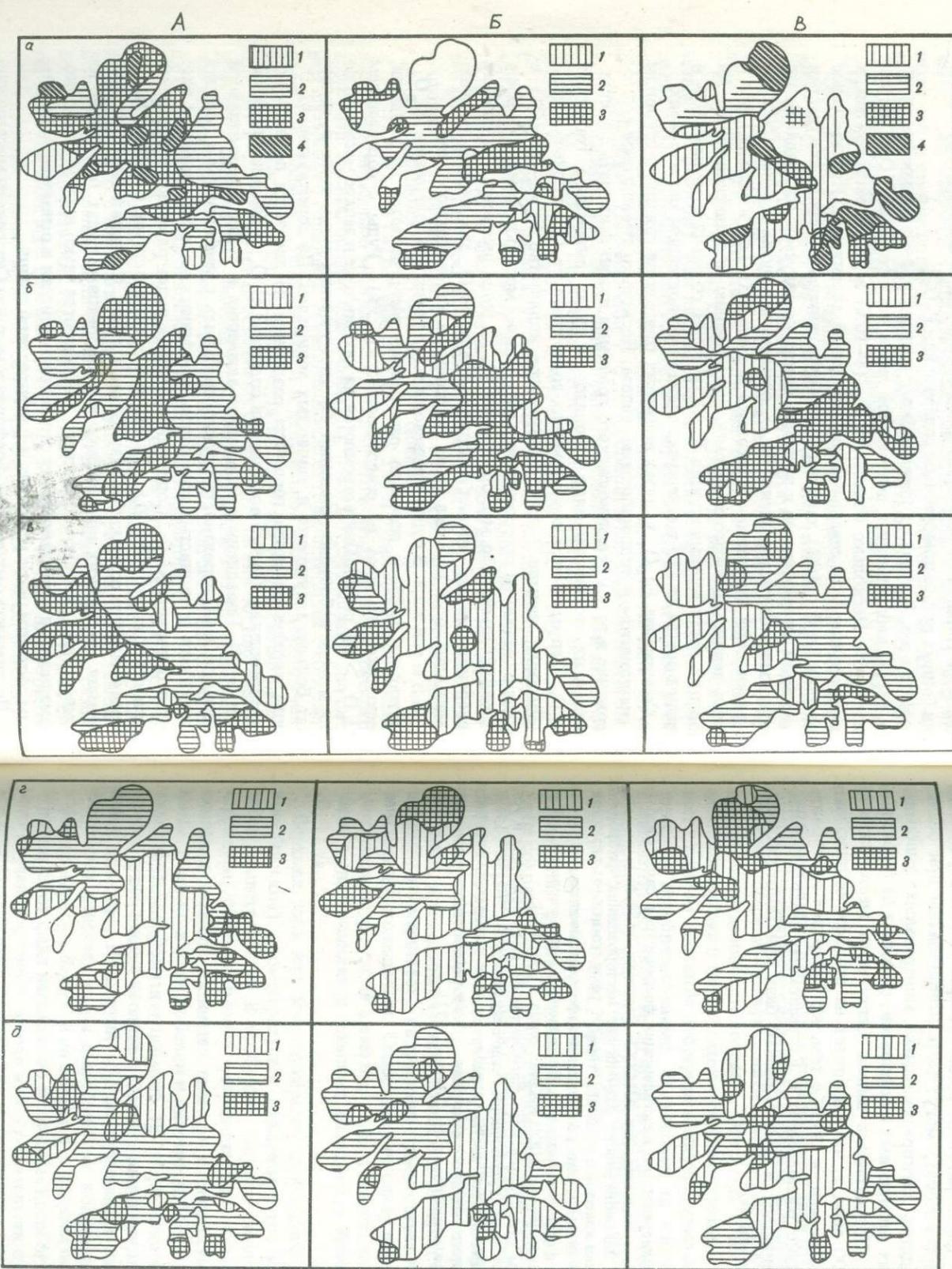


Рис. 3. Схематические карты распределения химических компонентов в фосфоритовых рудах средневожского (А), верхневожского (Б) и рязанского горизонтов (В) Северского месторождения

Содержание (в %): а - P_2O_5 (А: 1 - <10,0-12,0; 2 - 12,0-15,0; 3 - 15,0-17,0; 4 - >17,0; Б: 1 - <12,0; 2 - 12,0-15,0; 3 - >15,0; В: 1 - <7,0; 2 - 7,0-9,0; 3 - 9,0-13,0; 4 - 13,0-15,0), б - CO_2 (А: 1 - <1,0; 2 - 1,0-2,5; 3 - >2,5; Б: 1 - <1,0; 2 - 1,0-1,7; 3 - >1,7; В: 1 - <0,5; 2 - 0,5-1,0; 3 - >1,0), в - MgO (А: 1 - <1,0; 2 - 1,0-1,7; 3 - >1,7; Б: 1 - <1,0; 2 - 1,0-1,5; 3 - >1,5; В: 1 - <0,8; 2 - 0,8-1,5; 3 - >1,5); г - Fe_2O_3 (А: 1 - 8,0-6,0; 2 - 10,0-8,0; 3 - >10,0; Б: 1 - <10,0; 2 - 10,0-12,0; 3 - >12,0; В: 1 - <7,0; 2 - 7,0-10,0; 3 - >10,0); д - Al_2O_3 (А: 1 - <5,0; 2 - 6,0-5,0; 3 - >6,0; Б: 1 - 5,0-6,0; 2 - 6,0-8,0; 3 - >8,0; В: 1 - <0,8; 2 - 0,8-1,5; 3 - >1,5)

растворимые минеральные удобрения при условии дополнительного обогащения, выделенного из руд первичного концентрата. Таким образом, выявленные химический состав и закономерности распределения химических компонентов в фосфоритовых рудах Северского месторождения (так же, как и Егорьевского), могут быть использованы при оценке перспектив производства легкорастворимых минеральных удобрений из Северских и других желваковых фосфоритов, развитых на территории Русской платформы. Подсчитанные запасы Северского месторождения составляют около 200 млн. т, что позволяет на его базе организовать самостоятельный рудник или, в связи с тем, что Северское месторождение фосфоритов близко расположено к Егорьевскому месторождению, оно может рассматриваться и как сырьевая база для Подмосковского горно-химического комбината.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Г.И. Бушинский*. О минералогии и классификации фосфоритов в связи с использованием их в сельском хозяйстве. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 1.
2. *Б.М. Гиммельфарб*. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., "Недра", 1956.
3. *Т.И. Степанова*. Закономерности распределения фосфора, железа, алюминия, кремнезема и CO_2 в фосфоритовых рудах Егорьевского месторождения. — Инф. листок МГ СССР, № 1, М. Изд-во ЭЛОП ВИЭМС, серия 07-04, 1971.
4. *Т.И. Степанова*. Типы руд Егорьевского фосфоритового месторождения и условия их образования. — В кн.: Рудоносность осадочных пород. М., "Наука", 1973.
5. *Т.И. Степанова*. Вещественный состав и распределение минералов в породах Егорьевского фосфоритового месторождения. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., "Наука", 1973.

МИНЕРАЛЫ ВЕРХНЕДЕВОНСКОЙ ЛАТЕРИТНОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ СРЕДНЕГО ТИМАНА

Верхнедевонская латеритная кора выветривания на Среднем Тимане развивается по карбонатно-глинистым породам быстринской свиты рифея и в меньшей степени — по вулканогенным образованиям, предположительно средне-позднедевонского возраста. Эта кора выветривания преимущественно площадного типа и имеет сложное строение, что объясняется прежде всего разным составом субстрата и интенсивностью тектонических нарушений и преобразованиями, связанными со вторичными наложенными процессами. Мощность ее до 40 м, в среднем 15–20 м. В кровле коры выветривания залегают вулканогенно-осадочные породы верхнекембрийского возраста мощностью до 100 м и более.

В латеритной коре выветривания пород быстринской свиты нередко наблюдается хорошо выраженная зональность. Для нижней зоны ее характерна сохранность текстурных особенностей материнских пород. Сложена она хлоритом, гидрослюдой с примесью гетита, гидрогетита и иногда каолинита. Мощность зоны 15–20 м. Средняя зона коры выветривания представлена пелитоморфными, микролепидобластовыми, иногда брекчиевидными и псевдообломочными разностями пород, сложенными преимущественно каолинитом. Гидрослюда присутствует неповсеместно и в незначительных количествах. Содержание ее снизу вверх убывает. Из других минералов встречаются шамозит, гетит, гематит, иногда бемит. В верхней части зоны каолинит и шамозит замещаются бемитом. Мощность зоны 10–12 м.

Верхняя зона или зона минералов свободного глинозема (элювиальные бокситы) характеризуется неравномерным или пятнистым характером выветривания. В этой зоне широко развиты псевдообломочная структура, образующаяся в результате как тектонических, так и осадочных явлений, пятнистая текстура и железистые ступковые образования, нередко в виде бобовин и пизолитов. Главными минералами зоны являются бемит, гематит и шамозит. Из второстепенных минералов присутствуют гетит, иногда каолинит. Особого внимания заслуживает здесь появление диаспора. Последний обычно встречается спорадически, однако в некоторых разрезах коры выветривания количество его достигает 30% и более; наряду с бемитом он является основным породообразующим минералом. Этот факт несомненно заслуживает особого внимания и тщательного изучения с точки зрения как доказательств существования древней коры выветривания, по которой, вероятно, и происходило формирование бокситов в пашийско-раннекембрийское время, так и образование его в более позднее время.

Вулканогенные породы в районе Среднего Тимана процессами выветривания изменены на полную мощность и первичная природа их устанавливается только по реликтам, представленным базальтами, вулканическим стеклом и обломками взрывчатых, эффузивных и рифейских пород. Для коры выветривания их характерно высокое содержание окислов глинозема и низкое содержание кремнезема. В минеральном составе здесь главная роль принадлежит бемиту и окислам железа. Порода обычно сильно пористая, обожженная и маркая. Профиль коры выветривания вулканогенных пород представлен одной бемитовой или шамозит-бемитовой зоной. Мощность коры выветривания вулканогенных пород до 30 м, в среднем 10–12 м. Изучение минералов латеритной коры выветривания проводилось с применением современных методов исследования: рентгенометрического, термического, электронно-микроскопического, петрографического, минералогического и др.

Бемит является основным минералом верхней зоны латеритной коры выветривания бокситов. Его содержание колеблется от 30 до 60%. Иногда встречаются почти мономинеральные разности пород, состоящие на 80–90% из бемита, с небольшой примесью шамозита, гематита и гетита. Бемит в коре выветривания как тонкодисперсный, так и хорошо окристаллизованный. Тонкодисперсный бемит совместно с глинистыми и железистыми минералами слагает основную массу бокситовых пород. Показатели преломления его изменяются в пределах: $n_{ср} = 1,632–1,638$, однако встречаются и более высокие показатели преломления $n_{ср} = 1,642–1,660$. Такой широкий диапазон колебания показателей преломления тонкодисперсного бемита можно объяснить, по-видимому, за счет присутствия посторонних примесей, захваченных при его кристаллизации. Кристаллический бемит встречается как в виде отдельных монокристаллов, так и в виде их агрегатов. Широко распространены пластинчатые ромбовидные формы, с совершенной спайностью по (010), размеры которых колеблются от 0,01 до 0,02 мм. Показатели преломления кристаллического бемита несколько отличаются от тонкодисперсного: $n_p = 1,638$; $n_q = 1,650$; $n_q - n_p = 0,012$. Если тонкодисперсный бемит обычно тесно агрегирует с каолинитом, шамозитом и гидроокислами железа, с которыми дает тонкие сростания, то крупнокристаллические разности его наблюдаются в порах и пустотах или в виде инкрустационных каемок вокруг обломков. Последний является, по-видимому, более поздним образованием. Некоторые различия этих разновидностей бемита проявляются и на кривых нагревания и потери веса. Так, для тонкодисперсного бемита отмечается более низкая эндотермическая реакция дегидратации в области 570–580°C, в то время как для кристаллического она смещается в более высокотемпературную область 590–600°C. На рентгеновских кривых эти различия проявляются в колебании первого базального рефлекса от 6,17–6,18 Å для тонкодисперсного до 6,10–6,12 Å для кристаллического. Бемит образуется в результате разложения каолинита и шамозита в зоне конечного гидролиза алюмосиликатов.

Диаспор встречается довольно часто как в верхней, так и в нижней частях профиля коры выветривания и иногда наряду с бемитом является породообразующим минералом. Его содержание колеблется от 6–10 до

до 20–35%, однако встречаются участки нацело сложенные диаспором. В шпифах диаспор бесцветный или слабоокрашенный, плеохроирует по Ng – желтовато-белый или синий, по Np – темно-фиолетовый или красновато-бурый, с показателями преломления $n_{cp} = 1,682 \pm 0,003$. Форма кристаллов столбчатая и игольчатая (табл. 1а). Размер кристаллов по длинной оси изменяется от 2–3 до 10 мкм. В бокситах диаспор присутствует обычно в парагенезисе с бемитом, реже с серицитом и каолинитом. Дифференциальные кривые нагревания дают эндотермический эффект при температуре 520–540°C. Причем на термических кривых диаспор хорошо разрешается в смеси с бемитом и каолинитом, если даже его содержание не превышает 6–7%. На рентгенограммах он характеризуется основными базальными рефлексами в области углов 3,98; 3,25; 2,31; 2,13; 2,08 Å. В коре выветривания эффузивов и туфов, согласно данным электронно-микроскопических исследований диаспор образуется по нераскристаллизованной массе породы, замещая ее (см. табл. 1б).

Шамозит в бокситах широко распространен. Его содержание колеблется от 4–5 до 10–30%. Встречается шамозит в зоне конечного гидролиза силикатных минералов, тесно ассоциируя с бемитом, каолинитом, гидрослюдами и гидроокислами железа. По характеру образования можно выделить две его разновидности: раннюю гипергенно-метасоматическую и позднюю – гипергенно-инфильтрационную. Ранний шамозит характерен для нижних зон коры выветривания. Он образуется в основном по хлориту в виде тонколистовых, мелкочешуйчатых выделений зеленого цвета с различными оттенками, слабо или почти не плеохроирующими. Показатели преломления его изменяются от $n_{cp} = 1,626 \pm 0,003$ до $n_{cp} = 1,672 \pm 0,003$. Химический состав шамозита непостоянен и изменяется в широких пределах. Характерной особенностью раннего шамозита является высокое содержание в нем глинозема при относительно низком содержании кремнезема. Железо представлено, главным образом закисной формой, на долю которой от общей суммы его приходится приблизительно 50–70%. Содержание магния от 1 до 3%. На рентгеновских кривых шамозит распознается по характерным для него сериям базальных рефлексов в области углов 7,0; 4,53; 3,50–3,52; 2,66–2,67; 2,48; 2,12 Å. Дифференциальные кривые шамозита характеризуются двумя эндотермическими эффектами при температурах 130–140 и 520–540°C и одним экзоэффектом при 380–400°C, что, по-видимому, связано с окислением закисного железа. На электронно-микроскопических снимках ранний шамозит представлен изометрическими, хорошо окристаллизованными пластинчатыми кристаллами размером от 2–3 до 10 мкм, вокруг которых развиваются железистые минералы (см. таблица 1в).

Поздний шамозит встречается обычно в верхней зоне коры выветривания и в переотложенных ее продуктах. Он развивается по основной массе породы и образует оторочки по стенкам пустот и трещин, а также вокруг железистых стяжений и обломков. Шамозит обычно крупночешуйчатый, радиально-волоконистый, охристо-зеленого и буровато-зеленого цвета. Показатели преломления его несколько ниже от $n_{cp} = 1,620 \pm 0,003$ до $n_{cp} = 1,635 \pm 0,003$. На рентгеновских кривых он имеет те же рефлексы, что и более ранний шамозит. Термические кривые нагревания его имеют более

широкий эндотермический эффект при более низкой температуре в 480–500°C, что несколько отлично от раннего шамозита. Эти различия связаны, по-видимому, со структурными изменениями более поздних шамозитов. На электронно-микроскопических снимках поздний шамозит представлен листоватой и чешуйчатой формой с неясными очертаниями граней (см. табл. 1, *г*). Сопоставление химических анализов шамозитов Среднего Тимана и КМА указывает на их схожесть, что, очевидно, связано с одинаковыми условиями их образования.

Каолинит представлен двумя генерациями: ранней и поздней. Ранний каолинит характерен для нижних зон латеритной коры выветривания и представлен обычно скрытокристаллическими, тонкодисперсными и мелкочешуйчатыми формами. Структура его по сравнению с поздним каолинитом менее совершенная. Это подтверждается рентгеновскими термическими и электронно-микроскопическими исследованиями. На порошкограмме этого каолинита рефлексы в интервале значений от $d = 4,5$ до $d = 3,5$ Å слабо разрешаются. Между рефлексами 0,02 ($d = 3,57$ Å) и 201 ($d = 2,56$ Å) никаких других отражений не наблюдается, в то время как каолиниты с совершенной структурой дают в этом интервале четыре четких рефлекса. На термической кривой нагревания и потери веса раннего каолинита экзотермический пик имеет более широкую форму и сдвинут в область меньших температур: 960–970°C на электронно-микроскопических снимках он имеет менее четкие формы ограничения. Размер пластинок от 0,5 до 1–2 мкм. Каолинит развивается по гидрослюде и хлориту без промежуточных фаз.

Поздний каолинит, как правило, приурочивается к верхней зоне коры выветривания и наблюдается в виде агрегатных образований и прожилков. Каолинит первого типа имеет пластинчатую, вермикулитоподобную форму, с хорошей спайностью по (001), каолинит второго типа выделяется в виде мелкочешуйчатых и гармошковидных форм и является более поздним образованием по отношению к первому. Для этого каолинита характерна хорошая окристаллизованность. На электронно-микроскопических снимках наблюдаются гексагональные пластинчатые его кристаллы размером от десятых микрон до нескольких микрон. Рентгенограммы близки к эталонным, с межплоскостным расстоянием 7,2 и 3,58 Å. На термических кривых нагревания проявляется один глубокий эндоэффект при температуре 580–600°C и острый экзоэффект при температуре 980–1000°C, что указывает на его хорошую окристаллизованность.

Гидрослюда является характерным минералом для нижней и средней зон коры выветривания и встречается в количестве 50–60%. В шлифах она

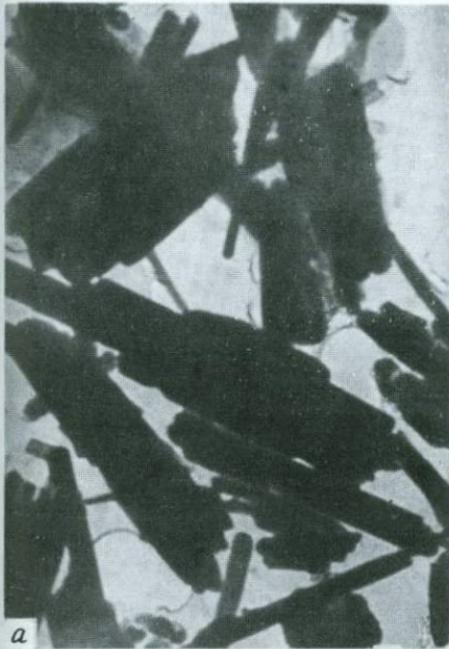
Таблица I

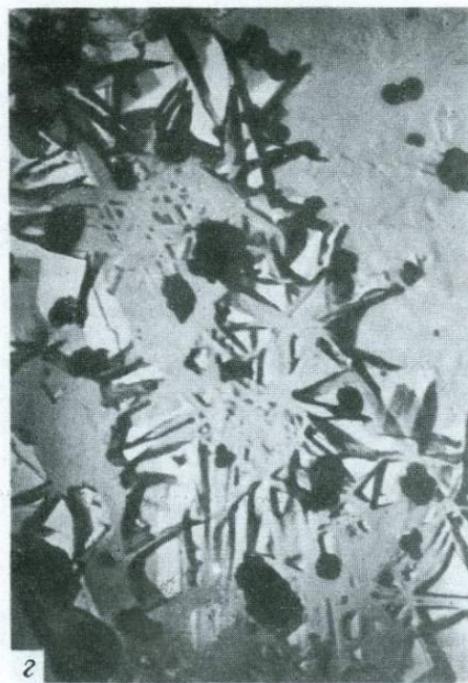
а — игольчатые кристаллы диаспора в сланцах, электронно-микроскопический список, увел. 8000, суспензия;

б — диаспор, образовавшийся по нераскристаллизованной основной массе эффузивных пород, электронно-микроскопический снимок, увел. 8000, реплика;

в — ранний шамозит, образовавшийся по хлориту, электронно-микроскопический снимок, увел. 8000, реплика;

г — поздний шамозит в бокситах, электронно-микроскопический снимок, увел. 1500, реплика





наблюдается в виде микрочешуйчатой массы желтовато-серого и серого цветов, в которой иногда встречаются листочки и чешуйки мусковита с относительно яркими интерференционными окрасками и сравнительно высокими показателями преломления. Показатели преломления гидрослюда колеблются в пределах по $n_g = 1,595$, $n_p = 1,665$ и $n_g - n_p = 0,030$. На рентгенограммах фиксируются интенсивные линии рефлексов: 10,0; 4,98; 4,47; 3,33; 2,90; 2,86; 2,78; 1,996 и 1,505–1,495 Å, причем рефлексы 001 и 003 Å, имеют несколько расширенные пики. На дифференциальных кривых нагревания отмечаются два эндотермических эффекта при температуре 560–600 и 890–930°C, что свидетельствует о наличии здесь двух минералов: гидрослюда и серицита. На электронно-микроскопических снимках гидрослюда наблюдается в виде микрочешуйчатых и игольчатых кристаллов размером от 0,5 до 1–2 мкм. При выветривании гидрослюда замещается каолинитом (табл. 2*а*).

Хлорит в коре выветривания содержится от 20 до 50%. Встречается он в виде микрочешуйчато-волокнистых агрегатов и порфиробластовых выделений. Микрочешуйчато-волокнистый хлорит размером менее 0,01 мм бледно-зеленый с низким двупреломлением. Порфиробластовые выделения его размером 0,1–0,2 мм пластинчато-таблитчатые, бледно-зеленые, со слабо выраженным плеохроизмом и со спайностью по (001). Эта разновидность хлорита развивается по биотиту. На рентгеновских кривых хлоритов отмечаются базальные рефлексы в области углов: 14,25; 7,15; 4,72; 3,54 Å. После обработки хлоритов горячей 5%-ной HCl в течение 2 часов на рентгеновских кривых остаются только рефлексы в 7,15 и 3,56 Å, которые при прокаливании в 550°C исчезают, что указывает на наличие в хлоритах каолинитовой фазы. Дифференциальные кривые нагревания хлорита подтверждают наличие каолинита по слабому экзотермическому пику при температуре 940–950°C. Замещение хлорита каолинитом наблюдается в шлифах и на электронно-микроскопических снимках (см. табл. 2*б*).

Биотит встречается в незначительных количествах (около 3–5%) только в неизменных карбонато-сланцевых породах. Он представлен чешуйками неправильной и удлинённой формы зеленовато-бурого цвета, плеохроирующий: по Ng — зеленовато-бурый, по Np — бледно-зеленовато-желтый. Некоторые чешуйки имеют тонковолокнистое строение. Угасание его волнистое, что, по-видимому, связано с неравномерным его изменением. Начавшееся окисление железа и титана, входящих в решетку биотита, способствует их выносу и последующей кристаллизации в виде анатаза и гематита. При этом анатаз полностью лейкоксенизирован и наблюдается в виде неправильных и удлинённых выделений, ориентированных по спайности. Дальнейшее

Т а б л и ц а П

а — замещение гидрослюда мелкими кристалликами каолинита, электронно-микроскопический снимок, увел. 5000, реплика;

б — замещение кристаллов хлорита каолинитом, электронно-микроскопический снимок, увел. 5000, реплика;

в — щепковидная форма выделения гетита в бокситах, электронно-микроскопический снимок, увел. 8000, реплика;

г — звездчатая форма выделения гетита в бокситах, электронно-микроскопический снимок, увел. 8000, реплика

выщелачивание биотита приводит к постепенному обесцвечиванию и замещению его зеленым и бледно-зеленым тонкощупчатым хлоритом, который в свою очередь замещается каолинитом.

Гидроокислы железа в породе содержатся от 5—10 до 30—40%. Преобладают гематит и гетит. Они встречаются в виде тонкодисперсных, псевдоморфных, колломорфных, прожилковых и оолито-бобовых образований. В участках раскristализации гематит нередко игольчатый и шестоватый. На рентгеновских кривых минералы железа характеризуются следующими рефлексами: гематит — 3,68, 2,70, 2,52 Å; гетит — 4,18, 2,69, 2,516 Å. На дифференциальных кривых нагревания гетит дает один эндотермический эффект при температуре 350—360°C. На электронно-микроскопических снимках минералы гетита имеют щепковидную и звездчатую форму выделения (см. табл. 2, в, г).

Из аксессуарных минералов в коре выветривания встречаются рутил, лейкоксен, сфен, циркон, турмалин, гранат, апатит и эпидот.

Минеральные превращения при выветривании карбонатно-сланцевых пород можно выразить следующими схемами:

Биотит → хлорит → гидрохлорит → каолинит → бемит

Серицит → гидрослюда → каолинит → бемит

Хлорит → шамозит → гематит, гетит

→ каолинит → бемит

Магнетит → мартит → гематит

→ гетит

Пирит → гематит

→ гетит

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ВИЗЕЙСКИХ БОКСИТОВ ТИМАНА

Планомерными поисковыми работами на Тимане, с целью оценки перспектив бокситоносности каменноугольных отложений, начатыми в 1961 г.

Ухтинским ТГУ, были выявлены Тимшерско-Пузлинская, Верхне-Вольская и Тобысско-Кедвинская бокситоносные площади, приуроченные к одноименным структурам, с рядом бокситовых залежей и рудопроявлений на Южном Тимане (рис. 1), и ряд бокситоносных площадей на Среднем Тимане.

Бокситы высокоглиноземистые (в среднем 47–54%), высококремнистые (16–22%), с кремневым модулем 2,4–3,6, маложелезистые (суммарное содержание окислов в двух- и трехвалентного железа в среднем 5–7%). В качественной характеристике и в минеральном составе их наблюдаются значительные изменения в направлении с юго-востока на северо-запад.

На Тимшерско-Пузлинской площади и в южной части Верхне-Вольской синклинали бокситы каолинит-бемитовые, преимущественно сероцветные, высокосернистые (1–3%); в северной части Верхне-Вольской и в Тобысской синклиналях – каолинит-гиббсит-бемитовые, пестроокрашенные, малосернистые; на юге Кедвинской синклинали – каолинит-бемит-гиббситовые и каолинит-гиббситовые, также пестроокрашенные, малосернистые (0,05–0,5), и на Среднем Тимане – каолинит-бемитовые, пестроокрашенные (рис. 2).

Технологические испытания бокситов Тимшерско-Пузлинской площади свидетельствуют о применимости универсального и освоенного промышленностью способов передела их на глинозем путем спекания с содой и известняком; в этом случае извлечение Al_2O_3 составляет 91,0–96,5%, а Na_2O 93–98%.

Для этих же бокситов установлена принципиальная возможность методом термогидрохимического обогащения резко снизить содержание кремнезема в бокситах и получить концентрат с содержанием глинозема 74% и более, с высоким кремневым модулем (7 и выше), пригодный для производства глинозема по способу Байера и для применения в абразивной промышленности. При лабораторной переработке концентрата каолинит-гиббситовых бокситов Верхне-Ухтинской залежи по методу Байера получено достаточно высокое извлечение глинозема (87,6–97,2%).

Описываемые бокситы приурочены к терригенной толще, залегающей с размывом на Южном Тимане на различных горизонтах фаменского

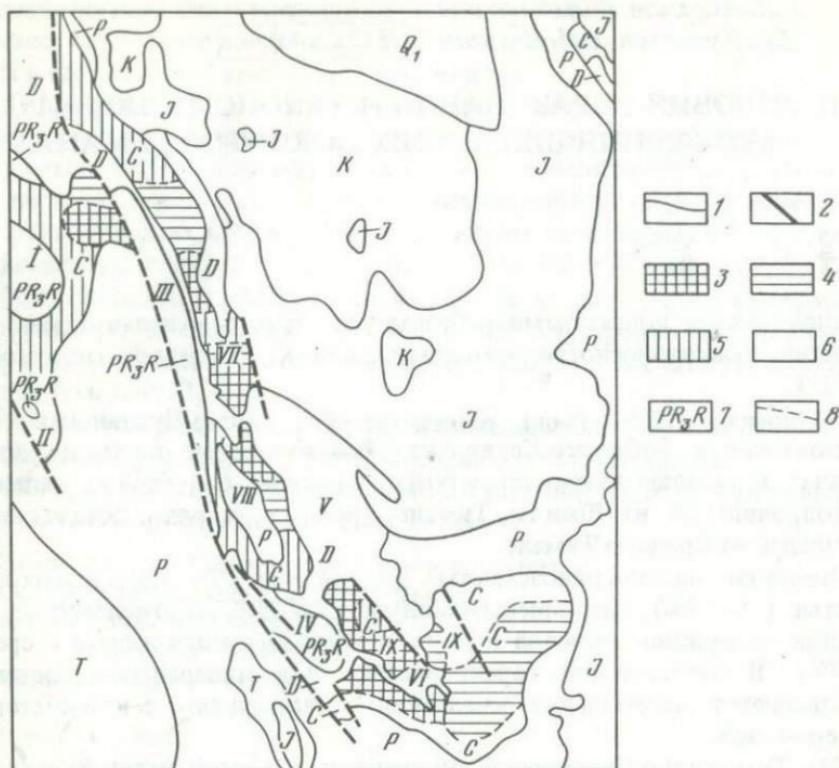


Рис. 1. Схематическая карта перспективных площадей для поисков визейских бокситов (Средний и Южный Тиман)

I — основные структурные элементы района: I — Четласский Камень, II — Обдырское поднятие, III — Вольско-Вымская гряда, IV — Очь-Пармское поднятие; V — Ухтинская антиклиналь; VI — Тимшерская антиклиналь; VII — Кедвинская синклинали; VIII — Тобысская синклинали; IX — Верхне-Вольская синклинали; X — Зеленецкая синклинали; 2 — геологические границы; 3 — разрывные нарушения; визейские отложения: 4 — с выявленными бокситовыми породами, 5 — перспективные на бокситы, 6 — с невыявленными перспективами, 7 — малоперспективные на бокситы; 8 — возраст пород; 9 — предполагаемые границы площадей различной степени перспективности на бокситы

и в крайней юго-восточной его части — турнейского яруса, а на Среднем Тимане — на франкских и рифейских образованиях. В кровле этой толщи залегают породы верхневизейского подъяруса и намюрского яруса, а в центральных частях синклиналей — и более молодого возраста. Мощность их на Тимшерско-Пузлинской и Тобыско-Кедвинской площади в среднем 40–50 м, на Верхне-Вольской 70–90 м, и на Среднем Тимане от 20 до 200 м.

В составе терригенной толщи выделяются: в юго-восточной части Южного Тимана глинисто-алевролитовая, бокситоносная и углисто-пестроцветная пачки, в северо-западной и на Среднем Тимане — бокситоносная и пестроцветная; углистые отложения здесь фациально замещаются пестроцветными. Две нижние пачки не имеют сплошного пло-

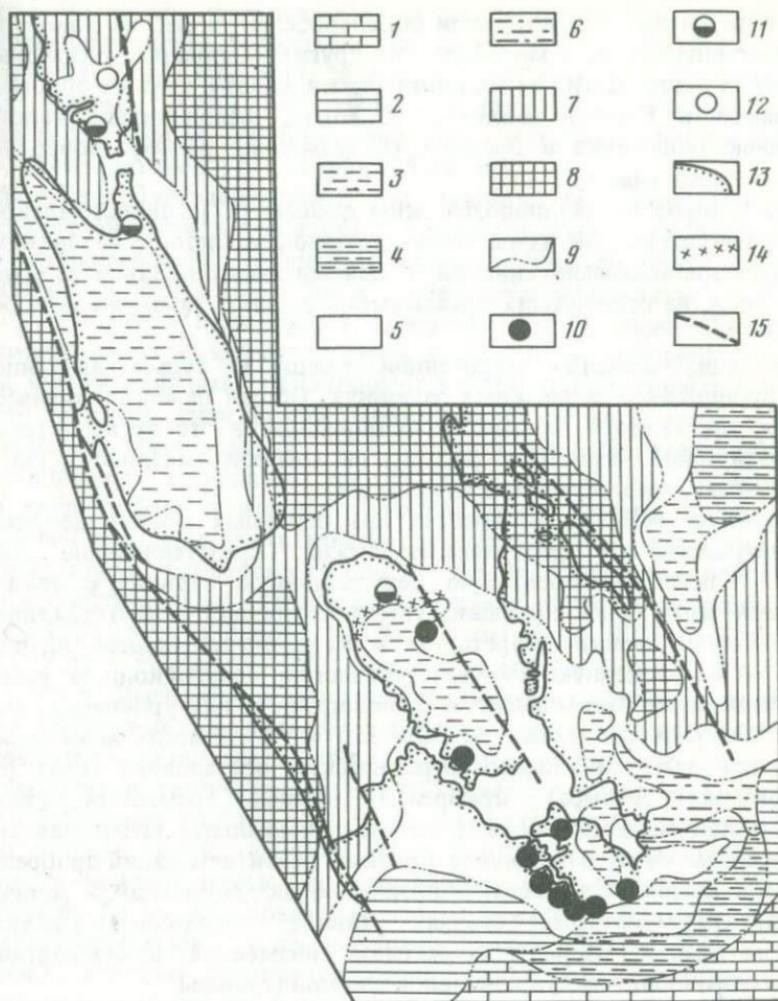


Рис. 2. Схематическая палеогеографическая карта Южного Тимана тульского времени. Составил В.И. Петренко по материалам авторов с использованием материалов Ю.К. Крылова

Области аккумуляции: 1 – море, 2 – прибрежная равнина, временами заболачиваемая и затопляемая морем, 3 – озерно-аллювиальная низменная аккумулятивная равнина, 4 – переходные участки с развитием фаций прибрежной равнины и озерно-аллювиальной низменной аккумулятивной равнины, 5 – эрозионно-аккумулятивная озерная равнина, 6 – переходные участки с развитием фаций озерно-аллювиальной низменной аккумулятивной равнины и эрозионно-аккумулятивной озерной равнины. Области размыва: 7 – пенепленизированная денудационная равнина, 8 – возвышенная холмисто-увалистая денудационная равнина, 9 – границы палеогеографических обстановок, минеральный состав бокситовых пород: 10 – каолинит-бемитовый; 11 – каолинит-гипс-бемитовый и каолинит-бемит-гипс-бемитовый; 12 – каолинит-гипс-бемитовый; 13 – современные границы распространения визейских отложений; 14 – северо-западная фациальная граница распространения углестых отложений в разрезе герригенной толщи; 15 – разрывные нарушения

щадного развития. Под породами бокситоносной пачки, на Тимшерско-Пузлинской площади, а местами и на других площадях, спорадически встречаются делювиальные каолинит-гидроглистые глины с обломками известняков и линзами бокситовых пород, выполняющие карстово-эрозионные понижения в древнем (дотульском) рельефе поверхности фаменских известняков.

Возраст пород по палинологическим данным [17] глинисто-алевролитовой и бокситоносной пачек нижнетульский, углисто-пестроцветной — верхнетульский-нижнеалексинский, и делювиальных каолинит-гидроглистых глин, не содержащих органические остатки, по-видимому, более древний.

Накопление осадков терригенной толщи в тульско-алексинское время происходило в сложных условиях. Общая палеогеографическая ситуация для Южного Тимана, существовавшая в это время, отражена на схематической карте (см. рис. 2), на которой выделяются как области размыва, так и области аккумуляции.

В областях размыва отмечается два основных уровня денудации: доверхнетульский и доверхнеалексинский, представляющие собой: первый — пенеппенизированную денудационную равнину с локально развитыми делювиально-пролювиальными пестроцветными отложениями, выполняющими мелкие карстовые и карстово-эрозионные впадины; второй — возвышенную холмисто-увалистую денудационную равнину с относительными превышениями ее поверхности над уровнем древнего моря в центральных частях до 200–250 м. В областях аккумуляции выделяются несколько палеогеографических обстановок: море (мелководная часть шельфа); прибрежная равнина, временами заболачиваемая и подтопьяемая морем; озерно-аллювиальная низменная аккумулятивная равнина; переходные участки с развитием фаций прибрежной равнины и озерно-аллювиальной низменной аккумулятивной равнины; эрозионно-аккумулятивная озерная равнина; переходные участки с развитием фаций озерно-аллювиальной низменной аккумулятивной равнины и эрозионно-аккумулятивной озерной равнины.

Море в тульское время на рассматриваемой территории было расположено в южной и юго-восточной ее частях. Мелководные морские осадки представлены здесь песчанистыми известняками и доломитами с обильной фауной остракод, брахиопод, кораллов, фораминифер и мшанок, чередующимися с пачками кварцевых песчаников и алевролитов, общей мощностью до 30 м. Прибрежная равнина, временами заболачиваемая и подтопьяемая морем, примыкает непосредственно к зоне развития морских осадков. В разрезе отложений, развитых на этой равнине, снизу вверх выделяются оолитово-бобовые железные руды с содержанием Fe_2O_3 до 63,5%; глины, часто алевритистые и углистые, песчаники серые, пиритизированные, кварцевые и алевролиты, с маломощными прослоями карбонатных пород. Мощность толщи до 40 м. Озерно-аллювиальная низменная аккумулятивная равнина примыкает на юге района непосредственно к прибрежно-морской равнине, на остальной части территории окаймляется эрозионно-аккумулятивной озерной равниной. Постепенное повышение базиса эрозии, обусловленное наступлением тульского

моря, способствовало формированию здесь главным образом ложбин и изолированных долин, соединявшихся между собой иногда временными протоками. Для отложений, развитых в пределах этой равнины, характерен пестрый состав, обусловленный развитием пролювиальных, аллювиальных, озерных, озерно-аллювиальных и озерно-болотных фаций глинисто-алевролитовой и бокситоносной пачек.

Глинисто-алевролитовая пачка, залегающая непосредственно на девонских отложениях и в единичных случаях — на делювиальных каолиново-гидрослюдистых глинах, сложена в нижней части разреза мелкогалечными конгломератами и гравелитами мощностью до 10 м, чаще 1–2 м, выше — песчаниками, алевролитами и глинами. Мощность пачки изменяется от нескольких метров до 86 м и увеличивается к центральным частям равнины, совпадающим в большинстве случаев с центральными частями синклиналей современного структурного плана. Конгломераты и гравелиты состоят из плохо и среднеокатанных обломков каолиновых аргиллитов, иногда бокситовых пород, бобовин и оолитов гематитового и железисто-каолинового состава, корродированных зерен кварца и растительного детрита. В отдельных обломках бокситовых пород отмечается от 17 до 56% бемита. Содержание основных окислов в конгломератах (Гимшерско-Пузлинская площадь) достигает: Al_2O_3 18–19%; SiO_2 общего 25–34%, в том числе SiO_2 свободного 13–19% и $FeO + Fe_2O_3$ 25–34%. Кремневый модуль без терригенного кварца 1,3–1,6. Песчаники и алевролиты слабо отсортированы, преимущественно кварцевые, на глинисто-карбонатном или глинистом цементе, часто переходят в алевритистые глины. Глины каолиновые (до 75%); монтмориллонит и гидрослюда в них наблюдаются в разрезах, тяготеющих к прибрежной равнине. Здесь же в глинах встречается углистое вещество и линзы углей, приуроченные к верхней части разреза пачки. Слоистость в породах пачки главным образом горизонтальная, прерывистая, иногда волнистая, обычно неявно выраженная. В нижней части пачки, преимущественно на северо-западе Южного Тимана (Тобысская синклиналь), нередко встречается косая диагональная слоистость, с мощностью косых серий 5–10 см и с углами наклона слойков 25–30°. Анализ состава, мощностей и условий залегания пород глинисто-алевролитовой пачки, а также карт реставрированного древнего (дотульского) рельефа поверхности фаменских образований показывает, что между Тобысской и Верхне-Вольской синклиналими в течение всего тульского и раннеалексинского времени существовало устойчивое поднятие. На крыльях и на смежных замыканиях этих синклиналей глинисто-алевролитовая пачка выклинивается, а мощность всей терригенной толщи резко уменьшается. Не имеет сплошного площадного распространения эта пачка и в юго-восточной части района (Вежаюская и Зеленецкая синклинали). Таким образом, выделение В.Г. Колокольцевым [11] глинисто-алевролитовой пачки в субфацию русла крупной реки, протягивавшейся в тульское время с северо-запада на юго-восток более чем на 450 км, не подтверждается фактическим материалом.

Бокситоносная пачка в пределах описываемой равнины прослеживается в краевых ее частях, примыкающих к эрозионно-аккумулятивной

озерной равнине, в виде полосы шириной до 0,5–1,0 км. Она сложена каолиновыми глинами и аргиллитами, реже — аллитами и бокситами (залежь 4-я Тимшерская и др.), залегающими на глинисто-алевролитовой пачке. В направлении к центральным частям рассматриваемой равнины, породы бокситоносной пачки, одновременно с увеличением их мощности, разубоживаются терригенным кварцем и переходят в алевритистые глины и глинистые алевролиты, сходные с подстилающими их породами. Эрозионно-аккумулятивная озерная равнина окаймляет озерно-аллювиальную низменную аккумулятивную равнину в виде террасовидной поверхности шириной от 0,5 до 20,0 км, к границе которой приурочены все известные крупные и мелкие залежи и большинство проявлений бокситов.

Фаменские отложения в пределах этой равнины характеризуются различными литологическими особенностями, мощностью, глубиной эрозионного среза и разной степенью закарстованности и выветрелости [14]. На участках, сложенных переслаивающимися чистыми и в различной степени глинистыми известняками массивной, тонкослоистой, волнисто-слоистой, узловато-конгломератовидной текстур, обладающих различной степенью устойчивости против растворения, отмечаются неглубокие, но крупные в плане (до 10 км) котловины, днища которых осложнены карстовыми воронками и невысокими пологими холмами (Тимшерско-Пузлинская площадь); в районах развития глинистых узловато-конгломератовидных известняков, наблюдается овражно-балочный и мелкокотловинный рельеф (Верхне-Вольская площадь) и на участках, где в разрезе фаменского яруса преобладают тонкоплитчатые глины и мергели, основным элементом древнего рельефа является долина с бортами, осложненными оврагами и балками (Кедвинская синклиналь). В той части описываемой равнины, которая примыкает к области древнего поднятия, крупные отрицательные формы рельефа отсутствуют. Нет здесь и промышленных залежей бокситов; встречающиеся отдельные рудопроявления не представляют практического интереса.

В пределах эрозионно-аккумулятивной озерной равнины развиты делювиальные образования и породы бокситоносной пачки. Делювиальные образования распространены локально, нивелируя неровности догильского рельефа и наиболее широко развиты на залежах Тимшерско-Пузлинской площади. Они представлены глыбами известняков (до 5–6 м в поперечнике) и более мелкими обломками аргиллитов, бокситовых пород и оолитово-бобовых железных руд, слабо сцементированных зеленовато-серыми каолинит-гидрослюдистыми глинами. Обломки разноориентированные, неотсортированные. В глубоких карстовых воронках в описываемых образованиях иногда встречаются прослой тонкослоистых аргиллитовидных глин и аргиллитов, а также бокситовых пород и бокситов. На залежи Северной в воронке глубиной около 50 м и диаметром около 100 м вскрыты гравелитоподобные бокситы мощностью 12,6 м со средним кремневым модулем 4,24. Сложены они каолинитом и бемитом с примесью шамотита. На Верхне-Вольской площади, в единственной вскрытой здесь карстовой воронке, выполненной каолиновыми

глинами с обломками известняков, содержатся линзы бокситов каолинит-гиббсит-бемитового состава. На Тобысско-Кедвинской площади глыбовой делювий отсутствует. На возвышенных участках древнего рельефа, развиты коры выветривания каолинового и каолинит-гидрослюдистого состава.

Породы бокситоносной пачки распространены повсеместно, выклиниваясь у границы с древними поднятиями и залегают на делювиальных образованиях, а в местах их отсутствия — на девонских, турнейских, а на Среднем Тимане и на рифейских образованиях. В составе пачки выделяются бокситы, аллиты, каолиновые аргиллиты, глины и железисто-каолиновые породы. В нижней части бокситоносной пачки залегают, на Тимшерско-Пузлинской и Верхне-Вольской площадях гидрослюдисто-каолиновые глины, на Тобысско-Кедвинской площади — оолито-бобово-обломочные слоистые породы. Для последних характерно увеличение количества обломков по направлению к областям сноса. Выше залегают бокситовые породы и бокситы, обычно неслоистые, преимущественно пелитоморфные, иногда с небольшим количеством оолитов, бобовин и обломков. Слоистость наблюдается только в слабо измененных вторичными процессами их разностях (Верхне-Ухтинская и Лоимская залежи) и представлена тонким чередованием пелитовых и псаммитовых слоев мощностью до 3,0 см. Верхняя часть бокситоносной пачки сложена также в основном неслоистыми аллитами, каолиновыми аргиллитами и глинами со сгустковыми и колломорфными структурами. Минеральный состав бокситов тесно связан с положением залежей в общем палеогеографическом и палеогеоморфологическом плане. На образование и условия захоронения каолинит-бемитовых бокситов (Тимшерско-Пузлинская и юго-восточная часть Верхне-Вольской площадей) большое влияние оказала близость морского бассейна. Эти бокситы пространственно связаны с перекрывающими их углистыми отложениями. Высокое содержание обугленного растительного детрита наблюдается здесь и в самой бокситоносной пачке. Бокситы пиритизированные, кальцитизированные, и сидеритизированные. Цвет их серый и светло-серый. Каолинит-гиббситовые бокситы (Кедвинская синклиналь) территориально были удалены от древнего морского бассейна и во время формирования располагались гипсометрически выше каолинит-бемитовых. Явления пиритизации, сидеритизации и кальцитизации здесь крайне редки. В окраске их преобладают красные тона. Каолинит-гиббсит-бемитовые и каолинит-бемит-гиббситовые бокситы пространственно и гипсометрически занимают промежуточное положение между первыми двумя разновидностями и имеют преимущественно пеструю окраску. Для примера можно привести 2-ю Вольскую залежь, в юго-восточной части которой, находящейся вблизи фациальной границы замещения углистых пород пестроцветными, бокситы каолинит-бемитовые, а в северо-западной, удаленной на 5—8 км от этой границы и расположенной в древнем рельефе гипсометрически выше всего на несколько метров — каолинит-гиббсит-бемитовые (гиббсита до 15%). Все рудные залежи в пределах описываемой равнины приурочиваются к отрицательным формам древнего рельефа поверхности дотульских

образований. Вверх по склонам этих форм рельефа мощность бокситоносной пачки уменьшается, бокситы разубоживаются и постепенно переходят в каолиновые аргиллиты или глины. Кроме того, на самих залежах, на отдельных возвышенных участках, осложняющих днища крупных впадин, бокситы иногда также замещаются аргиллитами или глинами, образуя безрудные "каолиновые окна".

Углисто-пестроцветная пачка, залегающая на бокситоносной, представлена континентальными, морскими и переходными между ними фациями. Углистые породы слагают нижнюю часть пачки и представлены черными углистыми каолиновыми аргиллитами с линзами углей, переходящими вверх по разрезу в черные и темно-серые глины и глинистые алевролиты, а по простиранию замещаются пестроцветными каолиновыми аргиллитами и глинами, иногда содержащими анальцим (Верхне-Вольская площадь). Выше залегают пестроцветные отложения, представленные преимущественно глинами, в различной степени алевритистыми, алевролитами и песчаниками с прослоями в верхней части разреза карбонатных пород.

Существует несколько точек зрения на генезис бокситов: латеритно-осадочная кластогенная [6, 7, 3, 9, 13]; хемогенно-осадочная [13]; латеритная. По мнению большинства исследователей, источником материала для образования бокситов была латеритная кора выветривания, однако одни исследователи за такой источник принимают латеритную кору выветривания остаточных продуктов выщелачивания фаменских глинистых известняков [3, 6, 9], или непосредственно фаменских известняков, другие — метаморфические сланцы рифея [5] и третьи — верхнедевонские базальты и их туфы [12]. В терригенной толще тульско-алексинского горизонтов на Южном Тимане нигде не встречены обломки рифейских пород даже в непосредственной близости от современных выходов их на дневную поверхность (Очь-Пармское поднятие и южная оконечность Вольско-Вымской гряды). Наличие же в бокситах аксессуарных минералов, таких как титан, циркон, турмалин и другие, также не может служить доказательством прямой связи бокситов с этими породами, так как эти минералы широко развиты и в девонских отложениях. Кроме того, если бы источником глинозема для образования бокситов служили рифейские породы, то наибольшее количество бокситовых залежей должно было бы наблюдаться на юго-западных крыльях Кедвинской, Верхне-Вольской и Тобысской синклиналей и в их осевых частях. Однако перспективность этих площадей на бокситы более низкая по сравнению с площадями, расположенными к востоку и юго-востоку от Очь-Пармского поднятия и Вольско-Вымской гряды, на расстоянии до 90 км. В раннетульское время Очь-Пармское поднятие, по нашим представлениям, было полностью перекрыто девонскими отложениями, минимальная мощность которых в сводовой части поднятий, видимо, около 150—200 м. Подтверждением этого является полный стратиграфический разрез франских отложений в непосредственной близости от северо-восточной части поднятий. То же наблюдается и на южной оконечности Вольско-Вымской гряды, где ширина современных выходов рифейских пород на дневную поверхность около 17 км, а мощность девон-

ских отложений в непосредственной близости от этих выходов достигает 200 м. На Среднем Тимане (восточное и юго-восточное обрамление Четласского Камня, юго-западный склон Вольско-Вымской гряды), где терригенная толща залегает непосредственно на рифейских породах, обломки последних в этой толще встречаются довольно часто. Что касается нижнефранских вулканогенных пород, как источников материала для формирования описываемых бокситов, то это в какой-то степени справедливо только для Среднего Тимана. На Южном Тимане вулканогенные породы перекрыты мощной толщей верхнефранских и фаменских отложений и в тульское время на дневную поверхность не выходили.

Источником материала для образования бокситов, по мнению авторов, могла быть кора выветривания любых пород, развитых в районе бокситовых залежей. На Южном Тимане таким источником являлась, несомненно, кора выветривания фаменских глинистых известняков, вернее, их нерастворимого остатка (Тимшерско-Пузлинская и Верхне-Вольская площади), глин и мергелей (Тобыско-Кедвинская площадь), на Среднем Тимане кора выветривания рифейских пород и нижнефранских вулканогенно-осадочных образований. Эта кора выветривания не имеет полного профиля, обычно сильно эродирована и в местах, где сохранилась, представлена лишь своей нижней частью. Реликты ее нами наблюдались на возвышенных участках палеорельефа поверхности фаменских отложений и непосредственно под бокситами, на многих залежах, особенно на Верхне-Ухтинской. Встречена она под осадочными бокситами и на нижнефранских туфах к востоку от Четласского Камня. По минеральному составу кора выветривания гидрослюдисто-каолининовая и каолининовая. Минералы свободного глинозема в ней не обнаружены. Однако это не может служить доказательством отсутствия на Тимане в дотульское время латеритной коры выветривания, хотя бы по той причине, что верхние зоны ее повсеместно смыты и о минеральном составе их можно судить только по переотложенным продуктам. Независимо от того, была ли латеритная кора выветривания или нет накопление осадочных бокситов в тульское время происходило в таких же условиях или близких к ним, как и образование латеритов. Материал коры выветривания, по пути следования к месту захоронения неоднократно переотлагался на склонах, суходолах, подвергаясь латеритизации, в депрессиях (в водоемах) — диагенезу, а при выходе на дневную поверхность при осушении — латеритизации. В результате таких многократных чередований процессов переноса, латеритизации, диагенеза в благоприятных палеогеографических и палеогеоморфологических условиях и происходило формирование рудных залежей.

ЛИТЕРАТУРА

1. В.П. Абрамов. Тиман — новый бокситоносный бассейн. — Разведка и охрана недр, 1970, № 6.
2. В.В. Беляев. О составе и строении бобовин в связи с генезисом южно-тиманских бокситов. — Литология и полезные ископаемые, 1970, № 5.
3. В.В. Беляев. Минералогия и генезис бокситов Южного Тимана. Л., "Наука", 1974.

4. Г.Н. Бушинский. Геология бокситов. М., "Наука", 1975.
5. И.А. Гимпельсон, А.С. Корженевская. Условия формирования и распространения предвизейской коры выветривания в районе верхнего течения р. Вычегды (Южный Тиман). — В кн.: Коры выветривания Урала. Саратов, 1969.
6. Б.Ф. Горбачев, Ю.К. Крылов. К вопросу о происхождении бокситов Южного Тимана. — Литология и полезные ископаемые, 1968, № 2.
7. В.Н. Демина. Бокситы Южного Тимана (Тиманская провинция). — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., "Наука", 1971.
8. В.Н. Демина, Г.П. Гуляев, В.Г. Колокольцев. О палеозойских гиббситовых бокситах Тимана. — Геология рудных месторождений, 1970, № 2.
9. В.Е. Закруткин. Геохимия титана и малых элементов в бокситах Южного Тимана. М., 1974.
10. В.А. Калюжный. Погребенная кора выветривания диабазов и туффицитов в эффузивно-осадочном горизонте (D_2^2) на Южном Тимане и ее значение в накоплении железных и бокситовых руд. — В кн.: Кора выветривания, Вып. 3. М., 1960.
11. В.Г. Колокольцев. Палеогеографические особенности формирования бокситов Кедва-Ваповских месторождений Тимана. — В кн. "Проблемы генезиса бокситов". М., "Наука", 1975.
12. О.С. Кочетков, А.М. Плякин. Новые данные о происхождении визейских бокситов Тимана. — ДАН СССР, 1969, 184, № 6.
13. П.В. Орлова. Закономерности размещения бокситоносных отложений в пределах Московской синеклизы. — Минеральное сырье: 1960, вып. 1.
14. В.И. Петренко. Дотульская кора выветривания фаменских пород на Южном Тимане. — В кн.: Тезисы докладов Всесоюзной научно-технической конференции "Новые методы поисков, изучения и оценки месторождений полезных ископаемых". М., 1975.
15. В.А. Разницын. Палеогеография карбона Тимана-Печорской провинции. — Бюл. МОИП серия геол., 1961, 36, вып. 5.
16. И.С. Сидорова. Литолого-фациальные и палеогеографические условия образования терригенной толщи визейского яруса на Тимане в связи с ее бокситоносностью. — В кн.: Тезисы докладов к семинару "Литолого-фациальный анализ осадочных рудоносных формаций Al-Fe-Mn. Л., 1971.
17. Е.К. Фандерфлит. К вопросу о стратиграфии нижнекаменноугольных отложений Южного Тимана. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Л., 1962.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ СЕВЕРО-ОНЕЖСКОГО БОКСИТОНОСНОГО РАЙОНА

На территории Северо-Онежского района коры выветривания пользуются широким распространением. Они изучались в разное время [3, 5]. Большинство исследователей выделяют две эпохи корообразования — додевонскую и довизейскую, причем отмечают, что додевонские коры выветривания не имеют широкого распространения и характеризуется незначительной мощностью. Состав продуктов выветривания гидрослюда-монтмориллонитовый, хлорит-монтмориллонитовый. В отношении характера довизейской коры выветривания мнения исследователей расходятся. Одни полагают существование латеритного профиля выветривания и формирование бокситовых залежей в результате механического переотложения продуктов латеритных кор выветривания [5]. Другие исследователи считают, что процессы выветривания завершились каолиновой стадией [4]. Е.П. Левандо описала каолиновые коры выветривания на метапикритах и хлорит-амфиболовых сланцах. Она полагает, что основным процессом, регулирующим ход выветривания, является переход двухвалентного железа в трехвалентное. Формирование коры происходит в три стадии, причем первая характеризуется малой подвижностью химических элементов и незначительными изменениями общего облика и состава материнских пород. Во вторую стадию происходит разрушение прежде всего амфиболов, затем хлоритов, формирование глинистых минералов. В конечную стадию выветривания образуется каолинит. Е.П. Левандо подчеркивает, что на всех трех стадиях выветривания основных пород свободных гидратов глинозема не обнаружено. Е.П. Левандо были также описаны каолиновые коры выветривания в районе Кенозеро.

А.И. Кривцов считает, что "даже в наиболее развитом профиле выветривания отмечается только каолиновый состав продуктов выветривания в верхней зоне." По мнению этого исследователя, кора выветривания не содержит в своем разрезе залежей минералов свободного глинозема, хотя ее связь с бокситоносностью восточного склона Балтийского щита не вызывает сомнений. Только в процессе формирования коры выветривания каолинового профиля на породах основного или близкого к ним состава создаются благоприятные условия для выноса из нее свободных гидроокисей алюминия, а также окислов других металлов (железа, титана) и накопления их в промышленных масштабах в областях седиментации.

Впервые латеритные коры выветривания в Северо-Онежском районе были описаны М.М. Ермолаевым. По представлениям последнего,

период от кембрия до верхнего девона характеризовался формированием коры выветривания монтмориллонитового типа; период от верхнего девона до визе — развитием полного латеритного профиля. Выделяемый М.М. Ермолаевым лужемский тип бокситов представляет верхнюю зону латеритной коры выветривания. В последних работах М.М. Ермолаев полностью отказался от своих ранних представлений и пришел к выводу, что "кора выветривания на Ветреном поясе имеет каолинитовый, а не латеритный состав. Образование каолинитовой коры выветривания явилось подготовительным звеном в общем ходе бокситообразования".

Вслед за М.М. Ермолаевым К.Н. Трубина [5] описывает латеритные коры выветривания, развитые как на породах протерозойского фундамента, так и на верхнедевонских осадочных образованиях. К.Н. Трубина выделяет три зоны (снизу): 1) слюдисто-монтмориллонитовую; 2) каолинитовую; 3) железисто-гиббситовую (на протерозойских породах) и бемитовую (на верхнедевонских породах). Представления К.Н. Трубиной подвергнуты критике А.И. Кривцовым, который полагает, что как в латеритном профиле на протерозойских кристаллических породах, так и верхнедевонских глинах, описанных К.Н. Трубиной, верхние латеритные зоны представляют осадочные бокситы.

Позднее (1974—1975 гг.) Ф.А. Киреев описал типы латеритных кор выветривания, развитых на кристаллических сланцах протерозоя. Как отмечает Ф.А. Киреев, нижнекаменноугольные коры выветривания имели площадное распространение, но в значительной степени были смыты. Сохранившиеся от эрозии участки с хорошо развитой латеритной зоной приурочены к высоким абсолютным отметкам, характеризующимся положительными величинами. В нижних частях склонов и впадинах палеорельефа латеритная зона отсутствует, продукты выветривания представлены каолинитовой и монтмориллонитовой зонами. Неполное развитие профиля выветривания этот автор объясняет высоким уровнем стояния грунтовых вод, а также частичным размывом верхних зон коры выветривания. Ф.А. Киреевым рассмотрены гиббситовая кора выветривания амфибол-хлоритовых сланцев, бемитовая кора выветривания тальк-хлоритовых сланцев и бемитовая кора выветривания амфибол-хлоритовых сланцев. Описанный автором бемитовый тип кор выветривания представляет разрезы монтмориллонитовой и каолинитовой коры выветривания и перекрывающих их осадочных бокситов Залужемского участка. При описании бемитовой и каолинитовой зоны коры выветривания Ф.А. Киреев отмечал псевдооолитовое строение пород. Судя по описанию, это есть не что иное как микросферолитовая структура в бокситовых породах. Нашими исследованиями установлено, что микросферолитовая структура в бокситовых породах неразрывно связана с процессом цеолитизации на ранних стадиях формирования бокситов. Подобная структура свойственна только цеолитсодержащим бокситовым породам, имеющим локальное распространение на Залужемском участке. Микросферолитовая структура наблюдается обычно по всему разрезу бокситовой толщи. Сферолитовые стяжения, возникшие по глинистому материалу, в основании бокситовой толщи частично или полностью заме-

щены цеолитами, а в верхней части разреза — каолинитом и бемитом. Таким образом, подобная сферолитовая структура не имеет никакого отношения к процессам выветривания и возникновение ее обусловлено особенностями условий формирования бокситов.

В качестве железисто-бемитовой зоны латеритной коры выветривания Ф.А. Киреев рассматривает осадочные бокситы с резко выраженной колломорфной структурой, которые обычно приурочены к верхней части бокситовой залежи. Реликты первичного глинистого вещества, сохранившиеся в промежутках между колломорфными сгустками, сильно ожелезнены и слабо просвечивают. Игольчатые кристаллы бемита, vyplняющие колломорфные сгустки, развиты по спайности вермикулитоподобных каолинитовых кристаллов и распадаются на мелкие ромбовидные кристаллы. Лучистые агрегаты не являются доказательством наследования структуры материнских сланцев, а представляют псевдоморфозы бемита по игольчатым кристаллам натролита. Колломорфные агрегаты с кристаллами бемита, замещающие глинистый материал, являются довольно обычными для разреза бокситовой толщи. Электронно-микроскопические снимки, выполненные по образцам из различных участков, дают одну и ту же картину — кажущиеся лучистые и игольчатые кристаллы бемита с унаследованной от натролита формой распадаются на гексагональные и ромбовидные кристаллы.

Гиббситовая кора выветривания амфибол-хлоритовых сланцев описанная Ф.А. Киреевым, вскрыта лишь в одной скважине на Лужемском выступе. Гиббситизированные породы верхней зоны коры выветривания имеют небольшую мощность, около 1 м. Материал по этим образованиям не сохранился и поэтому довольно трудно судить о характере гиббситизации. Учитывая ряд обстоятельств, можно предполагать миграцию глинозема из бокситовой толщи в верхнюю зону коры выветривания. Изучение структурно-текстурных особенностей и минерального состава бокситов показало, что в бокситовой толще отсутствуют обломочные формы минералов свободного глинозема. Как бемит, так и гиббсит являются вторичными, замещающими каолинизированные обломки, причем бемит более ранний, а гиббсит корродирует его, появляясь в различных частях разреза. Во многих скважинах отмечается интенсивное развитие гиббсита в нижней части бокситовой толщи. Гиббсит нередко замещает обломочный материал даже в зоне сиалитов. В рассматриваемом профиле выветривания на амфибол-хлоритовых сланцах отмечается интенсивное замещение гиббситом обломочного материала вплоть до нижних горизонтов бокситовой толщи, перекрывающей кору выветривания. Не исключена возможность формирования так называемой железисто-гиббситовой зоны за счет миграции глинозема из бокситовой толщи. Высказанное предположение условно и требует специальных исследований. Вопрос о существовании латеритных кор выветривания в пределах Северо-Онежского района пока не может считаться окончательно решенным и остается дискуссионным.

Додевонские коры выветривания наиболее распространены на Залужемском участке. Коры имеют небольшую мощность, в среднем не превышающую 1–3 м, реже достигающую 6 м. Вероятно,

коры выветривания были подвергнуты интенсивному размыву. В большинстве случаев под пестроцветными верхнедевонскими глинами залегают хлорит-монтмориллонитовые, монтмориллонитовые продукты выветривания, либо слабо затронутые выветриванием трещиноватые кристаллические породы. Так, в скв. 3622 под верхнедевонскими пестроцветными глинами залегают зеленовато-бурые рассланцованные слабо выветрелые породы, которые постепенно сменяются крепкими зеленовато-серыми амфиболовыми сланцами. Мощность продуктов выветривания около 1 м. По данным рентгеноструктурного анализа продукты выветривания имеют хлорит-вермикулитовый состав, а перекрывающие их верхнедевонские глины — гидрослюдисто-хлорит-монтмориллонитовый. В скв. 3520 мощность додевонской коры выветривания не превышает 2—3 м. Она представлена одной зоной — хлорит-монтмориллонитовой. Выветрелые амфиболовые сланцы — зеленовато-бурые, темно-бурые, довольно крепкие породы, сложенные тонковолокнистым агрегатом хлорита и монтмориллонита, в котором в большом количестве присутствуют реликты незамещенного амфибола. В отдельных прослоях выветрелые породы интенсивно доломитизированы. Перекрывающие кору выветривания пестроцветные верхнедевонские глины сложены хлоритом и монтмориллонитом. Вероятно, глины образовались за счет переотложения продуктов выветривания амфиболовых сланцев.

В скв. 3524 кора выветривания по кварц-хлорит-амфиболовым сланцам имеет мощность около 6 м. Выветрелые породы зеленовато-бурые довольно мягкие. Рентгеноструктурным анализом установлено преобладание в продуктах выветривания монтмориллонита. Для последнего характерны интенсивные линии отражения с $d = 14,7 \text{ \AA}$, которое при насыщении глицерином возрастает до $17,6 \text{ \AA}$, а при прокаливании при $t = 600^\circ$ уменьшается до $9,6\text{--}9,8 \text{ \AA}$. Для хлорита характерны линии отражения с $d = 7,0; 4,72; 3,53 \text{ \AA}$.

Верхнедевонские пестроцветные глины, перекрывающие коры выветривания, представляют довольно однообразную толщу пестроокрашенных в бурые, фиолетово-бурые, болотно-зеленые тона алевритовых глин плотных, комковатых, неслоистых. Алевритовая смесь угловатых зерен кварца достигает 30—40%. Глинистые минералы в глинах представлены монтмориллонитом с примесью хлорита, т.е. глины полностью сохраняют состав подстилающих их кор выветривания амфиболовых сланцев.

Довизейские коры выветривания имеют более широкое распространение, отличаются большей мощностью и лучшей сохранностью, однако верхняя каолининовая зона присутствует неповсеместно. Довизейские коры выветривания относятся к каолининовому типу. Мощность кор выветривания достигает 5—11 м. Коры развиваются как по кристаллическим породам фундамента, так и по верхнедевонским пестроцветным глинам, валдайским аргиллитам. Кора выветривания с верхней каолининовой зоной мощностью около 11 м изучена на Лужемском выступе. В разрезе коры выветривания выделяются зона дезинтегрированных пород, монтмориллонитовая и каолининовая зоны. Материнские

альбит-амфибол-хлоритовые сланцы в зоне дезинтеграции подвергнуты слабым изменениям. Преобладает здесь амфибол бледно-зеленого цвета, относящийся к тремолит-актинолитовому ряду. Он образует тонкоигльчатые агрегаты. На дифрактограммах для него характерны отражения с $d = 8,3; 13,18 \text{ \AA}$. Присутствие хлорита фиксируется на дифрактограммах благодаря рефлексам $14,1; 7,1; 4,72; 3,53; 2,31 \text{ \AA}$. Монтмориллонитовая зона мощностью около 3 м представлена буровато-зелеными сланцеватыми породами. На дифрактограммах пород монтмориллонитовой зоны отчетливы сильные рефлексы монтмориллонита с $d = 14,7 \text{ \AA}$, которые после насыщения глицерином сдвигаются в область $17,6 \text{ \AA}$, а после прокаливании при $t = 600^\circ$ принимают значение $9,6 \text{ \AA}$. Породы каолининовой зоны пестро окрашены в охристо-желтые тона, мягкие, жирные наощупь. В выветрелых породах отчетливо сохраняется структура материнских сланцев. Главный минерал зоны каолинит, присутствует гетит. В обломочных бокситовых породах, перекрывающих кору выветривания, широко развит вторичный гиббсит, замещающий обломочный материал.

Каолининовые коры выветривания широко развиты на Вахновском месторождении и были изучены в скв. 4509, 4594, 4576 и др. В скв. 4594 мощность коры выветривания 4,6 м. В разрезе коры выветривания выделяются монтмориллонит-хлоритовая и каолининовая зоны. Мощность нижней зоны около 2,6 м, каолининовая зона не превышает 2 м. Породы нижней зоны представлены в основном слабо выветрелыми зеленовато-серыми амфиболизированными туфами с реликтовой витрокластической структурой. Кроме амфибола, актинолит-тремолитового ряда в породе присутствуют землистые агрегаты эпидота, альбит, хлорит, кварц. Выше по разрезу породы становятся бурыми. В составе их появляется монтмориллонит. В верхней зоне коры выветривания главным минералом является каолинит, присутствует гидрогетит, отмечается небольшая примесь монтмориллонита и доломита. Переход от монтмориллонитовой зоны в каолининовую постепенный. Доломит образует сферолитовые стяжения, замещающие продукты выветривания.

В скв. 4576 мощность коры выветривания 4 м. В нижней части разреза глинистые продукты выветривания сложены монтмориллонитом, хлоритом, гидрослюдой. Породы зеленовато-серые с многочисленными бурыми прожилками гидроокислов железа, вверх по разрезу сменяются желтовато-бурыми гетит-каолининовыми образованиями. В скв. 4509 мощность коры выветривания достигает 6 м, в том числе на долю каолининовой зоны приходится 5 м. Выветриванию подвергнуты зеленовато-серые зеленокаменно-измененные эффузивы с реликтовой порфировой структурой и миндалекаменной текстурой. Основная масса пород представляет агрегат землистого эпидота, мелкозернистого альбита, актинолита с примесью хлорита, с.рицита, сфена. По данным рентгеноструктурного и термического анализов выделяется нижняя хлорит-вермикулитовая зона мощностью не более 1 м. Породы верхней гетит-каолининовой зоны охристо-желтые, довольно мягкие, жирные наощупь. Основной минерал зоны — каолинит, присутствует гетит. По всему разрезу гетит-каолининовой зоны развивается тонкоигльчатый мусковит.

Кора выветривания на пестроцветных верхнедевонских глинах изучена в скв. 3524 на Залужемском участке. Мощность коры не превышает 5–6 м. Верхнедевонские пестроцветные алевроитовые глины залегают на монтмориллонит-хлоритовых продуктах выветривания амфиболитизированных сланцев. Глины бурые с прослоями болотно-зеленого цвета, плотные, неслоистые. Вверх по разрезу глины постепенно светлеют, приобретают охристо-желтый оттенок, становятся жирными наощупь. На дифрактограммах интенсивные отражения монтмориллонита, характерные для разреза глин, постепенно уменьшаются, в верхней части разреза монтмориллонит сменяется смешанно-слоистым образованием типа гидрослюда–монтмориллонит. В самой верхней части разреза сохраняются лишь следы монтмориллонита, преобладающим минералом становится каолинит, появляется гетит. В гетит-каолинитовой зоне алевроитовая примесь кварца в глинах почти полностью замещена глинистым веществом.

Для изученных довизейских кор выветривания Северо-Онежского района характерна одна особенность: интенсивные изменения верхних зон коры выветривания, подстилающих бокситовую толщу. Эти изменения обусловлены сложными процессами минералообразования в перекрывающей кору выветривания бокситовой толще. К наиболее характерным изменениям продуктов выветривания относятся: цеолитизация, эпидотизация, окварцевание, доломитизация, развитие гипса, талька. Подобные изменения верхних зон коры выветривания особенно интенсивны в полосе распространения цеолитсодержащих бокситовых пород на Залужемском участке. Цеолитизация продуктов выветривания отмечается в самой северо-западной части Залужемского участка. Бокситовая толща залегает здесь на коре выветривания хлорит-амфиболовых сланцев. На данном участке впадина, выполненная бокситовой толщей переходит в узкий желоб, прорезающий кристаллический фундамент. В бортовых частях прогиба монтмориллонитизированные продукты выветривания имеют мощность 2–4 м. В центральной части в скв. 3523 мощность коры увеличивается до 11 м, в верхней части ее отмечается каолинизация. В рассматриваемой скважине продукты выветривания цеолитизированы на глубину 10 м от основания бокситовой толщи. Здесь по выветрелым монтмориллонитизированным и каолинизированным сланцам развиты сферолитовые стяжения лучистого натролита размером 1–3 мм. В отдельных участках они замещены доломитом. В бортовых частях прогиба в скв. 3525, 3681, 3521 монтмориллонитовые продукты выветривания замещены цоизитом.

В скв. 3628 преобразованная кора выветривания амфибол-хлоритовых сланцев мощностью около 8 м перекрыта бокситовыми породами с цеолитами в основании. В разрезе коры выветривания относительно слабо измененные зеленовато-бурые рассланцованные породы монтмориллонит-хлоритового состава постепенно сменяются вверх по разрезу монтмориллонитовыми. Породы монтмориллонитовой зоны бурые, более мягкие, содержат мелкие сферолитовые стяжения доломита. На дифрактограммах отмечается интенсивное отражение монтмориллонита с $d = 14,4 \text{ \AA}$, которое при насыщении глицерином увеличивается до

17,6 Å. Присутствие анальцима по всему разрезу коры выветривания фиксируется на дифрактограммах благодаря отражению 5,6 Å. Монтмориллонитизированные продукты выветривания разъедаются кроме того мелкозернистым агрегатом кварца и гипса.

К подобному преобразованному типу относится кора выветривания изученная в скв. 3537, расположенной в северо-западной оконечности Залужемского участка. Мощность коры выветривания 5 м. Она перекрыта бокситовыми породами с микросферолитовой структурой, содержащими цеолиты. В основании разреза залегают зеленовато-серые довольно крепкие рассланцованные породы. Пятнистая текстура обусловлена развитием мелкочешуйчатого талька в виде округлых пятен. Среди мелкочешуйчатой массы талька присутствуют реликты амфибола, для которого характерны на дифрактограммах слабые отражения 8,3 Å. Хлорит слабо плеохроирует в бледно-зеленых тонах. Для него характерны на дифрактограммах интенсивные отражения с нормальными значениями межплоскостного расстояния 13,8–14,3; 7,10; 4,75; 2,85 Å. Тальк мелкочешуйчатый очень слабо плеохроирует в желтовато-зеленоватых тонах. На дифрактограммах присутствуют сильные отражения с максимумом интенсивности при 9,3 и 3,11–3,13 Å. С тальком постоянно ассоциирует доломит, образуя сложные взаимопорастания. Выше по разрезу зеленовато-серые породы буреют, исчезают рефлекссы хлорита, отмечается присутствие талька и гетита. В самой верхней части изученного разреза коры выветривания среди бурой тальк-гетитовой массы присутствуют радиально-лучистые сферолитовые стяжения доломита. Отдельные участки породы замещены анальцимом.

ВЫВОДЫ

1. В пределах Северо-Онежского бокситового района распространены додевонские и довизейские коры выветривания.

2. Додевонские коры выветривания характеризуются незначительной мощностью, монтмориллонитовым и хлорит-монтмориллонитовым составом продуктов выветривания.

3. Довизейские коры выветривания широко распространены, имеют зональное строение и относятся к каолинитовому типу. Коры выветривания развиты по породам различного состава: кристаллическим сланцам фундамента, аргиллитоподобным глинам валдая, пестроцветным верхнедевонским глинам.

4. Верхние зоны довизейских кор выветривания, подстилающие бокситовую толщу, подвергнуты цеолитизации, окварцеванию, цоизитизации, доломитизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. А.П. Афанасьев, М.М. Ермолаев. Минералогия древней коры выветривания на восточном склоне Балтийского щита. — Изв. Карельского и Кольского ФАН СССР, 1958, № 5.

2. *Ф.А. Киреев, Р.А. Бочко.* Древняя кора выветривания и связь с ними бокситов Северо-Онежского района. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 14, М., "Наука", 1974.
3. *Ф.А. Киреев.* Латеритная кора выветривания Северо-Онежского бокситоносного района. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., "Наука", 1975.
4. *А.И. Кривцов.* Некоторые данные о древней коре выветривания восточного склона Балтийского щита. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 16.
5. *К.Н. Грубина.* Древняя латеритная кора выветривания в районе Северо-Онежских месторождений бокситов. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.

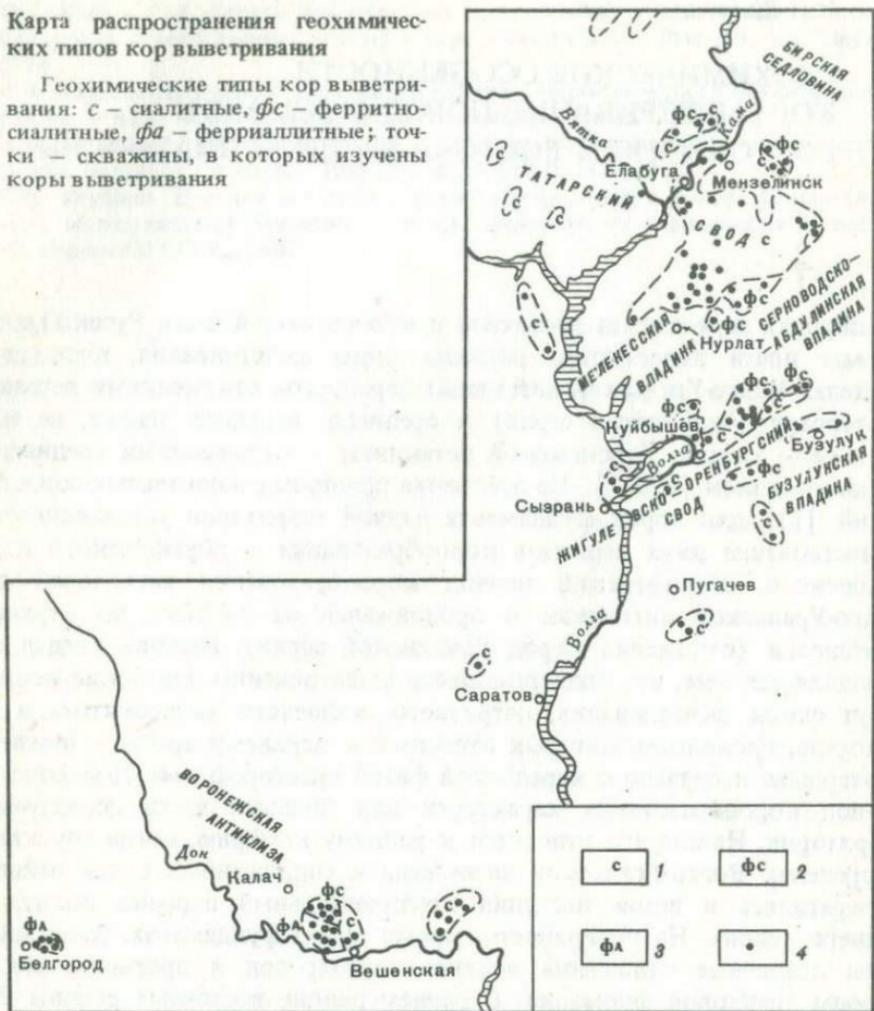
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОРОД ФУНДАМЕНТА ВОСТОКА И ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На породах фундамента восточной и юго-восточной части Русской платформы почти повсеместно развиты коры выветривания, которые в пределах Волго-Уральской антеклизы перекрыты отложениями верхнего протерозоя (бавлинская серия) и среднего, верхнего девона, на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы — отложениями среднего и верхнего девона [2, 6, 7]. На основании принципа региональных сопоставлений [11] для пород фундамента данной территории устанавливается существование двух периодов корообразования — дорифейского и додевонского. Дорифейский период корообразования характерен для Волго-Уральской антеклизы и продолжался от нижнего до верхнего протерозоя (отложения пород бавлинской серии). Нижний предел его определяется тем, что подвергавшиеся выветриванию архейские породы несут следы окварцевания, натриевого, калиевого метасоматоза и диафтореза, проявление которых относится к верхнему архею — нижнему протерозою и связано с карельской фазой диасторофизма. Додевонский период корообразования характерен для большей части исследуемой территории. Начало его относится к раннему кембрию, когда опускания в пределах Волго-Уральской антеклизы и сопряженных с ней районов прекратились и вновь наступил континентальный перерыв вплоть до раннего девона. На поверхность, кроме пород фундамента, были выведены осадочные отложения верхнего протерозоя и прорывающие их породы трапповой формации. В раннем девоне восточные районы Русской платформы характеризуются интенсивным прогибанием в связи с формированием Прикаспийской синеклизы. Области прогибания кратковременно заливаются морем, происходит эрозия кор выветривания, сокращаются площади наиболее возвышенного положения суши, что не способствует формированию достаточно хорошо химически проработанной коры выветривания с четким зональным профилем. Опускания и трансгрессия моря продолжаются в течение всего среднего и до франского века верхнего девона, в котором вся территория востока и юго-востока Русской платформы была перекрыта осадочными образованиями.

Продукты выветривания пород фундамента имеют значительное сходство минерального и химического составов и различаются в основном количественными соотношениями отдельных минералов и их распределением. В профилях выветривания выделены общие зоны: начальных, промежуточных и конечных продуктов выветривания, название которых определяется для каждого конкретного случая по новообра-

Карта распространения геохимических типов кор выветривания

Геохимические типы кор выветривания: *с* – сиалитные, *фс* – ферритно-сиалитные, *фа* – ферриаллитные; точки – скважины, в которых изучены коры выветривания



зованным глинистым минералам. Разнообразие промежуточных зон обусловлено составом материнских пород и локальными геохимическими факторами среды. Исходя из характера и степени изменения первичных пород, среди изученных кор выветривания выделены геохимические типы: сиалитные, ферритно-сиалитные и ферриаллитные и составлена карта их распространения, указывающая на преобладание сиалитных кор выветривания, спорадическое развитие ферритно-сиалитных по всей территории и ферриаллитных на юго-востоке Воронежской антеклизы (рис. 1).

Дорифейская неметаморфизованная кора выветривания архейских гнейсов в виде останцов сохранилась в местах погружавшихся участков сводов, где смена корообразования осадконакоплением происходила особенно быстро (северо-восточное, восточное и юго-восточное погружения Татарского и Жигулевского-Оренбургского сводов). Площадное распространение ее, присутствие гидрогетит-каолининовой зоны

в верхних, сохранившихся от размыва, частях разрезов, кварцевый состав песчаников и алевролитов бавлинских отложений, непосредственно перекрывающих кору выветривания, а также преобладание каолинита в цементе песчаных пород и в составе аргиллитов свидетельствуют о широком развитии каолиновых зон в дорифейской коре выветривания и глубоком химическом разложении пород фундамента в добавлинское время. Дорифейская кора выветривания гнейсов на начальных стадиях выветривания характеризуется преобладающим выносом кальция и натрия, входящих в основном в состав плагиоклазов, которые как показывают исследования, разрушаются в первую очередь (табл. 1). Магний, калий и двухвалентное железо в промежуточных зонах коры выветривания накапливаются, в конечных — выносятся. Это обусловлено тем, что указанные компоненты входят в состав новообразованных глинистых и неполностью разложившихся первичных минералов, а кальций и натрий не образуют устойчивых соединений в зоне гипергенеза. Увеличение содержания магния, калия и закисного железа в промежуточных зонах отмечается для большинства докембрийских кор выветривания, как несущих следы метаморфизма, так и неметаморфизованных [4, 5, 8]. Вынос кремнезема наблюдается в каждой из зон — и в промежуточной составляет 22%, в конечной — 16%, в целом 38%.

Наименее подвижными в профиле дорифейской коры выветривания являются титан, алюминий и окисное железо, содержания которых постепенно увеличиваются: TiO_2 от 22 и Al_2O_3 от 351 мг/см³ в неизмененных гнейсах до 43 и 491 мг/см³ соответственно в верхних зонах. Вычисленные ряды относительной геохимической подвижности компонентов [9] выглядят следующим образом: для промежуточной зоны — $Na > Ca > Si > K > Ti > Al > Fe^{3+} > Mg > Fe^{2+}$, для конечных продуктов выветривания $Na > Ca > Mg > K > Si > Fe^{2+} > Al > Ti > Fe^{3+}$. Накопление окисного железа от 29 в исходных гнейсах до 179 мг/см³ в гидротит-каолиновой зоне указывает на окислительную обстановку формирования кор выветривания в нижнем—среднем протерозое, что является одним из главнейших факторов выветривания в докембрии [13]. Дорифейская кора выветривания относится к ферритно-сиалитному геохимическому типу.

Коры выветривания перекрытые осадочными отложениями среднего и верхнего девона имеют почти повсеместное площадное распространение, развиты на различных по составу породах фундамента и характеризуются разнообразием в поведении порообразующих компонентов в промежуточных зонах. Среди пород фундамента, подвергшихся выветриванию в додевонский период корообразования выделены две группы пород, различающиеся профилями выветривания: I — плагио- и высокоглиноземистые гнейсы, граниты, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы; II — амфиболиты, габбро, габбро-нориты, биотит-амфиболовые и пироксен-биотитовые гнейсы. Додевонские коры выветривания пород I группы относятся к сиалитному, реже ферритно-сиалитному геохимическим типам. На начальных стадиях выветривания в них, так же как и в дорифейской коре, наиболее подвижными являются натрий и кальций. Промежуточные зоны также характеризуются повышенны

Таблица 1

Химическая характеристика пород дорифейской коры выветривания биотит-плагноклазовых гнейсов

Компонент	Вес. %			Количество вещества, мг/см ³		
	92	94	95 ^б	92	94	95 ^б
SiO ₂	67,94	57,44	51,26	1814	1401	1178
TiO ₂	0,85	1,10	1,90	22	26	43
Al ₂ O ₃	13,18	16,53	21,37	351	403	491
Fe ₂ O ₃	1,10	1,64	7,79	29	40	179
FeO	3,03	9,00	2,84	81	219	65
MnO	0,06	0,12	0,03	2	3	0,6
MgO	2,96	4,59	0,89	79	112	20
CaO	2,41	0,44	0,60	64	11	13
Na ₂ O	1,41	0,40	0,49	37	9	11
K ₂ O	3,66	4,14	2,80	97	101	64
H ₂ O ⁻	0,77	1,33	1,12	20	32	25
H ₂ O ⁺	2,31	3,45	8,70	61	84	200
P ₂ O ₅	0,09	0,10	0,06	2	2	1
П.п.п.	0,50	—	—	13	—	—
С у м м а	100,27	100,28	99,85	2671	2446	2290
Объемный вес, г/см ³	2,67	2,44	2,30			
Пористость, %	0,39	9,65	14,18			

Обр. 92 — неизменный гнейс, глубина 1754 м, обр. 94 — из каолинит-гидро-
слюдистой с монтмориллонитом зоны, глубина 1750 м, обр. 95^б — из гидрогетит-
каолинитовой зоны, глубина 1745 м.

ми содержаниями магния, калия и закисного железа, которые наследуются новообразованными глинистыми минералами — гидробиотитом, гидрочлоритом, смешанно-слойнными, гидрослюдой и другими, с одной стороны, и входят в состав неразложившихся темноцветных минералов, — с другой. Верхние зоны характеризуются усреднением минерального и химического составов за счет дальнейшего выноса щелочей, щелочно-земельных компонентов и частично кремнезема, входящего в основном в состав алюмосиликатов, реже кварца, а также накоплением глинозема и титана (табл. 2). Последние обнаруживают подвижность в средних зонах.

Поведение окисного железа отражает окислительно-восстановительные условия среды, которые, по-видимому, менялись неоднократно как при формировании коры выветривания, так и при проявлении наложенных процессов сидеритизации, шамозитизации, пиритизации, что приводило к увеличению FeO, MgO, CaO, CO₂ и других компонентов и уменьшению Fe₂O₃. В целом же для додевонской коры выветривания

Таблица 2

Химическая характеристика пород додевонской коры выветривания гранат-биотитовых гнейсов

Компонент	Вес. %				Количество вещества, мг/см ³			
	67	69	71	73	67	69	71	73
SiO ₂	66,35	55,85	49,00	46,86	1917	1407	1097	992
TiO ₂	0,28	0,62	0,50	0,65	9	15	13	16
Al ₂ O ₃	17,15	18,84	19,19	26,22	469	474	429	555
Fe ₂ O ₃	2,28	3,87	1,91	1,85	77	97	42	21
FeO	4,13	8,15	9,23	7,15	113	205	206	151
MnO	0,01	—	0,32	0,11	2	—	7	4
MgO	2,55	3,93	2,36	1,43	69	99	52	30
CaO	1,42	1,89	0,94	0,64	39	47	21	13
Na ₂ O	1,73	1,53	0,35	0,31	47	38	7	6
K ₂ O	2,81	3,01	2,30	1,60	77	75	51	34
C	—	—	0,14	0,47	—	—	3	10
CO ₂	—	1,01	5,40	3,15	—	26	120	67
H ₂ O ⁻	—	—	0,56	0,88	—	—	12	18
H ₂ O ⁺	1,27	1,76	8,20	9,32	34	44	182	197
С у м м а	99,98	100,46	100,40	100,61	2853	2493	2242	2114
Объемный вес, г/см ³	2,74	2,52	2,24	2,13				
Пористость, %	0,66		19,71	22,90				

Обр. 67 — неизменный гнейс, обр. 69—71 — из гидрослюдисто-гидрохлорито-каолининовой зоны, обр. 73 — из каолининовой с гидрослюдой зоны.

пород I группы характерно низкое содержание окисного железа и преобладание его выноса, за исключением профилей выветривания кварцево-слюдистых сланцев и двуслюдяных гнейсов юго-восточного склона Воронежской антеклизы, где отмечается накопление Fe₂O₃, что сближает их с корами выветривания амфиболитов и габбро-норитов этого района. Ряды интенсивности выноса породообразующих компонентов в коре выветривания гнейсов, гранитов, гранито-гнейсов и кристаллических сланцев следующие: промежуточные зоны — Na > Ca > K > Si > Fe³⁺ > Al > Fe²⁺ > Mg > Ti, конечные зоны — Na > K > Fe³⁺ > Mg > Ca > Fe²⁺ > Si > Al > Ti. Вынос кремнезема составляет 34—40% (в основном за счет разрушения алюмосиликатов в промежуточных зонах), что приводит к образованию сиалитных кор с высоким содержанием кварца (5—20%) или ферритно-сиалитных в случае накопления окисного железа.

Додевонские коры выветривания амфиболитов, габбро-норитов и других пород II группы в нижних и средних частях разрезов характери-

Таблица 3

Химическая характеристика пород додевонской коры выветривания амфиболитов

Компонент	Вес. %						Количество вещества, в мг/см ³					
	278	283	289	291	298	301	278	283	289	291	298	301
SiO ₂	51,58	40,98	47,84	46,80	42,84	37,20	1449	1056	898	870	816	741
TiO ₂	0,60	0,90	1,00	1,10	0,92	1,37	16	23	18	21	17	30
Al ₂ O ₃	15,75	18,35	17,46	22,10	31,98	32,29	442	472	327	411	609	629
Fe ₂ O ₃	5,17	1,29	7,59	9,39	9,62	11,92	145	33	142	174	183	237
FeO	7,05	3,16	2,07	0,89	0,68	0,11	198	81	38	16	13	10
MnO	0,05	0,41	0,20	0,11	0,10	0,10	2	10	4	2	2	1
MgO	5,16	2,44	5,02	2,11	0,45	0,10	145	62	94	39	8	2
CaO	10,13	16,92	2,38	2,78	1,14	0,50	284	436	44	51	22	2
Na ₂ O	1,12	0,26	0,24	0,30	—	—	31	6	4	5	—	—
K ₂ O	1,13	2,53	1,07	1,52	0,17	0,18	31	65	20	28	3	1
C	—	0,05	0,55	0,05	0,05	0,05	—	1	10	1	1	1
CO ₂	—	9,80	0,05	—	0,05	0,08	—	253	1	—	1	1
H ₂ O ⁻	0,39	0,48	7,72	5,20	0,80	1,20	11	12	145	96	15	23
H ₂ O ⁺	1,85	2,18	7,44	8,20	11,40	14,60	52	56	139	152	217	310
Сумма	99,98	99,75	100,63	100,55	100,21	99,70	2806	2566	1884	1866	1906	1987
Объемный вес, г/см ³	2,81	2,57	1,89	1,87	1,91	1,99						
Пористость, %	0,88	6,55	29,64	32,01	36,50	32,22						

Обр. 278 — свежий амфиболит, обр. 283—289 — из гидрослюдисто-монтмориллонитовой зоны, обр. 291 — из каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовой зоны, обр. 298—301 — из гидрогетит-каолинитовой со свободными окислами алюминия.

зуются преобладающим выносом натрия, магния, закисного железа, кальция (табл. 3). Судя по интенсивности выноса этих компонентов и петрографическим наблюдениям, разрушение пироксенов, оливина, роговой обманки происходит ранее плагиоклазов или одновременно с ними. Анализ геохимических данных по профилям выветривания пород II группы показывает на скачкообразное изменение содержаний глинозема и титана в зоне промежуточных продуктов выветривания. Отмечается уменьшение количества Al_2O_3 и TiO_2 соответственно от 472 до 327 и от 25 до 18 мг/см³, а затем увеличение до 411 и 21 мг/см³, что можно объяснить подвижностью их в коре выветривания. Подвижность алюминия зависит от щелочности среды и того обстоятельства, что для новообразованных глинистых минералов необходимо разное молекулярное количество алюминия. Так, для образования монтмориллонита его нужно меньше, чем для гидрохлорита или гидрослюд. Образующийся при этом избыток алюминия может незначительно мигрировать и связываться с кремнеземом в той или иной части промежуточных зон в каолинит, так как даже следы алюминия могут вызвать осаждение коллоидального кремнезема [10]. Подвижность титана обусловлена тем, что при разрушении исходных силикатных минералов, содержащих двуокись титана, происходит ее освобождение и некоторая миграция вплоть до образования новых глинистых минералов, которые ее адсорбируют. Собственно титановые минералы (ильменит, сфен и др.) накапливаются в коре выветривания, а не разрушаются [1, 3, 12].

Более щелочная среда средних частей разрезов кор выветривания амфиболитов и габбро-норитов юго-востока Воронежской антеклизы обусловила преимущественное развитие монтмориллонитовых (гидрослюдисто-монтмориллонитовых) зон по сравнению с гидрохлоритовыми (гидрослюдисто-гидрохлоритовыми) зонами в корах выветривания аналогичных пород на Волго-Уральской антеклизе. Характерно, что и вынос кремнезема (45–51%) в коре выветривания пород II группы значительно выше выноса его (34–40%) при выветривании гранитов, гнейсов и других пород I группы, что делает более благоприятными для образования бокситов в додевонский период основные породы.

Окисное железо слабо подвижно в промежуточных зонах, но повсеместно, так же как и титан, и алюминий, накапливается в верхних. Вычисленные коэффициенты геохимической подвижности компонентов позволяют расположить их в следующие ряды: для промежуточных зон — $Na > Mg > Fe^{2+} > Ca > Si > Fe^{3+} > Al > Ti > K$ (в порядке убывания миграционной способности), для конечных зон — $Na > Fe^{2+} > Mg > Ca > K > Si > Al > Fe^{3+} > Ti$. Сравнивая геохимические особенности додевонских кор выветривания гнейсов, гранитов, гранито-гнейсов, кристаллических сланцев, с одной стороны, и амфиболитов, габбро, габбро-норитов, с другой, — видим, что при большей основности породы, подвергающейся выветриванию, раньше происходит разделение глинозема и кремнезема, увеличивается интенсивность выноса последнего при прочих равных условиях, что способствует образованию свободных окислов алюминия.

Рассмотренные коры выветривания пород II группы относятся к ферритно-сиалитному (Волго-Уральская антеклиза) и ферриаллитному (юго-восток Воронежской антеклизы) геохимическим типам и в верхних частях имеют гидрогетит-каолининовый или гидрогетит-каолининовый со свободными окислами алюминия состав. Додевонские коры выветривания пород фундамента, перекрытые различными горизонтами осадочных отложений эйфельского, живетского, франского ярусов имеют в верхних, сохранившихся от размыва, частях разрезов преимущественно каолининовый или гидрогетит-каолининовый состав, характеризуются одинаковой направленностью геохимических процессов, что указывает на единый период их образования в пределах востока и юго-востока Русской платформы. Сопоставление дорифейской и додевонской кор выветривания гнейсов Волго-Уральской антеклизы свидетельствует о сходстве стадийных геохимических и минеральных преобразований в процессе выветривания и, следовательно, близких физико-химических условиях их формирования в протерозое и фанерозое.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Е.Т. Бобров*. Геохимические особенности поведения алюминия, кремния, железа и титана в месторождениях бокситов Енисейского кряжа. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород, М., "Наука", 1970.
2. *Е.Т. Бобров, И.Г. Щипакина*. Восток и юго-восток Русской платформы. — В кн.: Додевонские коры выветривания Русской платформы. М., "Наука", 1969.
3. *Г.И. Бушинский*. Титан в осадочном процессе. — Литология и полезные ископаемые, 1963, № 2.
4. *В.К. Головенко*. Докембрийские коры химического выветривания, их особенности и методика литолого-геохимического изучения. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975.
5. *А.С. Корякин*. К вопросу о докембрийских корах континентального выветривания. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 2, 1967.
6. *Т.А. Лапинская, Е.Г. Журавлев*. Погребенная кора выветривания кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и ее геологическое значение. М., "Недра", 1967.
7. *С.В. Левченко, Е.Т. Бобров, Ф.Я. Волочаев, И.Г. Щипакина*. Докембрийские коры выветривания Русской платформы, условия их образования и перспективы рудоносности. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975.
8. *А.С. Махнач, Н.Н. Левых*. Литология и геохимия кор выветривания развитых на кристаллическом фундаменте Белоруссии. 1973.
9. *Б.М. Михайлов*. Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания. — В кн.: Исследование и использование глин. Львов, 1958.
10. *Го Окамото* и др. Свойства кремнезема в воде. — В кн.: Геохимия литогенеза. ИЛ, 1963.
11. *В.П. Петров*. Основы учения о древних корах выветривания. М., "Недра", 1967.
12. *А.Б. Ронов, А.А. Мигдисов*. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. Геохимия, 1965, № 2.
13. *А.В. Сидоренко*. Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975.

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА БОКСИТОВ БЕЛГОРОДСКОГО РАЙОНА КМА

Бокситы Белгородского рудного района КМА являются своеобразными высокоглиноземистыми образованиями, не имеющими аналогов на территории СССР. Своеобразие их заключается прежде всего в особенностях их формирования. Субстратом бокситов являются в основном углисто-слюдистые сланцы с невысокой степенью метаморфизма и относительно невысоким (20–40%) содержанием кварца. Образование белгородских бокситов тесно связано с формированием двух кор выветривания более древней гидрослюдисто-каолинитовой и более молодой (латеритной). При формировании более древней коры происходил интенсивный вынос из пород свободной кремнекислоты, вследствие чего на железистых кварцитах образовались мощные залежи богатых железных руд, а на сланцах — рыхлые глиноподобные массы гидрослюдисто-каолинитового состава. Тот факт, что богатые железные руды встречаются под осадками девона, указывает на то, что доглиноземная кора образована в додевонское время. Результаты изучения кор выветривания изложены в ряде публикаций [1]. С.И. Чайкин [1] рассматривает образование коры выветривания на железистых кварцитах и сланцах как единый непрерывный процесс, продолжавшийся в основном с конца верхнего девона до нижнего карбона, и считает, что наиболее интенсивный процесс образования богатых железистых руд происходил в турнейское, а процессы бокситизации — в визейское время. А.П. Никитина [3] начало корообразования относит к верхнему протерозою, а окончание — к визе, сособо интенсивными процессами бокситизации в яснополянское время. Она выделяет несколько разновозрастных кор: дойфельскую, доверхнедевонскую, довизейскую и доюрскую. В.Н. Клекль [2], как и А.П. Никитина, рассматривает процессы корообразования в интервале времени от верхнего протерозоя до нижнего карбона, с наиболее интенсивными процессами бокситизации в ранневизейское время. В процессе корообразования он выделяет четыре самостоятельных этапа: окисление и маршалитизация пород, выщелачивание кварца, образование каолинового, а затем и образование латеритного профилей. Два верхних этапа, приведшие к образованию богатых железистых руд, В.Н. Клекль относит к длительному интервалу (верхний протерозой — ордовик), причем оба процесса разновозрастны. Каолиновый профиль образован в позднем девоне, а латеритный — в ранневизейское время.

Не вызывает сомнения, что корообразовательные процессы на территории района были развиты еще в нижнем протерозое до отложений пород курской метаморфической серии. Об этом свидетельствуют наход-

ки метаморфизованных кор выветривания на породах михайловской серии, нижнепротерозойских гранитоидах и др. Детальное изучение разрезов Белгородского бокситоносного узла позволяет в конечном счете выделить две стадии корообразования: доглиноземную и латеритную. Доглиноземная стадия корообразования охватила длительный период, от верхнего протерозоя до среднего девона, и характеризуется окислением, разрыхлением пород и выносом свободной кремнекислоты, проявлена наиболее интенсивно на железистых кварцитах и сланцах, особенно углисто-слюдистых. На изверженных и высокометаморфизованных породах вынос кварца происходил сравнительно в меньших количествах. Это объясняется прежде всего тем, что железистые кварциты и сланцы являются породами простого состава, содержащими два-три простых по составу породообразующих минерала. При рассмотрении механизма выноса кварца всеми исследователями весьма мало уделяется внимания наличию и состоянию углистого вещества в сланцах и сидерита в железных рудах, которые, по нашему мнению, играли большую роль в усилении растворения и выноса кварца. На всех месторождениях района наблюдается прямая зависимость между количеством сидерита в железных рудах и углистого вещества в сланцах и мощностью залежей богатых железных руд и бескварцевой гидрослюдисто-каолининовой коры выветривания. Исследования и практические наблюдения показывают, что процесс образования доглиноземной коры выветривания происходил в следующей последовательности: окисление сульфидов, магнетита, сидерита и углистого вещества — разрыхление пород — вынос кварца — образование глинистых минералов. В доглиноземной коре выветривания наблюдается следующая зональность: окисление и дезинтеграция пород, полный вынос кварца и образование каолинита и гидрослюды.

Мощность первой зоны по району весьма невыдержана даже в пределах небольших площадей и колеблется от десятков до сотен метров, что свидетельствует о длительности процесса. Характеризуется она интенсивным окислением и дезинтеграцией пород. В толщах железных руд окислению подвергаются сульфиды и сидерит с образованием гидроокислов железа и повышением кислотности растворов. Магнетит окисляется и переходит в мартит, окисляется часть силикатов, в первую очередь амфиболы с образованием хлорита и гидроокислов железа. Породообразующими минералами в первой зоне являются в различной степени измененные слюды и маршалитизированный кварц; каолинит встречается спорадически в небольших количествах. Пористость пород сверху увеличивается от 3—5 до 10—15%. Вторая зона характеризуется увеличением пористости пород от 10—15 до 30—35%. Подсчеты показывают, что пористость пород ниже объема выщелоченного кварца, причем эта разница в богатых железных рудах несколько выше за счет гравитационной усадки. В железных рудах происходило полное окисление магнетита, переход биотита в хлорит и полное разложение амфиболов, серицит и полевые шпаты (альбит) переходят в каолинит. Породы этой зоны имеют пепельно-серую или зеленовато-серую окраску, реликтовую сланцеватую текстуру. Они рыхлые глиноподобные, жирные наощупь.

По минералогическому составу это гидрослюдисто-каолинитовые, гидрослюдисто-хлоритовые или каолинит-хлоритовые породы. Наблюдается прямая зависимость между содержанием каолинита и гидрослюды второй зоны 8 и серицита и биотита в свежих породах. Для пород характерно резкое уменьшение щелочей снизу вверх и увеличение потерь при прокаливании.

Более молодая латеритная кора выветривания характеризуется разложением глинистых силикатов (в основном гидрослюд и каолинита) и полным или частичным выносом кремнекислоты, связанной в силикатах. Латеритная кора выветривания образуется в период бурного развития растительности, происходившего в средневизейское время. Под осадками бобриковского горизонта элювиальные бокситы не найдены, хотя в самих бобриковских и даже верхнетурнейских отложениях встречаются своеобразные, озерно-болотные бокситы, образование которых не обусловлено механическим переотложением вещества с латеритных кор выветривания. В латеритной коре выветривания В.Н. Клекль выделяет две зоны: каолинитовую и латеритную с подзонами аллитов, бокситов и вторичных аллитов. В.И. Сиротин [4] придерживался ранее таких же взглядов, но в дальнейшем каолинитовую зону он не выделяет. Исследования показывают, что выделение каолинитовой зоны является искусственным, ибо образование гидрослюдисто-каолинитовой зоны следует отнести к доглиноземной коре, не затронутой латеритным выветриванием. Сущность процесса латеритного выветривания, по В.И. Сиротину, представляется следующим образом: биотит, мусковит и серицит подвергались гидролизу с образованием гидрослюды, а затем по ним формировалось гелеморфное скрытокристаллическое близкое к каолиниту вещества "гелеморфный каолинит", по которому уже и развивается гиббсит и бемит. Допускается при этом развитие гиббсита и непосредственно по гидрослюдам. На гиббситовые и бемитовые породы накладывается гипергенный метасоматоз с образованием вторичной минерализации. Следовательно в латеритной коре происходит кристаллохимическое выветривание. Однако такие предположения противоречат следующим фактам. Продукты доглиноземного выветривания, перекрытые турнейскими и более древними отложениями, идентичны с теми, которые подстилают латеритную кору. "Гелеморфный каолинит" встречается только в корах выветривания по существу серицитовым сланцам. Геохимический анализ процессов формирования латеритной коры показывает, что они протекали при полном разрушении кристаллохимических связей. Метасоматические переходы гидрослюды и каолинита как в гелеморфный каолинит и непосредственно гиббсит, так и переход гелеморфного каолинита в гиббсит и бемит не доказаны, можно уверенно говорить только о вторичной гипергенной их природе.

Процессы, протекавшие в латеритной коре выветривания, по нашему мнению, носят химический характер с полным разрушением кристаллохимических связей и с последующим выносом кремнезема и щелочей. Процесс протекал в резко окислительной среде, при этом кремнезем выносился на 60—70% от общей массы. Характер минеральных ассоциаций, создающихся при этом, однако, тесно связан с минералогическим

составом материнских пород. Так, для кор выветривания существенно серицитовых сланцев характерно присутствие в качестве пороодообразующих гиббсита, бемита и каолинита, — существенно биотитовых сланцев — гиббсита, бемита и шамозита, а для сланцев с примесью рудных материалов еще и гидроокислов железа. Главную роль при минералообразовании в стадию диагенеза играли количества оставшейся кремнекислоты и наличие закисного и окисного железа. Таким образом, по интенсивности выноса кремнезема, связанного с глинистыми силикатами в латеритной коре выветривания, снизу вверх наблюдается следующая зональность: зона сравнительно незначительного (до 15%) выноса кремнезема (зоны первичных аллитов); зона существенного (60–70%) выноса кремнезема (зона бокситов); зона привноса кремнезема (зона вторичных аллитов — зона дебокситизации).

В соответствии со сказанным выше, в латеритной коре выветривания района встречаются: первичный, вторичный и измененные профили. Первичный неизменный профиль сохранился в участках, где бокситы перекрываются юрскими отложениями (Ольховатское месторождение), или в участках, где бокситы залегают под элювиальными богатыми железными рудами (Белгородский и Соловьевский участки Висловского месторождения). Первичными были красные или бурые бокситы преимущественно гиббситового состава со значительной примесью гидроокислов и окислов железа или каолинита. Образование их происходило в окислительный этап. Вторичный латеритный профиль возник в окислительно-восстановительном этапе при захоронении бокситов. Этот этап характеризуется бемитовым составом бокситов с образованием шамозита, сидерита, сульфидов и других минералов. Измененный латеритный профиль возник при привносе свободного кремнезема в латеритную кору, при перекрытии бокситов известняками михайловского и более молодых горизонтов визе. Если в латеритной коре имеется значительное количество железа, то гиббсит и бемит переходят сначала во вторичный шамозит, а потом в каолинит, при недостаточном количестве железа — непосредственно во вторичный каолинит. Таким образом, в минералогическом отношении процесс образования бокситов шел от гиббсита к бемиту и диаспору, в сторону накопления шамозита и каолинита, при этом качество бокситов в целом ухудшилось.

В свете изложенных представлений об условиях формирования элювиальных бокситов необходимо отметить, что действующая в настоящее время классификация типов бокситов (В.Н. Клекль, В.И. Сиротин и др.), основанная на анализе внешних признаков весьма громоздка, плохо увязана как с промышленными типами, так и с генетическими их особенностями. Среди генетических особенностей бокситов отчетливо выделяются: связь структурно-текстурного рисунка бокситов со сложением материнских пород (сланцев); связь структурно-текстурных особенностей бокситов с характером поверхности палеорельефа и мощности бокситов. В свою очередь среди бокситоносных сланцев района по структурно-текстурным признакам выделяются две группы пород: сланцы с относительно равномерным распределением выщелачиваемых компонентов в коре и слюды; сланцы с неравномерным распределением

выщелачиваемых компонентов и слюд. К первой группе относится основная масса сланцев белгородской серии. Это более молодые отложения, чем породы курской серии, имеют кварц-углисто-слюдястый, преимущественно биотитовый состав, слабо выраженную параллельную сланцеватость. Трещины кливажа здесь совпадают со сланцеватостью. Ко второй группе относятся полосчатые и ритмично-полосчатые сланцы средней курской свиты, тонкополосчатые с пloyчатой сланцеватостью и верхи белгородской серии. Среди типов поверхностей палеорельефа встречаются относительно ровные, склоновые, симметричные и асимметричные желоба. Относительно ровные плоскости поверхности палеорельефа в районе встречаются редко, и приурочены они обычно к межрудным сланцам с относительно небольшой мощностью. Склоновые поверхности имеют широкое распространение. Они сопровождают гряды поверхностей железистых пород как по висячему, так и лежащему бокам. Угол склона обычно незначительный, редко достигает 10—15°. Симметричные и асимметричные желоба имеют также широкое распространение. Расположены они на межрудных участках, кажущейся мощностью в несколько сотен метров. Величина склонов в желобах обычно 3—5°.

Латеритизация накладывалась на рыхлые, пористые (до 35%) каолинит-гидрослюдистые продукты выветривания доглиноземной коры. Характер физико-механического состояния этих пород predetermined структурно-текстурный облик элювиальных бокситов. На сланцах с относительно равномерным распределением породообразующих минералов (I группа) образовывались так называемые псевдобобовые бокситы. Размер псевдобобовин здесь находится в прямой зависимости от размерности зерен и агрегатных скоплений в субстрате. На сланцах с дифференцированным (полосчатым) распределением породообразующих минералов (II группа) образовывались псевдобрекчиевидные бокситы. Характер проявления брекчированности пород зависит от размеров полос и четкости выделения породообразующих минералов в отдельные прослои. Поверхность палеорельефа также оказывает существенное влияние на формирование структурно-текстурного рисунка бокситов. От ее характера зависело направление и интенсивность просачивания поверхностных вод, а следовательно, интенсивность разложения глинистых силикатов и выноса кремнекислоты, связанной в них. По этому признаку условно можно выделить в латеритном профиле следующие зоны спокойной инфильтрации и выноса кремнезема, интенсивной инфильтрации и выноса кремнекислоты, пониженной инфильтрации и уплотнения пород, вторичного обогащения, дебокситизации. Первая зона расположена в местах с относительно ровной поверхностью палеорельефа. Здесь образуются высокопористые бокситы с относительно однородным составом псевдобобовин. Количество псевдоцемента имеет резко подчиненное значение. Во второй зоне образуются губчатые или щелевидные разности бокситов. Здесь псевдоцемент составляет каркас породы, а псевдобобовины практически выщелочены. Третья зона характеризуется плотными разностями бокситов, где количество псевдобобовин и псевдоцемента находится примерно в равных соотношениях. Зона вторичного обогащения имеет более позднее происхождение. Своим

образованием она обязана выполнению пор, пустот, трещин вторичным гиббситом или бемитом. Она иногда заходит в зону первичных аллитов и даже каолинит-гидрослюдистых пород (доглиноземную кору). Интенсивность новообразования обычно находится в прямой зависимости от мощности бокситовой зоны.

Зона дебокситизации образуется при привносе кремнезема. Порода здесь обычно уплотняется, первоначальный структурно-текстурный рисунок бокситов размывает, порода приобретает реликтивно-псевдобобовую, реликтивно-псевдобрекчиевидную текстуру. При интенсивном развитии процесса порода имеет яшмовидный облик. Таким образом, наиболее высококачественные бокситы, соответствующие байеровским по промышленной классификации типов, приурочены к двум первым зонам.

Так как в довизейское время каолинит-гидрослюдистая кора покрывала практически все породы, имеющие в своем составе слюды и другие минералы, содержащие глинозем, то потенциально бокситоносными являются все эти породы. Однако бокситы встречаются не повсеместно. Главным в образовании бокситов является характер довизейского рельефа и наличие зон дренажа, обеспечивающие накопление продуктов латеритного выветривания и их последующей сохранности. Такие условия устанавливаются при достаточно расчлененном рельефе возле поступающих на поверхности гряд высокопористых богатых железных руд и сильно закарстованных карбонатных пород. Особо благоприятные условия в районе наблюдаются в более молодом комплексе пород белгородской серии: горизонтально залегающая толща пород с пачками переложенных железных руд.

ВЫВОДЫ

В образовании коры выветривания в Белгородском районе наблюдаются два этапа: доглиноземный и латеритный.

В латеритной коре выделяется два профиля: гиббситовый (первичный) и бемитовый (вторичный). Минеральный состав и текстура бокситов находится в прямой зависимости от субстрата и характера палеорельефа. Наиболее перспективными являются участки переслаивания пластов богатых железных руд и сланцев.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология, вещественный состав и генезис бокситов Белгородского района КМА. Воронеж. Изд-во ВГУ, 1972.
2. В.Н. Клекль. Древние коры выветривания КМА и перспективы работ на бокситы. — Литология и полезные ископаемые, 1969, № 5.
3. А.П. Никитина. Древние коры выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. Т. 1968.
4. В.И. Сиротин. Минералогические типы и условия образования белгородских бокситов. — В кн.: Генезис бокситов, 1966.
5. С.И. Чайкин. О генетической природе бокситов района КМА. — В кн.: Генезис бокситов. М., 1966.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ УЛУТЕЛЯКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Улутелякское месторождение находится в 80 км к востоку от Уфы. А.В. Хабаков [6] первый дал описание этого месторождения в печати. Он считал, что марганцевые руды Улутелякского месторождения являются карбонатными, окисленными на выходах. Марганцевоносные известняки им выделены и улутелякскую свиту кунгуро-уфимского возраста трансгрессивно залегающую на кунгурских, артинских и даже верхнекаменноугольных отложениях. Он отмечал наличие аналогичных пород среди гипсов кунгурской толщи. Марганцовистые известняки А.В. Хабаков относил к озерно-лагунным отложениям, образовавшимся в условиях спокойных вод опресненного бассейна. Лишь в результате работ 1968—1970 гг., проведенных Ф.Г. Давлетовым и А.А. Макушиным [3], установлено, что улутелякская свита имеет нижнекунгурский возраст и сложена она регрессивной сульфатной толщей, в которой встречено два трансгрессивных пласта карбонатных пород, несущих марганцевые руды. Месторождение находится на сочленении восточной части Русской платформы и Предуральяского прогиба, в месте осложнения его Каратаусским структурным комплексом.

Самыми древними породами, вскрытыми скважинами и обнажающимися в долинах рек и ручьев, являются артинские отложения нижней перми, среди которых выделяются детритусовые доломитистые известняки, по предварительным определениям Н.М. Кочетковой, нижнеартинского возраста (иргинские слои). На известняках без перерыва залегают органогенные глинистые доломиты и доломитовые известняки верхнеартинского подъяруса мощностью до 65 м. В кунгурское время продолжалась дальнейшая аридизация климата и развитие регрессии бассейна. В это время на территории Башкирского Приуралья образуется довольно мощная соленосная толща, в которой выделяется два горизонта: филипповский и иренский. Филипповский горизонт на площади месторождения сложен своеобразной толщей сульфатных пород с двумя пластами марганцевоносных карбонатных пород и названная А.А. Макушиным улутелякской свитой. Мощность свиты колеблется от 80 до 190 м. К западу улутелякская свита фациально сменяется филипповской свитой доломитов Уфимского плато мощностью 35—70 м. Разрез улутелякской свиты представляется в следующем виде (снизу вверх): 1) ангидритовые породы мощностью 35—40 м; 2) марганцевоносные карбонатные породы мощностью 4,5—5,3 м; 3) ангидрит мощностью 45—50 м и 4) марганцевоносные карбонатные породы мощностью до 8 м. Следов перерывов между ангидритами улутелякской свиты и подстилающими их породами не наблюдается.

ся. В восточной части месторождения происходит довольно резкое уменьшение мощности пластов ангидритов, но в связи с сильной закарстованностью этой части месторождения взаимоотношения между различными пластами установить не удалось. Далее к востоку наблюдается трансгрессивное залегание нижнего марганцевоносного пласта на верхне- и нижнеартинских известняках и доломитах, а на левом берегу р. Аши верхний марганцевоносный пласт залегает на размытой поверхности нижнего карбонатного пласта улутелякской свиты. Иренский горизонт (верхний кунгур) представлен иренской свитой карбонатно-сульфатного состава. На площади месторождения сохранилась лишь нижняя часть свиты, которая представлена пластом ангидритов мощностью до 70 м. Полная мощность свиты западнее месторождения достигает 240 м.

Залегające на ангидритах дырчатые известняки и доломитовые известняки, имеющие сохранившуюся мощность около 10 м, сопоставляются А.А. Макушиным с нижнелемезинской свитой, которая залегает, по В.Д. Наливкину [5], в основании иренской свиты. Изучение этих пород в керне скважин и в шлифах, а также их стратиграфическое положение убеждают, что эти известняки имеют иной возраст и происхождение. Нам представляется, что пустоты в них (по данным керна скважин) образовались за счет выщелачивания из известняков гнезд гипса, имеющих неправильную, сложную форму. Поэтому следует проверить, являются ли средним членом иренской свиты или, возможно относятся к туйской свите известняков В.Д. Наливкина. Кунгурские отложения на площади Улутелякского месторождения перекрыты чехлом песчано-глинистых отложений третично-четвертичного возраста, мощность которых изменяется от 0 до 120 м, часто они заполняют карстовые воронки и полости в ангидритах.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ПЛАСТОВ

В разрезе рудовмещающей улутелякской свиты среди ангидритов выделяются два пласта карбонатных марганцевоносных пород. В строении этих пластов имеется очень много общих черт. Прежде всего следует указать на трансгрессивный характер залегания обоих пластов на предшествующих отложениях в восточной части месторождения. В центре и на западе они без видимого перерыва залегают на подстилающих ангидритовых породах улутелякской свиты. Марганцевоносные пласты Улутелякского месторождения залегают довольно спокойно со слабым наклоном на запад-юго-запад. В строении первого марганцевоносного пласта на Улутелякском месторождении наблюдается закономерная смена типов пород по простиранию и по разрезу, являющаяся вещественным отображением палеогеографических условий для времени накопления осадка. В результате детального изучения керна буровых скважин и отдельных обнажений в пределах месторождения выделяется три типа разрезов (онколитовый, оолитовый, марганцовистый) известняков, фациально сменяющие друг друга с востока на запад.

Первый тип разреза — онколитовых известняков развит в восточной части месторождения, в области трансгрессивного залегания нижне-марганцевоносного пласта на артинских отложениях. В современном эрозионном срезе породы этого типа образуют отдельные останцы. В основании пласта залегает прослой онколитовых известняков мощностью 0,3—0,4 м. Выше залегают комковатые известняки, имеющие мощность 0,3 м. Онколитовые известняки серого, буровато-серого цвета со слабо проявленной слоистостью. На фоне микрозернистой массы породы четко выделяются цепочки крупных (до 1,5—2,0 см в поперечнике) онколитов. Замечено, что одни онколиты имеют уплощенную форму, другие — округлую, причем поверхность у них всегда неровная, бугристая. Под микроскопом отчетливо выделяется чередование во внутренних частях онколитов светлых и темных полосочек кальцита, при общем преобладании темных. Между полосками кальцита довольно часто наблюдаются прослойки глинистого материала. В центре онколитов иногда находятся мелкие уплощенные обломки породы по составу и текстурно-структурным особенностям идентичные цементирующей массе. В.П. Маслов [4] зональное строение онколитов, присутствие прослоев глинистого вещества объясняет периодическим изменением солености воды, сезонностью и временным пересыханием бассейна, что характерно для начальной стадии трансгрессии. Очень интересны онколиты со спиралевидными слойками. Онколитовые известняки состоят главным образом из карбонатов (до 85%) гидроокислов железа и марганца (до 5%) и алевро-пелитового материала (до 10%). Карбонат в известняках представлен кальцитом с небольшой изоморфной примесью MgO (до 1,5%) и MnO (до 1%). Нерастворимый остаток крупноонколитовых известняков составляет 12,44% породы. В состав его входят гидроокислы железа и марганца, составляющие до 16—40% нерастворимого остатка. Фракция размерностью более 0,01 мм составляет 10% от нерастворимого остатка, причем тяжелая фракция (в количестве 0,04%) представлена пиритом с единичными обломками циркона, рутила, сфена, амфибола и шариками вернадита. Легкая фракция, составляющая 9,96% нерастворимого остатка, состоит из обломков кварца (80%) и полевых шпатов (20%). Кварц в известняках встречается в виде окатанных и окатанно-угловатых зерен, размер их в 1,5 раза больше размеров зерен полевых шпатов. Полевые шпаты имеют таблитчатую форму, слабо выветрелые. Содержание марганца в известняках не превышает 2% и только в выветрелых разностях содержание его увеличивается до 3—5%. Комковатые известняки встречены в обнажении, где они сильно выщелочены и пропитаны гидроокислами железа и марганца.

Второй тип разреза оолитовый, фациально сменяет онколитовые известняки к западу. Он слагает полосу шириной от 1 до 4,5 км, протягивающуюся в меридиональном направлении. Полная мощность пласта в этом типе разреза, вероятно, около 5 м. Оолитовидный тип разреза развит в восточной части налегания нижнего пласта марганцевоносных известняков на подстилающие ангидриты, в области широкого развития карста. Марганцевоносный пласт в этой фации сложен переслаивающимися оолитовыми и пелитоморфными известняками. Мощность прослоев в восточной части полосы от 0,2 до 0,5 м, к западу уменьшается до 0,2 м, причем в

этом направлении происходит уменьшение прослоев оолитовидных известняков. Известняки имеют серую, в выветрелых разностях — буровато-серую окраску. Слоистость их обусловлена чередованием прослоев различного состава известняков, причем оолитовые образования часто плохо отличаются от основной массы породы. Известняки состоят главным образом из карбоната — 85—95%, в небольших количествах встречается вернадит, образующийся в зоне окисления по марганецсодержащему кальциту.

Кроме того, в породе присутствует в малых количествах (не более 5—10%) алевро-пелитовый материал. Карбонат в этих породах представлен кальцитом, в который изоморфно в небольших количествах входят Mg и Mn. Содержание марганца в породах этого типа колеблется от 0,1 до 3%, причем замечено, что наиболее обогащены MnO (до 3,07%) пелитоморфные известняки, а в оолитовидных известняках содержание MnO в карбонатной форме не превышает 2,27%. Очень своеобразны оолитовые известняки. Они состоят из довольно крупных (до 5 мм в поперечнике) кальцитовых желваков. Характерной для этих желваков является сферическая, иногда слабо сплюснутая форма, почти волнистость слоев. В центре их находится ядро, сложенное зернистым (размер зерен до 0,06 мм в поперечнике) кальцитом. Концентрическое строение в данном типе пород проявлено очень слабо, но в зоне окисления оно отчетливо подчеркивается обогащением отдельных концентров вернадитом. Правильные очертания и концентрическое строение свидетельствуют о перекатывании желваков при их росте постоянными течениями или волнением воды. В полосе их образования в бассейне глубины были небольшими, однако влияние прибоев, если и имело место, то не являлось определяющим в формировании текстур и структур породы.

Третий тип разреза (марганцовистых глинистых известняков), фациально сменяющий тип оолитовых известняков, представляет наибольший интерес, так как именно к породам этой части разреза приурочены максимальные концентрации марганца. Нижний марганцевоносный пласт в фации глинистых известняков в настоящее время пересечен лишь 4 буровыми скважинами. Мощность пласта здесь изменяется от 4,5 на юге до 5,3 м на севере. Максимальное содержание марганца (5,0%) зафиксировано в глинистых и комковатых известняках в средней части разреза пород первого марганцевоносного пласта Mn I. Пониженными содержаниями (около 1—2%) характеризуются оолитово-комковатые известняки, венчающие разрез пласта Mn I.

Пласт Mn I сложен следующими типами пород (снизу вверх): 1) доломиты известковистые слоистые мощностью 0,8 м; 2) темно-серый известковистый мергель мощностью 0,6 м; 3) серые тонкослоистые доломитовые марганцовистые известняки мощностью 0,6 м; 4) переслаивающиеся пелитоморфные и комковато-оолитовидные марганцовистые известняки мощностью 0,9 м; 5) мелкокомковатые известняки массивные мощностью 1,6 м.

Доломиты известковистые залегают в основании пласта Mn I. Они образуют прослой мощностью 0,8 м. Доломиты серого, светло-серого цвета, местами полосчатые.

Доломит, составляющий главную массу породы (41%) слагает микрозернистую массу (размер зерен менее 0,007 мм в поперечнике), на фоне которой выделяются линзочки, стяжения неправильной формы, сложенные мелкозернистым (размер зерен до 0,05 мм) кальцитом (18,5% общей массы породы). Содержание нерастворимого остатка в известковистых доломитах 6,05%, причем главную массу нерастворимого остатка (97%) составляет пелитовая фракция (размер зерен меньше 0,01 мм). Алевропсаммитовая фракция, составляющая 3% нерастворимого остатка, состоит преимущественно (70%) из аутигенных минералов тяжелой фракции, представленных флюоритом (91%), пиритом (8%) и гидроокислами железа и марганца (около 1%). Легкая фракция состоит из кварца (83%) и полевых шпатов (17%). Кварц наблюдается в виде единичных слабоокатанных зерен размером не более 0,05 – 0,06 мм в поперечнике. Некоторые зерна окружены каемкой гидроокислов железа. Полевые шпаты встречаются в зернах размером до 0,004 мм, с поверхности слабо выветрелые. Пелитовая фракция по данным рентгеноструктурного анализа состоит главным образом из дисперсного кварца; в меньших количествах встречается диоктаэдрическая слюда мусковитового состава и смешанно-слоистая слюда монтмориллонитового состава. В известковистых доломитах повышенные (до 3,35%) содержания марганца.

Известковистый мергель залегает в виде маломощного (0,6 м) прослоя на известковистых доломитах. Порода темно-серого цвета, тонкослоистая (тонкоплитчатая), состоит главным образом из карбонатов (62%). Кальцит, слагающий основную массу породы, имеет микрозернистую структуру. Доломит присутствует в незначительных количествах (менее 10%). Нерастворимый остаток в породе содержится в количестве до 48%. Главная его масса (приблизительно 99%) представлена пелитовой фракцией. Тяжелая фракция (0,09%) алевропсаммитового материала состоит из зерен пирита, среди которых встречено по три зерна циркона и гранита и по одному зерну сфена, пироксена, биотита, мусковита и флюорита. Легкая фракция (0,91%) сложена мелкими зернами кварца (77%) и полевого шпата (23%). Размер зерен кварца и полевого шпата не превышает 0,05 мм. Пелитовая фракция состоит по данным рентгеноструктурного анализа из кварца, слюды, смешанно-слоистого минерала монтмориллонитового состава и содержит очень мало каолинита. Содержание марганца в мергеле не превышает 1,5%.

Марганцовистые доломитовые известняки, залегающие на мергелях, образуют прослой мощностью 0,6 м. Порода серого, светло-серого цвета, тонкослоистая, микрозернистая. Марганцовистые известняки на 75–90% состоят из карбонатов, в меньших количествах встречается пирит и еще реже гипс. Карбонаты в известняках представлены двумя разновидностями: доломитом (до 33%) и марганцовистым кальцитом (до 42,5%). Нерастворимый остаток составляет 10,93% от общей массы породы, причем 98,6% его относится к пелитовой фракции, а 1,4% – к алевритовой. Последняя состоит главным образом из минералов легкой фракции (94,7%) и только 5,3% представляют минералы тяжелой фракции, состоящей из пирита, кроме того, встречено шесть зерен циркона, два зерна турмалина и одно зерно флюорита. Легкая фракция состоит из кварца (85%) и поле-

вых шпатов (15%). Пелитовая часть породы состоит главным образом из тонкодисперсного кварца, меньше слюды и смешанно-слоистого минерала типа монтмориллонита. Среднее содержание марганца в глинистых доломитовых марганцовистых известняках равно 5% и является максимальным для пласта Мп I.

Пелитоморфные известняки, чередующиеся с марганцовистыми комковатыми известняками, слагают прослой мощностью 0,9 м, залегающий на марганцовистых доломитистых известняках. Мощность прослоев пелитоморфных и комковатых известняков 5 см. Пелитоморфные известняки серого цвета, с раковистым изломом, без видимой слоистости, микрозернистые. Они состоят преимущественно из карбоната (96,9%) и нерастворимого остатка (3,1%). По данным термического анализа в породе содержится главным образом марганцовистый кальцит, доломит присутствует в незначительных количествах. Нерастворимый остаток пелитоморфных известняков, составляющий 3,1% от всей массы породы, на 85% состоит из псаммито-алевритовой и на 15% пелитовой фракции. Псаммито-алевритовая фракция целиком состоит из эпигенетических минералов — флюорита с незначительным (около 1%) количеством гидроокислов железа. Минералов легкой фракции не обнаружено. Пелитовая фракция предстала тонкодисперсным кварцем, гидрослюдой и смешанно-слоистым минералом монтмориллонитового состава. Комковатые известняки серого цвета без видимой слоистости, с редкими оолитовыми образованиями, размер которых колеблется от 1,5 до 3 мм в поперечнике. Порода состоит из комочков (0,2—0,4 мм, редко до 1 мм в поперечнике). Сложены они криптокристаллическим карбонатом. Поскольку размер оолитовидных образований значительно меньше, чем в ранее описанных породах, то можно говорить об ослаблении гидродинамической активности в зоне образования комковатых известняков, т.е. об удалении от берегов. Комковатые известняки сложены главным образом марганцовистым кальцитом, при незначительном (менее 10%) количестве доломита. Нерастворимый остаток комковатого известняка составляет 8,94% от общей массы породы. Представлен он главным образом пелитовым материалом (95%), алевритового материала — 5%, псаммитовый материал отсутствует. В алевритовом материале чаще всего встречаются минералы легкой фракции (95,57%), минералов тяжелой фракции — 4,43%. Из минералов тяжелой фракции преобладают аутигенные пирит (75%) и флюорит (25%), кроме того, встречено 3 зерна циркона. Легкая фракция состоит из кварца (71%) и полевых шпатов (29%). Пелитовая фракция нерастворимого остатка представлена диоктаэдрической и триоктаэдрической слюдой, монтмориллонитом, очень небольшим количеством каолинита (дефектный) и хлорита. В породах этого прослоя среднее содержание марганца 4,82%.

Мелкокомковатые известняки слагают прослой мощностью 1,6 м, завершающий разрез пласта Мп I. Порода серого, в верхней части пласта светло-серого цвета, массивные, без видимой слоистости; в известняке выделяются более темные комочки до 1,0 мм в поперечнике, причем количество их увеличивается снизу вверх. Известняки скрытокристаллические, в верхней части интервала слабо осветленные. Порода на 85—

95% состоит из карбонатов, содержание которых в породе несколько увеличивается снизу вверх. Кальцит слагает комочки, пространство между которыми заполняется криптокристаллическим доломитом. Содержание кальцита равно 64,22%, доломита — 15,2% от общей массы породы. Содержание нерастворимого остатка в породе до 6,5%. Главную массу нерастворимого остатка составляет пелитовый материал (до 99%), псаммитовый материал отсутствует. Алевролитовый материал состоит главным образом (97%) из минералов легкой фракции: кварца (75%) и полевых шпатов (25%). Тяжелая фракция представлена зернами аутигенного пирита, кроме которого обнаружены единичные зерна циркона. Пелитовый материал состоит из большого количества тонкодисперсного кварца, слюды и смешанно-слоистого минерала монтмориллонитового состава. Среднее содержание марганца в мелкокомковатых известняках 1,1%.

Второй марганцевоносный пласт Мп II в западной части Улутелякского месторождения без видимого перерыва залегает на ангидритах; в восточной части, на левом берегу р. Аши, в обнажении зафиксировано залегание его на размывтой поверхности пласта Мп I. Пласт Мп II сложен карбонатными породами, содержащими высокие концентрации марганца (до 18% по химическому анализу образцов). Полная мощность его сохранилась лишь в западной части месторождения, где она изменяется от 4,8 м по скв. 14 до 7,3 м по скв. 15. В восточной части месторождения пласт Мп II частично или полностью размывт в послепфилипповское время. По составу и текстурным особенностям в пласте Мп II на площади Улутелякского месторождения можно выделить пять типов пород, характеризующихся специфическими условиями осадкообразования. Кроме трех типов, характерных для пласта Мп I, здесь дополнительно выделяется еще два типа пород — органогенные известковистые мергели и доломиты.

Тип онколитовых известняков выявлен лишь в обнажении, где он ложится на размывтую поверхность онколитовых известняков пласта Мп I. В основании разреза залегает прослой онколитовых известняков мощностью 25 см. Породы в обнажении сильно выветрелые, обеленные, имеют светло-бурый цвет с рельефно выступающими округлыми онколитами коричневого цвета. Размер онколитов до 1,5 см в поперечнике. По внешнему виду и внутреннему строению онколиты пласта Мп II тождественны онколитам пласта Мп I. Поэтому, не повторяя деталей, можно лишь отметить, что образование их происходило также в беспокойной, очевидно, прибрежной волно-прибойной зоне, в начальной этап трансгрессии бассейна к востоку. Выше онколитовых известняков залегают сильно выветрелые вернадитовые известняки с сохранившейся слоистой текстурой.

Тип оолитовых известняков развит в восточной части месторождения и вскрывается почти всеми скважинами. Мощность пласта Мп II для полосы развития второго типа пород не установлена, так как в этой части пласт частично разрушен эрозией и процессами карстообразования. Породы второго типа представлены чередованием оолитовых и пелитоморфных известняков с постепенными переходами между ними. Под микроскопом выделяется третья разновидность пород — комковатые известняки. Соотно-

шения между упомянутыми породами в различных участках развития изменяются. В восточной части месторождения несколько преобладают или имеют одинаковое распространение оолитовые известняки, а в западной части преобладают (60–70% мощности) пелитоморфные известняки.

Оолитовые известняки слагают прослой мощностью 10–20, редко до 40 см. В известняке на фоне скрытокристаллической массы породы четко выделяются оолитовые образования округлой формы до 0,8 см (чаще 0,3–0,5 см) в поперечнике. Порода на 90–95% состоит из карбоната, присутствует в небольших количествах (2–3%) вернадит и пелитовый материал (около 5%). Карбонат в породе микрозернистый, представлен кальцитом. Оолитовые желваки имеют концентрическое строение. Слойки их обычно слабо волнистые, бугристые, в отдельных желвачках наблюдается неравномерное нарастание кальцита. В центре их находятся иногда обрывки водорослей, либо зернистый кальцит, заполнивший пустоту. В шт. 225/7 из скв. 452 вокруг зернистого кальцитового ядра наблюдается слой мощностью 0,3 мм с остатками "водорослей". Кроме сферических и близких к ним по форме оолитовых желваков, в образовании которых принимали участие отлагающие известь водоросли, в шлифах встречаются лепешковидные и подковообразные желваки. Содержание марганца по данным химических анализов в оолитовых известняках достигает 2–3%, чаще всего он находится в виде гидроокислов, образовавшихся в зоне окисления. По всей вероятности, первоначально он, так же как и в других типах марганецсодержащих пород, изоморфно входит в решетку кальцита. В известняках встречаются единичные остроугольные обломки кварца размером до 0,05 мм, в перекристаллизованных участках — единичные зерна флюорита размером до 0,05 мм в поперечнике.

Пелитоморфные известняки образуют прослой мощностью до 10–20 см на востоке и до 40–50 см на западе месторождения. Порода серого, чаще буровато- или коричневатого цвета, без видимой слоистости. Пелитоморфный известняк главным образом состоит из карбонатов (90–95%), среди которых явно преобладает кальцит и только в очень небольших количествах присутствует доломит (не более 6%), встречаются единичные зерна пирита и остроугольные обломки (менее 0,1 мм в поперечнике) зерна кварца. Марганец в известняке представлен в виде вернадита, образовавшегося в зоне окисления. Первичные концентрации марганца невысокие (не более 2%), в зоне окисления содержания его увеличивает до 10% изредка до 30%.

Комковатые известняки являются переходными породами от оолитовидных к пелитоморфным известнякам и выделяются лишь под микроскопом в виде маломощных (до 2 мм) прослоев.

Третий тип разреза (карбонатных марганцевых руд) фациально сменяет в западном направлении оолитовые известняки и является собственно рудовмещающим. Породы этого типа слагают полосу субмеридионального простирания шириной около 4,5 км, прослеженную по протяженности примерно на 15 км; следует ожидать продолжение ее еще на 30–40 км к юго-западу, так как скв. 3270 около с. Ауструм, на глубине 360 м вскрыты глинистые известняки пласта Мп II с содержанием марганца по отдельным образцам до 17%. Кроме того, на северном склоне горы Большой

Змеиной в карьере обнажены сильно выветрелые вернадитовые известняки, так же, по всей вероятности, относящиеся к этому же пласту. Мощность пласта Мп II в фации марганцовых руд довольно выдержанная и изменяется от 7,2 на севере до 8 м на юге (скв. 3270). Строение пласта Мп II следующее (снизу вверх): 1) марганцовисто-доломитовый мергель мощностью 1,4 м; 2) марганцовые руды мощностью 3,3 м и 3) известняк мощностью 2,5 м.

Марганцовисто-доломитовый мергель, залегающий в основании разреза пласта Мп II тонкоплитчатый, серого до темно-серого цвета, микрозернистый. Мергель на 60–70% состоит из карбонатов, нерастворимый остаток (30–40%) состоит из пелитового и небольшого количества (около 3%) алевритового материала, состоящего, главным образом, из зерен пирита. Карбонатная часть мергелей представлена марганцовистым кальцитом (27%), доломитом (13%) и кальцитом (15%). Карбонаты микрозернистые (размер зерен не превышает 0,007 мм в поперечнике). В небольших количествах (несколько процентов) в мергеле присутствует гипс, образующий корочки на плоскостях трещин. Пирит, составляющий около 3% всей массы породы, наблюдается в виде мелких (до 0,01 – 0,03 мм в поперечнике) зерен, имеющих форму, близкую к кубу, реже он образует скопления вдоль микротрещин. Марганцевая руда, слагающая прослой мощностью 3,3 м, серого цвета, тонкослоистая, комковатой текстуры, пелитоморфная. В руде выделяются маломощные (до 3–5 см) прослои, в которых комочки имеют вытянутую (наподобие пшеничного зерна) форму. Следует добавить, что в этих прослоях содержание марганца увеличивается до 10, а иногда до 18%, при среднем содержании его в пласте 6,2%.

Руды сложены главным образом, карбонатами (75–80%), содержание нерастворимого остатка до 25%. В прослоях с повышенным содержанием марганца содержание карбонатов увеличивается до 90%. Рентгенометрические исследования определяют наличие двух минералов: магнезиального кальцита и кальцевого родохрозита. Магний (содержание MgO в карбонатной части руды равно 2,2%), очевидно, входит в кальцит и отчасти в кальциевый родохрозит. Вещественный состав марганцевых руд и марганцовистых известняков приведен в более ранней статье [2]. Под микроскопом выделяется мелкокомковатое строение породы. Размеры комков изменяются от 0,08 до 0,8 мм в поперечнике, преобладают комки более 0,5 мм в поперечнике. Комки, состоящие из карбонатов, довольно плотно прилегают друг к другу и окаймляются тоненькой (менее 0,01 мм) пленочкой, состоящей из пелитового материала с вкрапленностью пирита и очень редкими обломками кварца (до 0,04 мм в поперечнике). Пирит встречается спорадически внутри комочков в виде округлых зерен размером до 0,015 мм в поперечнике. Очень редко в отдельных слоях встречается вкрапленность алабандина. Нерастворимый остаток руды, составляющий 6–10% от всей массы породы, представлен главным образом пелитовой фракцией (94%). Алевро-псаммитовая фракция на 30–50% состоит из минералов тяжелой фракции, главным образом пирита, иногда с единичными зернами турмалина, циркона, чешуек биотита, мусковита и хлорита. Легкая фракция содержит кварца 76–86%, полевых шпатов 16–21%.

В пелитовой фракции присутствуют: тонкодисперсный кварц, гидрослюда, смешанно-слоистый минерал монтмориллонитового состава.

Известняки, слагающие прослой мощностью 2,5 м, завершают разрез пласта Мп II. Породы буровато-серого цвета, массивные, мелкокомковатой текстуры, пелитоморфные. Под микроскопом выделяется равный (0,06–0,10 мм в поперечнике) размер комочков и текстура пород похожа на мелкогороховую. Комки сложены темноватым криптозернистым карбонатом – кальцитом. Нерастворимый остаток в известняках представлен пелитовым (99%) и алевроитовым (1%) материалом, псаммитовый материал отсутствует. Алевроитовый материал состоит в основном (99–100%) из минералов легкой фракции: кварца – до 74%; полевых шпатов – до 28%. Тяжелая фракция представлена пиритом (70%), целестином (14%) и флюоритом (7%); кроме того, встречено по одному зерну циркона, амфибола и пикотита (шпинель). Пелитовый материал сложен тонкодисперсным кварцем, в меньших количествах присутствует гидрослюда, смешанно-слоистый минерал монтмориллонитового состава, возможно, в малых количествах монтмориллонит.

Четвертый тип разреза (марганцовистых органогенных мергелей) фациально сменяет разрез марганцевых руд. Органогенные мергели пересечены скв. 14, где мощность пласта Мп II составляет 4,8 м. По данным керн на скв. 14 пласт Мп II сложен органогенными доломитистыми мергелями.

В верхней части разреза в них наблюдаются малошщные (2–3 см) прослой комковатых глинистых известняков. Мергели состоят из карбоната (65–80%) и нерастворимого остатка (20–35%). Карбонаты представлены кальцитом (до 27,5%) и доломитом (до 22%), марганец, содержание которого в породах до 1,5%, очевидно, изоморфно входит в кальцит и отчасти в доломит. Прокрашивание шлифов показывает, что остатки раковин сложены кальцитом; цементирующая масса представлена главным образом микрозернистым доломитом. Железо, содержание которого в мергелях достигает 1,5–2%, представлено пиритом, который обычно образует скопления в створках. В отличие от всех предыдущих пород в мергелях пирит слагает глобулы, либо скопление глобул; линзообразные скопления пирита чрезвычайно редки. Нерастворимый остаток, составляющий от 19 до 28% общей массы породы, в основном сложен пелитовым материалом (98–99%). Алевроитового материала мало (1–2%), а псаммитовый встречен лишь в средней части пласта в количестве менее 0,5%. Алевро-псаммитовый материал, главным образом, (90%) состоит из минералов легкой фракции: кварца (74%) и полевого шпата (26%); в тяжелой фракции, состоящей из пирита (до 100%), найдено два зерна циркона, граната и одно зерно турмалина.

Пятый тип разреза доломитовый, сменяет мергели на западе и является завершающим. Этот тип разреза сложен доломитами, известковистыми доломитами, в которых главным минералом является доломит (до 90–95%), в подчиненном количестве присутствует кальцит (0–20%). Доломиты характеризуются почти полным отсутствием (менее 1–2%) нерастворимого остатка и низкими (в пределах кларка) содержаниями марганца (менее 0,1%).

По минеральному и химическому составу руд, геологическому строению и генетическим особенностям Улутелякское месторождение резко отличается от всех известных месторождений. Наиболее близким к нему является Бурштынское месторождение в Приднестровье, в котором верхнетартонская толща марганцевоносного мергеля трансгрессивно залегает на гипсово-ангидритовых породах верхнего тартона и других более древних породах. На основании изучения этого месторождения Д.П. Бобровник и В.А. Хмелевский [1] предлагают выделить карбонатно-гипсовую (аридную и постаридную) марганцевоносную формации. Материалы по Улутелякскому месторождению убедительно свидетельствуют о правомерности выделения карбонатно-сульфатной марганцевоносной (аридной) формации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Д.П. Бобровник, В.А. Хмелевский. Основные особенности минералогии и геохимии Бурштынского месторождения марганца. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 7. Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
2. Е.М. Грибов. Улутелякское марганцевое месторождение (Башкирское) Приуралья. — Геология рудных месторождений, 1972, № 6.
3. А.А. Макушин. О марганце в нижнепермской галогенной формации Башкирского Приуралья. ДАН СССР, 1970, 191, № 6.
4. В.П. Маслов. Карбонатные желваки органического происхождения. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1952, 27, вып. 4.
5. В.Д. Наливкин. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрюзано-Сылвенской депрессии. Гостоптехиздат, 1949.
6. А.В. Хабаков. Улутеляк — новое месторождение окисленных марганцевых руд в пермских отложениях Башкирии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1944, № 4.

ГЕНЕЗИС ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выявление условий образования вулканогенно-осадочных месторождений привлекает большое внимание исследователей, в том числе занимающихся железо-марганцевыми месторождениями [3]. При этом в большинстве случаев разбираются лишь вопросы выноса рудных компонентов на поверхность планеты Земля из верхней части ее коры. А между тем наиболее тесная и непосредственная связь вулканизма с осадочными породами и выносящимися из мантии Земли химическими элементами, в частности с железом, марганцем, хромом проявляется в офиолитовых комплексах меланократового фундамента проплавленных эвгеосинклиналей. Вынос железа и марганца из земных недр наиболее существен при излияниях основных и ультраосновных магм. Отметим, что в дорифейских породах кларки железа и марганца, так же, как и в поверхностной сфере лишенных осадочной оболочки "мантийных" планет — Луны, Меркурия, Марса, примерно в 1,5–2,0 раза больше, чем в породах земной коры, что может свидетельствовать о выносе этих элементов из недр Земли в поверхностные ее сферы [7].

В связи с этим изучение вулканических факторов образования железо-марганцевых месторождений в вулканогенно-осадочных толщах способствует выявлению рудной концентрации железа и марганца, что намечается для ряда изученных авторов регионов Дальнего Востока, Сибири, Урала, Казахстана, а также для некоторых площадей Америки, Европы, Японии, Новой Зеландии, Африки.

Месторождения регионов тектонически активного режима так или иначе связаны с вулканизмом в противоположность месторождениям стабилизированных структурных элементов, формирующихся при переотложении кор выветривания никопольского типа Украины. Кроме того, образование вулканогенно-осадочных месторождений проходило при спаде вулканизма, в процессе развития эксгальций и выноса вместе с ними рудных компонентов как в геосинклиналях, так и на субплатформах, т.е. на подвижных, но достаточно консолидированных блоках. При промежуточном между геосинклинальным и платформенным орогенным режиме с его усиленным терригенным сносом железо-марганцевые месторождения обычно не образуются. Исключением может являться, например, марганцевое месторождение Джебды в Центральном Казахстане, образовавшееся в верхах молассовой среднедевонской толщи. Поэтому при выяснении условий формирования вулканогенно-осадочных месторождений необходимо выявлять как эксгальционные, так и осадочные признаки выноса и сноса рудных и сопутствующих им компонентов.

Достаточно древними из проплавленных эвгеосинклиналей, слагающих основания шарьяжных пластин коры Земли, являются верхнеархейско-нижнепротерозойские (около 3,5–2,5 млрд. лет) геосинклинали Дальнего Востока. Роговообманковый тип меланократового фундамента пластин характерен для зон растяжения океанической коры, переходных от континента к океану, в данном случае от Восточно-Азиатского (или Китайского) кратона к древней кольцевой структуре Тихого океана. Эти переходные зоны структур Земли разделены древними островными дугами и глубокоководными желобами древнего же Восточно-Азиатского геосинклинального пояса.

Марганцево-железородные пластовые концентрации эвгеосинклиналей данного типа обычно приурочены к кремнистым сланцам, являющимся вместе с базитами и ультрабазитами составной, нередко верхней частью офиолитовых комплексов, развитых в краевой восточной части Азиатского материка. Крупные залежи железных руд отмечаются во внутренних эвгеосинклинальных прогибах Китайско-Корейского щита, где они приурочены к верхней амфиболо-сланцево-кремнистой аньшаньской серии нижнего протерозоя. Сходная петрологическая картина наблюдается и в Кременчугско-Криворожском среднепротерозойском наложенном на остов Украинского щита грабене, в котором нижняя часть выполняющей его дорифейской толщи с железными рудами как и верхах разреза Аньшаньского антиклинория, представлена сланцами, амфиболитами, кремнистыми породами, гематито-магнетитовыми, местами куммингтонитовыми рудами. Верхняя часть разреза криворожской железородной серии сложена в основном уже кремнистыми, серицито-хлоритовыми сланцами, яшмами, магнетито-гематитовыми рудами первично-осадочного типа, почти без амфиболитовых пластов.

Мощная аньшаньская железородная толща Китайско-Корейского щита считается вулканогенно-осадочной эвгеосинклинальной, слагающей с породами основания остов щита. Сходная же с ней криворожская толща Украинского щита является не собственно геосинклинальной, а судя по слабому развитию амфиболитов среди пачек с железными рудами и по наличию подстилающих ее моласс, посторогенной, специфического платформенно-грабенового типа и, как представляется, в основной массе своих руд типично осадочной, а не вулканогенно-осадочной. Я.Н. Белевцев [1] относит ее к метаморфогенным образованиям.

В составе спилито-терригенных эвгеосинклинальных офиолитовых комплексов верхнего архея — нижнего протерозоя марганцево-железородные толщи появляются внутри сравнительно стабилизированных блоков щитов. Здесь создается более спокойная обстановка для формирования хомогенных кремнистых толщ, в значительной массе эксгаляционных, а также состоящих из продуктов переотложенной коры выветривания, в том числе и подводной. Роль вулканогенных факторов в древних грабенах щитов, по сравнению с их ролью в геосинклинальных прогибах среди стабилизирующихся блоков, при образовании марганцево-железородных концентраций постепенно ослабляется или даже сходит на нет. Сходная в структурном, формационном, несколько и в фациальном плане картина наблюдается в ряде других щитов, среди которых Индийский и Африкан-

ский щиты отличаются особенно повышенными содержаниями вулканогенно-осадочного марганца, сосредоточенного в дорифейских эвгеосинклинальных, так называемых гондитовых толщах с гранатами [2]. Роль марганцево-железородных вулканогенно-осадочных концентраций в среднепротерозойских геосинклиналях, кроме ранее отмеченного грабена Украинского щита, в связи с почти повсеместным существенным ослаблением вулканизма после мощного беломорского (кеноранского) тектогенеза, сопровождавшегося интенсивной складчатостью даже в прогнутых частях щитов, незначительна.

Новая вспышка железо-марганцевородного процесса после карельской складчатости и затухания после нее вулканизма приурочена к рифейско-кембрийским терригенно-карбонатно-кремнистым толщам, прогибам на щитах и на отторгнутых от них древних массивах в ряде регионов Земли: в субплатформенном прогибе склона Бразильского щита района Моро до Урукум, во впадинах Китайско-Корейского щита, на западном борту остова Сибирской платформы Ангаро-Питского и смежных марганцево-железородных районов, в Присаянском предгорном прогибе и байкальских краевых прогибах Сибирской платформы, в раннекаледонских миогеосинклиналях Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Батеневского кряжа, хребта Арга Алтае-Саянской складчатой области и ряде других регионов. В Алтае-Западносаянских раннекаледонских миогеосинклиналях средние и нижние части рифейских отложений нередко включают мощные эффузивные толщи основных и средних порфиритов, зеленых хлоритовых сланцев, т.е. характеризуются эвгеосинклинальными чертами; здесь, таким образом, эвгеосинклиналь постепенно переходит в миогеосинклиналь. Следует также отметить байкальско-раннекаледонские миогеосинклинальные прогибы на древних срединных массивах северо-восточного отколовшегося выступа Китайско-Корейского щита на Малом Хингане и правобережья р. Усури, где железо-марганцевородные концентрации проявились после карельской складчатости большей частью вблизи районов с досреднепротерозойскими вулканогенно-осадочными железными рудами. В противоположность последним рифейско-кембрийские железо-марганцевородные концентрации, развитые в различных типах чехла древнего консолидированного фундамента, находятся в толщах, обычно почти лишенных эффузивных пачек и пород, что уже не дает достаточных оснований считать их типичными вулканогенно-осадочными.

Примером офиолитового эвгеосинклинального комплекса с мощным широко развитым по площади и разрезам основными и средними эффузивами и их туфами, железо-марганцевыми рудами среди кремнисто-яшмовых сланцев, линз известняков может служить палеозойская фемическая геосинклиналь Урала с многочисленными массивами платино-хромовых гипербазитов. Дно шарьяжных пластин геосинклинального прогиба с корой, как представляется ряду исследователей, океанического типа, начиная с силура и до карбона было значительно опущено и местами проплавлено до самой мантии. В разрезе эвгеосинклинального доорогенного девона западного борта Магнитогорского синклиниория среди мощных толщ основных и средних лав, их туфов и туффитов, развито несколько кремнисто-яшмовых горизонтов с железо-марганцевыми руда-

ми. Железо-марганцевые и медноколчеданные месторождения обычно приурочены здесь к достаточно петрологически дифференцированной карамалыташской свите среднего девона. Магнитогорский тип разрезов эвгеосинклинального девона достаточно отчетливо показывает, что железо-марганцевое оруденение приурочено не к периоду активности спилитового диабазового или андезитового вулканизма, а ко времени его затухания и выносу кремнистых эксгалтятов с рудными компонентами, при образовании спилито-кварцево-щелочных (натровых) кератофировых пачек в толще основных и средних спилитов. Кроме того, при формировании магнитогорских вулканогенно-осадочных железо-марганцевых руд кремнистые и рудные компоненты осаждаются совместно с терригенным глинистым и туфовым материалом. В северных более тектонически сжатых частях Магнитогорского синклинория роль эксгалтионного вулканического материала при формировании яшм, марганцевых и железных руд с кремнистыми сланцами выступает достаточно отчетливо. Между тем к югу, к Сибая и Баймаку и далее к Орску, в соответствии с расширением эвгеосинклинального прогиба, увеличением мощности отложений и присутствия в них марганцеворудных гематитовых яшм увеличивается роль кремнисто-терригенных пород, что дает основание говорить о генетической связи между этими породами и рудами.

Таким образом, выявляются два фактора рудообразования: вулканогенно-эксгалтионный и гипергенный, характеризующийся сносом марганцево-железисто-глинисто-кремнистого материала при латеритном выветривании с западной обрамляющей Магнитогорский синклинорий островной кордильерной суши. При усилении выноса железа и увеличении роли в разрезах яшм и глинистого и кремнистого материала, что наблюдается в южных частях прогиба, марганцеворудных скоплений становится меньше. В то же время представляется бесспорным, что эксгалтии в северных частях прогиба повышают эффективность формирования марганцевых руд. Итак, марганцевое рудообразование связано как с началом затухания вулканической активности, так одновременно и с разрушением выветрелых вулканических построек. С затуханием вулканической активности одновременно с ослаблением эрозии вулканических построек рудный процесс почти прекращается.

Достаточно распространено представление о сходстве формирования эвгеосинклинальных комплексов с магматическими образованиями рифтовых срединно-океанических хребтов. Однако срединно-океанические хребты, основные лавы которого нередко сравнивают с лунными, расположены внутри крупных глобальных проплавлений Земли, внутри морских бассейнов и вдали от континента, тогда как железо-марганцеворудные компоненты Магнитогорского синклинория, да и всех отмеченных выше регионов, приурочены к бортовым частям структурных элементов близ континента, близ крупных проводящих рудные компоненты глубинных швов типа зон Заварицкого—Беньофа. Рудообразование нередко связано здесь со сносом, местами в значительном объеме и достаточно грубообломочного терригенного материала. Примером могут служить ляодунский комплекс верхнего архея — нижнего протерозоя с аньшаньской железорудной серией на Китайско-Корейском щите, ирендыкская

туффовая свита нижнего девона на западном борту Магнитогорского синклинория, францисканская, существенно туффовая серия верхней юры Калифорнии и т.д. Следовательно, вряд ли только разломы рифтовых зон океанов являлись каналами выноса рудных компонентов из недр Земли для формирования многочисленных океанических конкреций. Весь Тихий и, видимо, в значительной мере и Индийский океаны, проплавлены до ультрабазитовой мантии, обогащенной железом и марганцем. В былых же эвгеосинклиналих с океанической корой, сформировавших Евразию, Африку, Северную и Южную Америки, основной вынос рудных компонентов, образовавших вулканогенно-осадочные железо-марганцеворудные концентрации, проходил по наиболее глубинным зонам Заварицкого—Беньофа не в центральных частях весьма протяженных и широких океанов, а на контакте крупных структурных элементов близ консолидированных блоков континента, что мы и видим на примере западного борта Магнитогорского синклинория, у стыка его с древним Уралтау и Русской платформой. По мере удаления от этого континента к востоку вулканогенно-осадочные железо-марганцевые руды исчезают из разрезов девонской спилитовой толщи.

Другим примером доорогенного эвгеосинклинального комплекса вмещающего железо-марганцевые руды, является верхнеюрская францисканская толща Береговых хребтов Калифорнии, залегающая, как считают ряд исследователей [5], на океанической коре. Различие между францисканской и магнитогорской толщами определяется их структурным положением и ролью в них обломочного материала. В отличие от магнитогорской францисканская толща в основной своей части сложена песчаниками с линзами известняков, пластами яшм, глинисто-кремнистых сланцев, спилитов, их туфов, кремнистых железо-марганцевых окисных руд. Она сформировалась в морском бассейне, обрамленном приподнятой и консолидированной невадийским тектогенезом сушей. Как и в Магнитогорском синклинории, в этом регионе намечается тесная генетическая связь спилитов, их туфов с рудами. Близкие соотношения отмечаются также и в пермско-юрской геосинклинальной граувакковой толще Новой Зеландии, где мы наблюдаем линзы конгломератов, спилитов, туфов, кремнистых пород и связанных с ними окисных железо-марганцевых руд, по характеру и содержанию обломочного материала напоминающую досреднепротерозойскую железорудную толщу Китайско-Корейского щита.

По литологическому составу к характеризваемым железо-марганцеворудным толщам близки рифейско-кембрийские толщи внутренних прогибов Прибайкалья [4], Джагдинской протерозойско-палеозойской зоны Монголо-Охотского геосинклинального складчатого пояса. В отмеченных прогибах кремнистые марганцевые руды приурочены также к чередованию терригенных сланцево-кремнистых пород, основных, средних, реже кислых эффузивов и их туфов. Из всех перечисленных типов вулканогенно-осадочных железо-марганцевых руд и месторождений наиболее благоприятным для изучения генетических связей рудного и вулканического процессов представляется магнитогорский эвгеосинклинальный тип, приуроченный к мощным морским базитам, их туфам и обедненный терригенным материалом [4, 6]. Для ряда других регионов развития вулка-

ногенно-осадочных типов железо-марганцевых концентраций (Калифорния, Новая Зеландия, Япония, Прибайкалье и Забайкалье, Новая Каледония и др.) эти связи усложнены наличием обломочного материала, сближающего их с типично осадочными олигоценowymi платформенными месторождениями типа Никопольского на южном борту Украинского щита и Чиатурского на северном борту Дзирульского древнего срединного массива альпийской складчатой области Кавказа. Здесь руды генетически связаны со сносом обилия обломочного материала и переотложенных кор выветривания, из которых и происходил вынос рудных компонентов. Существует еще и промежуточный — субплатформенный тип железо-марганцевого в сочетании с полиметаллическим оруденения на подвижной среднепалеозойской платформе Центрального Казахстана. Руды здесь развиты в кремнисто-сланцево-известняковой фаменской толще, прорванной дайками диабазов и других изверженных пород, нередко послойных. Толща подстилается вулканогенно-грубообломочными франскими моласами и эффузивами нижнего — среднего девона. В заметном количестве туфовые породы среди фаменских рудных отложений наблюдаются лишь в некоторых местах (например, Ушкатын и др.), так что генетическая связь платформеного оруденения здесь по сравнению с геосинклинальным типом отдаленная.

Из сказанного можно сделать заключение, что железо-марганцевые месторождения наблюдаются в зонах более или менее тектонического активного режима, так или иначе связаны с вулканизмом земной коры и мантии планеты. Прямая связь этих процессов отчетлива для регионов эвгеосинклинального развития с эффузивными толщами, где она проявляется непосредственно в накоплении рудных эксгалатов в морском бассейне. Что же касается этих же месторождений, формирующихся при переотложении кор выветривания в стабилизирующих структурных элементах, то они связаны с вулканизмом опосредствованно. Обычно они расположены у сочленения разных структурных элементов, т.е. в местах благоприятного выноса первоначальных компонентов в материнские для железо-марганцевых месторождений офиолитовые комплексы — дорифейские у Никопольского месторождения Украинского щита и мезозойские у Чиатурского месторождения срединного массива Кавказа. Для отделения крупных масс марганца от скоплений железа необходим значительный геологический интервал во времени. Продолжительность такого интервала около 2—2,5 млрд. лет, от среднего — нижнего протерозоя до кайнозоя. Кларк железа в дорифейских породах существенно больше, возможно, в 1,5—2,0 раза, среднего кларка для земной коры. Отметим, что кларк железа в мантийных поверхностных лунных породах еще больше, чем для земной коры. Аналогичны и соотношения кларков марганца в породах земной коры и лунной поверхности. Если основная масса железа в целом сохраняется в дорифейских толщах, то о скоплениях марганца ввиду его подвижности этого сказать нельзя. В ряде дорифейских толщ широко развиты мезозойско-кайнозойские континентальные остаточные марганцеворудные коры выветривания (Индия, Гана, Южная Африка). Вместе с тем наблюдается мощная миграция марганца, приводящая к его концентрации в палеогеновых платформенных и субплатформенных

толщах борта щита (Никопольский район южного Украинского щита) и на склонах срединного массива (Чиагурский район северного склона Дзигульского массива Кавказа). Эта концентрация марганцевых скоплений в палеогеновых отложениях представляет собой как бы завершающий этап длительно протекавшего процесса многоэтапного отложения марганца, начиная со среднего протерозоя, а в платформенном этапе развития Украинского щита с юры—мела.

В связи с изложенным остаточные мезозойско-кайнозойские руды Индии, Ганы, Южной Африки сформировались в благоприятных континентальных условиях на дорифейских марганцевоносных толщах в центральных частях крупных щитов (Индийского, Африканского), тогда как переотложенные морские марганцеворудные толщи приурочены к бортам древних глыб.

Рифей и почти весь фанерозой (без кайнозоя) можно считать временем неполного отделения марганца от железа в процессе вулканической деятельности и образования вулканогенно-осадочных и осадочных руд.

Главными железорудными толщами являются дорифейские существенно спилитовые эвгеосинклинальные толщи, для которых характерны сохранившиеся от мантийного геологического этапа развития Земли повышенные в 1,5—2 раза кларки сидерофилов. Основные центры железнакопления сосредоточены во внутренних, несколько приближенных к бортам зонах щитов (Кривой Рог, Алдан, район американских Великих Озер, Аньшань и др.). В противоположность железу главными марганцеворудными толщами являются остаточные мезозойско-кайнозойские коры выветривания дорифейских толщ щитов и палеогеновые морские платформенные отложения. Основные центры марганцеворудного накопления приурочены к бортам древних блоков. Они более рассредоточены во времени, чем центры железорудонакопления, что связано, по-видимому, с подвижностью марганца. В то же время центры явно тяготеют к обрамлению древних блоков Русской платформы, к древним блокам восточной части гондванских материков (Южная и Центральная Африка, Австралия).

Отметим, что примантийное дно современных океанов с их многочисленными железо-марганцевыми конкрециями можно считать одним из центров кайнозойского (и современного) железо-марганцеворудного накопления. Линия отделения марганца от железа прослеживается на фоне охарактеризованных вулканогенно-осадочных месторождений от эвгеосинклинального нижнего—среднего протерозоя до платформенного палеогена, подчеркивая большое разнообразие условий формирования железо-марганцевых и марганцевых руд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Я.Н. Белевцев. Генетические проблемы метаморфогенного рудообразования. — В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев, 1974.
2. И.М. Варенцов. О главнейших марганценосных формациях. — В кн.: Осадочные руды железа и марганца. — Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 70.

3. *Г.С. Дзюценидзе*. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., "Недра", 1969.
4. *В.П. Рахманов*. Марганцевоносность позднепротерозойских и раннепалеозойских отложений Бурятии. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Вып. 3. Томск, 1974.
5. *В.Е. Хаин*. Региональная геотектоника. Т. 1. М., "Недра", 1971.
6. *Ю.А. Ходак*. Вулканогенно-осадочный тип девонского марганцевого оруденения на Южном Урале. — В кн.: Полезные ископаемые в осадочных толщах. М., "Наука", 1973.
7. *Ю.А. Ходак*. Вопросы геологии Луны, Меркурия и Марса. — В кн.: Проблемы астрономии и геодезии. Труды 6-го съезда Всес. астрон.-геодез. об-ва АН СССР. М., 1977.

МАРГАНЦЕВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЖАКСЫ-КОТР

Марганцевое месторождение Жаксы-Котр, залегающее в верхнедевонских грубообломочных отложениях, представляет собой оригинальный пример (наряду с месторождением Джезды) марганценакопления в красноцветной молассе. Структурно месторождение приурочено к Жаксы-Котрской мульде, расположенной на западном борту Актасской грабен-синклинали, осложняющей северную окраину Карсакпайского поднятия. С севера и северо-востока поднятие ограничено Шагырлинским и Каракингирским прогибами, выполненными мощной толщей терригенных и терригенно-карбонатных отложений верхнего девона—нижнего карбона. В строении Карсакпайского поднятия принимает участие сложный комплекс древних метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных отложений протерозоя—ордовика, прорванных разновозрастными интрузиями основного и кислого состава. В течение длительной истории своего развития, по крайней мере начиная с конца ордовика, Карсакпайское поднятие испытывало тенденцию к воздыманию и служило областью размыва, поставляя обломочный материал в ограничивающие его прогибы. В раннем—среднем девоне продолжающееся общее воздымание Карсакпайского поднятия сопровождалось излияниями лав основного (андезито-базальты, порфириды) состава, сменившимися во времени накоплением лав и туфов липарито-дацитового состава. Накопление вулканогенных отложений совместно с грубообломочными происходило в приразломных частных прогибах [1]. Вулканогенно-осадочные отложения нижнего—среднего девона обнажены на южном складчатом обрамлении Улугауского поднятия и не известны на северном склоне Карсакпайского поднятия. Разрез вулканогенно-осадочных молассовых отложений месторождения Жаксы-Котр начинается толщей грубообломочных до валунных конгломератов, лежащих на размытой поверхности девонских гранитов. Сводный разрез терригенных отложений верхнего девона и терригенно-карбонатных фамена—нижнего турне в районе месторождения выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Пачка грубообломочных (до валунных) конгломератов буровато-серого и коричневатого-серого цвета с короткими линзовидными прослоями косослоистых бурых песчаников — 300 м.

2. Неравномерное чередование линз грубозернистых песчаников и коричневатого-серых крупно- и среднегалечных конгломератов — 180 м.

3. Пачка мелко- и среднегалечных конгломератов коричневатого-серого цвета с линзовидными прослойками косослоистых тонкозернистых песчаников и алевролитов — 210 м.

4. Туфоконгломераты и туфопесчаники с марганцеворудным цементом (до 7 м), пачка мелко- и среднегалечных конгломератов, гравелитов и грубо- и крупнозернистых аркозовых песчаников и алевролитов желтовато-серого и розовато-серого цвета — 110 м.

5. Ожелезненные известняки и доломиты буровато-серого цвета, желтовато-серые алевролиты и аргиллиты — 30 м.

6. Темно-серые, серые известняки и доломиты с видимой мощностью более 50 м.

Для терригенной толщи характерны постепенные переходы между выделяемыми пачками и линзовидное залегание отмеченных литологических разностей внутри пачек. Ю.А. Зайцев и др. [5] отмечают небольшой размыв в основании марганцеворудной пачки по срезанию линз подстилающих ярко-красных алевролитов и наличию обломков аналогичных пород в перекрывающих их отложениях. Следует отметить, что если перерыв в осадконакоплении перед отложением марганцеворудной пачки и был, то незначительный, так как и подстилающие и перекрывающие марганцеворудную пачку отложения залегают в едином структурном плане. Терригенная толща не содержит остатков ископаемой флоры и фауны, лишь пачки 5 и 6 по брахиоподам датируются соответственно верхним фаменом и нижним турне [4]. По аналогии с флористически и фаунистически охарактеризованными разрезами северной части Сарысу-Тенизского водораздела возраст подрудной толщи мощностью около 700 м можно принять живет-франским, а надрудной аркозовой пачки мощностью 110 м — нижефаменским. Рудоподстилающая песчано-конгломератовая толща не содержит в районе месторождения вулканических образований, но в нижней ее части севернее, в г. Карабайтам, отмечаются горизонты лав андезито-базальтового состава [2]. Стратиграфический аналог аркозовой пачки нижнего фамена восточнее, в г. Кышгау, также содержит горизонты лав андезитовых порфиритов и андезито-базальтов.

На месторождении Жаксы-Котр выделяется два уровня марганцenaкопления. Основной, нижний уровень представлен тремя линзовидными пластами марганцевых руд, залегающими в основании конгломерат-песчаниковой аркозовой пачки уйтасской свиты. Главный промышленный пласт марганцевых руд прослежен по простиранию на расстояние больше 800 м и на глубину до 200 м при максимальной мощности до 7 м. Две линзы марганцевых руд, расположенные на северо-западном фланге месторождения, относят к группе приразломных жильных тел, аналогичных таковым на рудопроявлениях Назайтас и Надеждинском. С нашей точки зрения, обе эти линзы представляют единый рудный пласт, аналогичный главному, расположенный в осевой части синклинального перегиба, осложняющего Жаксы-Котрскую мульду. Пласт разорван серией тектонических нарушений северо-западного простирания. Приразломным залеганием и объясняются крутые углы падения рудных тел. Второй уровень марганцenaкопления расположен в верхней части аркозовой пачки, непосредственно под ожелезненными известняками и доломитами сульфидерового горизонта. Он представлен группой коротких (до 100 м) линз, маломощных (до 1,5–2,0 м), расположенных

на одном стратиграфическом уровне, и не имеет промышленного значения.

Средние содержания марганца в пластовых неокисленных рудах, по данным М.М. Будая и В.В. Гурбы, составляют 9,53 и 13,10% при мощности рудной залежи соответственно 0,4 и 6,7 м. Максимальные содержания марганца 23,27 и 23,10% приходятся на мощность пласта 2,3 и 4,4 м. В окисленных рудах содержание марганца колеблется от 25,22 до 39,39%. Окислы железа составляют 3—4%, кремнезем 35—40%, окись кальция до 1%. По данным полуколичественного спектрального анализа марганцевые руды обогащены Pb (0,02—1%), Zn (до 0,1%), Ba (0,5—5%), Co (до 0,006%), Sr (до 1%). В отдельных пробах отмечаются повышенные содержания As, Mo, Be.

Основной марганцевый пласт на всем своем протяжении подстилается горизонтом туфоконгломератов, в котором угловато-окатанные обломки андезитов, дацитов, реже гранитов, метаморфических пород и кварца сцементированы туфовым материалом андезито-базальтового состава. В туфоконгломератах отмечается интенсивная вкрапленность гематита. Макроскопически вышележащие марганцевые руды представляют собой плотную мелкокристаллическую псиломелан-браунитовую породу с вкрапленностью табличек полевых шпатов, реже зерен кварца. При микроскопическом изучении рудных прозрачных шлифов видно, что порода содержит многочисленные реликты замещения туфового материала марганцеворудным цементом, причем в туфовых обломках отмечается вкрапленность рудного минерала (браунит). Аналогичная рудная вкрапленность обнаружена и в совершенно свежих и неокатанных табличках полевых шпатов. Таким образом, марганцеворудный пласт представляет собой линзовидные тела туфопесчаников и туфоконгломератов, возможно, с прослоями песчаников и конгломератов, цементирующая масса и часть обломков которых замещена марганцевыми минералами.

На месторождении Жаксы-Котр по минеральному составу и текстурным особенностям выделены руды двух генетических типов.

1. Первичные руды, образованные путем замещения цементирующей массы туфопесчаников и туфоконгломератов.

2. Вторичные руды (окисленные), образовавшиеся в зоне выветривания первичных марганцевых руд.

Первичные руды представлены фациями окисных соединений марганца и железа. Браунит, слагающий основную часть цементирующей рудной массы, представлен агрегатами зерен аллотриоморфнометазернистой структуры с широким развитием замещения туфового цемента и обломков рудным веществом. Количественные соотношения между рудным цементом и обломочным материалом изменяются в широких пределах. Прослой массивных браунитовых руд, содержащие менее 5% обломочного материала, тяготеют к центральной части рудного пласта. Вторичные (окисленные) марганцевые руды представлены псиломелановыми и псиломелан-пирролизитовыми разностями. Среди них преобладают крепкие, кавернозные образования, состоящие из гидроокислов марганца, заместивших в различной степени первичные браунитовые руды.

Окисленные руды коллоидного строения наследуют цементную текстуру первичной браунитовой руды. Широко развиты процессы замещения обломочного материала псиломеланом (криptomеланом) и пиролюзитом. В рудном пласте отмечается четкая минералогическая зональность, заключающаяся в обогащении песчаников почвы и кровли пласта, а также на его выклинивании чешуйчатым гематитом. Здесь же в виде редких аллотриомофных выделений с характерным двойниковым строением встречены кристаллы гаусманита. В обогащенных гематитом песчаниках в непосредственной близости к рудному пласту, а иногда и пересекая его, прослеживаются маломощные секущие прожилки крупночешуйчатого гематита. Окисные соединения железа не образуют самостоятельных промышленных скоплений. Гематит в виде тонко распыленной примеси и сгустковых скоплений наблюдается в породах всего разреза молассовых отложений, что и обуславливает их красноцветный облик. И лишь в виде маломощной "рубашки" вокруг марганцеворудного тела отмечаются бедные железные руды цементационные текстуры, сложенные исключительно гематитом, с большим количеством обломков полевых шпатов и кварца.

Формирование молассовой рудовмещающей толщи месторождения происходило на завершающей стадии орогенного цикла развития региона, сменившегося эпишлатформенным режимом осадконакопления. В нижнем и среднем девоне восходящие тектонические движения сопровождалась излияниями лав андезито-базальтового состава, сменившимися во времени липарито-дацитами и накоплением вулканогенно-терригенных отложений в изолированных приразломных межгорных впадинах. Интенсивность вулканических процессов и роль вулканогенных пород в разрезе отложений нижнего—среднего девона возрастает в восточном направлении. В конце среднего девона произошла перестройка структурного плана региона. Отдельные области начинали погружаться и закладывались Шагырлинский и Каракентгирский конседиментационные прогибы. Район превратился в высокогорную страну, расчлененную межгорными впадинами, в которых с усилением процессов денудации накапливались континентальные красноцветные молассовые грубообломочные отложения. Наличие в них гематита, красноцветный облик, линзовидное строение и косая слоистость несомненно указывают на континентальный облик толщи и жаркий, с периодами увлажнения климат времени осадконакопления.

В нижней части разреза рудоподстилающей толщи месторождения Жаксы-Котр развиты крупногалечные, до валунных, конгломераты с линзами грубозернистых песков. Грубая окатанность обломочного материала, чрезвычайно плохая его отсортированность (размеры обломков от нескольких миллиметров до 0,8 м) свидетельствуют о близком источнике сноса. Вероятнее всего, это отложения обвалов, осыпей и селевых потоков, т.е. отложения верхних склонов межгорных впадин, ущелий. Валунные конгломераты сцементированы грубозернистым песком. Выше по разрезу они постепенно сменяются крупногалечными конгломератами с прослоями и линзами крупнозернистых песчаников. Рудоподстилающая пачка представлена неравномерным

переслаиванием средне- и мелкогалечных конгломератов, средне- и разнозернистых песчаников и кирпично-красных алевролитов. В отложениях рудоподстилающей пачки отмечается однонаправленная косая слоистость, средняя степень отсортированности и окатанности обломочного материала и линзовидный характер отложений пачки. Видимо, это отложения нижней части склонов межгорных впадин, временных потоков и, возможно, речных долин. Для отложений всей рудоподстилающей толщи характерен наклон косых слоев к северу, т.е. снос обломочного материала шел с юга, с Карсакпайского поднятия. Об этом же свидетельствует преобладание среди обломочного материала интрузивных и метаморфических пород, обломки эффузивных пород довольно редки (10–20%). В то же время в бортовых частях Актаской грабен-синклинали наклон косых слоев падает во внутреннюю часть мульдообразного прогиба. С достаточной уверенностью можно сказать, что в период осадконакопления рудоподстилающей толщи Актаская грабен-синклиналь являлась межгорной впадиной, ограниченной с бортов тектоническими нарушениями, и соединялась на севере с субмеридиональным Шагырлинским прогибом. Конгломераты подрудной толщи месторождения Жаксы-Котр характеризуются следующими гранулометрическими коэффициентами: коэффициент окатанности галек 55%, степень уплощенности 0,78, коэффициент сферичности 0,75 — и плохой отсортированностью обломочного материала. Такие показатели характерны для грубообломочных отложений временных потоков [6]. Глинистая фракция рудоподстилающих грубообломочных отложений представлена исключительно гидрослюдой.

В нижнем фамене преобладающие нисходящие тектонические движения и денудация областей сноса в значительной мере сnivelировали горную страну. Отложения этого возраста представлены аркозовыми песчаниками, алевролитами, гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Структурный план осадконакопления сохранился, областью сноса являлся в значительной мере сnivelированный Карсакпайский массив. Анализ мощностей отложений франа и нижнего фамена свидетельствует об конседиментационном характере прогибания Актаской грабен-синклинали, ограниченной разрывными нарушениями. С их подновлением и связаны проявления вулканизма андезито-базальтового состава в бортовых частях грабен-синклинали, в городах Кыштау, Карабайтам, на левобережье р. Шагырлы, субвулканические тела и дайки андезитовых порфириров в районе месторождения Жаксы-Котр. В последнем случае вулканические извержения носили эпизодический эксплозивный характер, проявившийся в накоплении горизонта туфоконгломератов и туфопесчаников нижнего и туфопесчаников верхнего марганценосных уровней. Фациально нижнефаменские отложения можно отнести к аллювиальным, пролювиальным и, возможно, озерным отложениям. Характерно, что в нижнефаменских отложениях глинистая составляющая представлена уже монтмориллонитом и каолинитом. Если во франское время на площадях водосбора господствовало физическое выветривание (гидрослюда), то наличие монтмориллонита и каолинита в нижнефаменских отложениях свидетельствует о развитии процессов химического выветривания на

площадах водосбора. Для песчаных пород рудоперекрывающей пачки характерен аркозовый состав обломочного материала, розовато- и желтовато-серые цвета окраски в отличие от красноцветности и полимиктности состава отложений франа. По сравнению с франскими нижнефаменские отложения отличаются лучшей отсортированностью и окатанностью обломочного материала.

Таким образом, в нижнем фамене Актасская грабен-синклинали представляла собой слабовсхолмленную равнину с блуждающими речными долинами и, возможно, мелкими озерами старичного типа. Эта равнина была окружена слабо приподнятым и расчлененным Карсакпайским поднятием. С разрывными нарушениями связаны излияния лав андезитобазальтового состава, а в районе месторождения Жаксы-Котр и субвулканические, и дайкообразные тела андезитовых порфириров и горизонты туфоконгломератов и туфопесчаников. После затухания эффузивной и эксплозивной вулканической деятельности некоторое время, видимо, эпизодическими вспышками продолжалась связанная с ней эксгальционная активность. Поствулканические эксгалиты были обогащены Mn, Fe, Ba, Pb, Zn, а также Be, Tl, Sr, As и Mo. Наиболее благоприятным субстратом для концентрации марганценосных компонентов были горизонты туфоконгломератов и туфопесчаников. В марганценосном горизонте широко развиты процессы замещения браунитом обломочного материала. Связь между источником марганца и поствулканическими эксгалитами подтверждает парагенетическое совмещение пластов марганцевых руд с туфовыми породами, первичный браунитовый состав руд и их метазернистая структура, сингенетичная вкрапленность марганцевых минералов в туфовых частицах и характерный для вулканогенных образований состав малых элементов. Но в то же время нельзя исключать и возможность вулканогенно-осадочного генезиса марганцевых руд месторождения Жаксы-Котр [3], когда вулканические растворы, обогащенные марганцем, "обезличиваются" и попадают в ход осадочного процесса. Но в этом случае трудно объяснить метазернистые структуры руд.

В позднефаменское время нисходящие тектонические движения охватывают всю большую территорию и в район месторождения Жаксы-Котр трансгрессирует позднефаменско-раннетурнейское море. Отложения позднего фамена (сульциферовый горизонт) представлены ожелезненными известняками и доломитами, алевролитами и аргиллитами. Видимо, это отложения периодически заливаемой морем прибрежно-морской равнины, возможно, и слабо засоленной лагуны. В раннетурнейское время в связи с продолжавшимися нисходящими тектоническими движениями море трансгрессировало в юго-западном направлении и в районе месторождения развиты мелководно-морские темно-серые известняки и доломиты с богатой фауной нижнего турне. Исходя из отмеченных выше условий образования марганцевых руд месторождения Жаксы-Котр, можно отметить, что перспективными на поиски марганцевых руд являются приразломные бортовые части Актасской грабен-синклинали, участки, где развиты туфогенные образования в терригенных отложениях нижнего фамена. В частности, к северу от месторождения Жаксы-Котр

известны рудопроявления марганцевых руд аналогичного типа. На восточном борту грабен-синклинали, в г. Баррак, известны рудопроявления омарганцованных песчаников (туфопесчаников?).

ЛИТЕРАТУРА

1. *А.А. Богданов*. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. — Бюл. МОИП, Отд. геол. 1959, 34, вып. 1.
2. *М.С. Быкова*. Раннегердинский цикл развития и литологические формации верхнего девона—нижнего карбона Центрального Казахстана. — Вестн. АН КазССР, 1957, № 9 (150).
3. *А.Б. Веймарн, А.А. Максимов, А.З. Петренко*. О гидротермально-осадочном происхождении марганцевого оруденения в красноцветных девонских отложениях запада Центрального Казахстана. — ДАН СССР, 1972, 206, № 2.
4. *В.А. Голубовский*. Структура и история развития Эскулинского купола. — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1971, т. 14, вып. 6.
5. *Ю.А. Зайцев, В.А. Голубовский, А.З. Петренко*. Геологическая позиция марганцевого оруденения в красноцветных девонских отложениях Джезказганского района (Центральный Казахстан). — Вестн. Моск. ун-та, Геол. сер. IV, 1967, № 2.
6. *С.Г. Саркисян, Л.Т. Климова*. Ориентировка галек и методы их изучения для палеогеографических построений. М., Изд-во АН СССР, 1955.

ФОСФОРИТЫ ЗАПАДНОЙ ПУСТЫНИ ЕГИПТА

На территории Ливийской (Западной) пустыни Египта, включающей оазисы Харга, Дахла и плато Абу Тартур, широко развиты фосфоритоносные отложения верхнего мела, к которым приурочен ряд проявлений и месторождений фосфоритов [19, 20]. Эти отложения в структурном отношении приурочены к северному крылу нубийской антеклизы [29, 11], имеют маастрихтский возраст [27] и формировались в верхнемеловой этап тектонического развития района. В геологическом строении района принимают участие юрские, меловые, третичные и четвертичные отложения. В соответствии со стратиграфической схемой Саида и некоторыми дополнениями к ней Хермины дочетвертичные отложения подразделяются по литологическим признакам на ряд формаций (снизу вверх): нубийскую, фосфоритоносную, Дахла, Куркур, Исна, Тебес, каждая из которых 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, типичных для Нубии. Верхняя часть сложена преимущественно разноцветными глинами и выделяется под названием пачки пестроцветных глин. В основании ее залегают красноцветные глины, имеющие в верхней части в основном зеленый, зеленовато-серый и серый цвета. На плато Абу Тартур пестроцветная пачка содержит в верхней части своего разреза прослой глины с конкрециями черных фосфоритов, наблюдающихся в естественных обнажениях. Общая мощность нубийской формации в оазисе Харга 360—816 м. Фосфоритоносная формация ($K_{2\text{cp}} - K_{2\text{m}_1}$) очень 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 обнажается вдоль склона плато Абу Тартур и прослежена на расстоянии более 30 км. Расстояние между крайними западной и восточной точками, где в Западной пустыне Египта отмечены фосфоритоносные отложения, свыше 200 км. Сводный разрез фосфоритоносной формации оазиса Дахла, по материалам Хермины, Гобриель и Иссави [18] имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Глины пепельно-серые, серые, рассланцованные; мелкозернистые светло-серые кварцевые, зеленовато-серые кварцево-глауконитовые песчаники, мощность 4—5 м. В основании этой пачки к северо-востоку от дер. Тенейда Г.И. Спандерашвили зафиксированы два прослоя фосфоритов мощностью несколько сантиметров и фосфатные песчаниковые глины мощностью 0,5 м.

2. Карбонатные песчаники, песчанистые известняки с обильными остатками раковин *Neaega*, фосфориты. К югу от дер. Абар Эль Маухуб верхняя часть пачки представлена фосфоритами мощностью 1 м с содержаниями P_2O_5 30%, а в разрезе к северо-западу от дер. Балот в верхней части пачки (1,5 м) содержание P_2O_5 18%. Эта пачка выделяется как нижняя фосфоритоносная пачка, мощность 3—4 м.

3. Глины рассланцованные, черные с зеленоватым оттенком, с прослоями песчаников и фосфоритов. Отмечается 5—7 фосфоритных прослоев мощностью от нескольких сантиметров до 0,2 м.

4. Верхняя (главная) фосфоритоносная пачка — глины листоватые, серо-черные, с пластами желто-серых фосфатных песчаников и фосфоритов. Пачка содержит до 5—6 пластов фосфоритов мощностью от 0,1 до 1,4 м и ряд прослоев мощностью в несколько сантиметров. Общая мощность фосфоритоносных отложений в оазисе Дахла от 15 до 30 м. Верхняя фосфоритоносная пачка перекрывается мергелями, мелоподобными кремнистыми и песчанистыми известняками общей мощностью 0,3—5 м. В основании этих проб отмечается прослой с фосфатизированными органическими остатками (зубы и кости рыб), фосфатными зернами, содержащий до 20—22% P_2O_5 . Фосфоритоносные отложения прослеживаются от оазиса Дахла на восток к плато Абу Тартур.

На плато Абу Тартур канавами и по естественным обнажениям фосфориты прослежены вдоль уступа, опоясывающего плато от вади Эль Баттых до Аин Амур на расстоянии 125 км. На самом плато, в его крайней юго-восточной части, фосфориты вскрыты буровыми скважинами через 800 и 1600 м с юга на север от уступа на 13 км и с востока на запад от уступа на 20 км. На плато Абу Тартур фосфоритоносная формация лежит на пачке пестроцветных глин с размывом. Ее сводный разрез представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Нижняя фосфоритная пачка, состоящая из двух пластов: а) нижний продуктивный пласт сложен преимущественно фосфоритами; в юго-западной части он расщепляется глинистыми линзами и прослоями на ряд слоев, мощность пласта колеблется от 0,30 до 10 м, составляя в среднем на месторождении Абу Тартур 4,2 м; б) верхний пласт сложен преимущественно глинами с двумя, иногда тремя и больше маломощными (до 1,0 м) пластами фосфоритов, большей частью карбонатными с сравнительно низким содержанием P_2O_5 . Общая мощность пачки увеличивается с северо-востока на юго-запад с 3,0 м до 16 м, а затем снова уменьшается до 3,5 м в западном направлении.

2. Средняя, глауконитовая, карбонатно-песчано-глинистая пачка внизу представлена преимущественно листоватыми глинами с прослоями глауконитовых алевролитов, линзами глин, обогащенными пиритом и марказитом. Вверху пачка представлена глауконитовыми песчаниками, алевролитами и глинами с линзами карбонатных и фосфатно-карбонатных пород, конкрециями пирита и марказита. Мощность пачки колеблется с запада на восток от 32 до 12—16 м.

3. Верхняя, фосфатно-глинистая пачка сложена 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 пачки изменяется с северо-востока на юго-запад от 4,3 до 8,0 м.

По данным Авада и Гобризль [15], разрез фосфоритоносной формации оазиса Харга имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Нижняя фосфоритоносная пачка — сланцеватые глины, фосфориты, песчаники, известняки. Пачка содержит 2—3 пласта фосфоритов мощностью 0,1—2,0 м. Пласты мощностью более 0,5 м зафиксированы в северо-восточной части оазиса, в районе населенных пунктов Берис-Душ, Гебель Шейх и Гебель Тарир, мощность 2,90 м.

2. Глины сланцеватые, реже песчаные и мергели. На Гебель Тараван зафиксированы прослойки фосфоритов мощностью до 20 см, мощность 3,5—24,0 м.

3. Верхняя фосфоритоносная пачка — сланцеватые глины, реже песчаники, мергели, фосфориты. Характеризуются слабой степенью фосфоритоватости. Заслуживающие внимания фосфоритные пласты отмечаются в главном уступе в районе Гебель Уми Генейм и в холмах Гебель Эль Шейх и Тараван.

В южном направлении степень фосфатизации верхней пачки резко уменьшается и пласты фосфоритов практически отсутствуют. В самой южной части оазиса Харга, восточнее Абу Байан, в стратиграфическом эквиваленте верхней пачки зафиксированы два прослойка фосфоритов мощностью 5—10 см. На изолированных холмах Гебель Шейх, Гебель Тараван и Умм Эль Нассим в верхней пачке зафиксированы от 1 до 3 пластов фосфоритов мощностью 0,3—2,4 м. По данным Авада и Гобризль, мощность фосфоритоносных отложений оазиса Харга меняется от 0,4 до 10,2 м и лишь в разрезе Умм Эль Генейм достигает 37,0 м.

К северо-западу от оазисов Харга и Дахла фосфоритоносные отложения известны в оазисе Бахария; фосфориты приурочены к нижней части формации Хафуф, представленной доломитами и доломитовыми песчаниками с прослоями известняков. Пласты кремнистых фосфоритов мощностью от 0,3 до 1,5 м с содержанием 10—11% P_2O_5 известны в разрезе Гебель Хафуф [17]. Существуют различные точки зрения о возрасте формации Фафуф. Одни относят ее к низам верхнего мела, к турон-сантону [27], другие — к верхам его, кампану [17], или сопоставляют формацию Хафуф с фосфоритоносной формацией Дуви других районов Египта [28]. К юго-востоку от плато Абу Тартур и оазиса Харга расположены оазисы Дунгул и Куркур, самые южные районы Западной пустыни Египта, где известны фосфоритоносные отложения. Фосфориты в этом районе выходят на поверхность вдоль подножия уступа, который тянется от южной оконечности оазиса Харга в юго-западном направлении на расстояние 120 км и далее на восток до оазиса Куркур. По уступу проходит граница между известняковым плато, расположенным к северу от уступа и слабо всхолмленной равниной, уходящей на юг и сложенной песчаниками нубийской формации.

По данным Гобризль, Спандерашвили и Мансур, фосфоритоносные отложения приурочены к толще мощностью около 25—30 м мелко-среднезернистых песчаников и сланцеватых глин с прослоями песчани-

стых известняков, выделяемых в формацию Дуви. В районе вади Сейал, к югу от оазиса Куркур, Г.И. Спандерашвили отмечает два-три прослоя брекчиевых фосфоритов мощностью 0,1–0,6 м, состоящих из обломков фосфатизированных костей, фосфатных и кварцевых зерен, железистых песчаников, цементированных железисто-карбонатным цементом. Фосфориты имеют низкое содержание P_2O_5 — (10–18%). В фосфоритах наблюдаются обломки окремнелой и ожелезненной древесины, а также гальки кварца размером 5 мм, свидетельствующие о мелководных условиях осадконакопления и близости береговой линии. Фосфатоносные породы в этом районе известны также в вышележащих карбонатных отложениях формации Куркур. Между фосфатоносными породами формаций Дуви и Куркур залегает толща песчано-глинистых отложений Дахла мощностью 50–130 м.

Приведенные данные о фосфоритоносности верхнемеловых отложений, развитых к северо-западу и юго-востоку от плато Абу Тартур, свидетельствуют о широком распространении фосфатонакопления в Западной пустыне с юга на север. Однако степень и масштабы фосфатоносности северной (Бахария) и южной частей (Куркур и Дунгул) фосфоритоносного района Западной пустыни (Западно-Египетского) менее значительны, чем центральной (Харга, Дахла, Абу Тартур), вследствие большой глубокководности бассейна фосфатонакопления в первой и мелководности — во второй.

Формация Дахла ($K_2 dh$) широко распространена в фосфоритоносном районе Западной пустыни. Она согласно залегает на породах фосфоритоносной формации, образуя пологие склоны уступов в оазисах Дахла, Харга и плато Абу Тартур. Формация Дахла подразделена Авадом, Гобризем [15] и Хермина [19] на три литологические пачки и ряд биостратиграфических зон. По данным Саида, разрез этой формации в оазисе Дахла представлен переслаиванием листоватых серых, зеленовато-серых, серовато-зеленых, часто известковистых глин с мергелями и прослоями глинистых известняков, содержащих окаменелые органические остатки Хермина [21] выделяет на плато Абу Тартур в формации Дахла три пачки (снизу вверх): листоватых глин, карбонатных листоватых глин и фосфатных листоватых глин. Мощность пачек колеблется от 20 до 45 м. Общая мощность формации Дахла на месторождении Абу Тартур колеблется от 75 м в северо-восточной части до 130 м в юго-западной части месторождения. В районе Абу Тартур верхи глин формации Дахла замещены комплексом фаций известняков формации Куркур, которая, возможно, включает также низы перекрывающих меловых отложений Тараван, выделенных Саидом в оазисах Харга и Дахла. Формация Куркур в нижней своей части представлена известняками и глинистыми известняками с прослоями желтоватых глин, характеризующими собой постепенный переход от глинистых отложений к карбонатным. Верхняя часть формации представлена белыми мелоподобными, часто органогенными известняками и мелом, образующими круто падающие обнажения, четко выделяющиеся в верхней части уступов плато. Характерной чертой известняков формации является кавернозность и наличие гнезд и друз гипса. Известняки местами содержат богатую ископаемую фауну, пред-

ставленную характерными видами. На плато Абу Тартур формацией Куркур заканчивается разрез дочетвертичных отложений.

Тектоническое строение фосфоритоносного района южной части Западной пустыни (Западно-Египетский фосфоритоносный район) изучено пока еще слабо. Н.С. Шатский [12] отмечает, что фосфориты Египта образовались в платформенную стадию развития и приурочены к склону древней Африканской докембрийской платформы. Несколько более подробно, чем в других работах, вопросы тектонического районирования Египта рассматриваются в статьях Н.А. Сягаева. Он считает, что все последокембрийские осадочные формации Египта являются типичными платформенными образованиями. Наиболее крупные залежи фосфоритов Западной пустыни приурочены к северо-восточной части северного крыла Нубийской антеклизы, расположенной на краю Африканской платформы. По мнению Н.А. Сягаева, структура северного крыла Нубийской антеклизы, доэоценового времени (поздний мел—палеоцен) представляет собой простую моноклинал, наклоненную на север и северо-восток под углом от $0^{\circ}30'$ до $1-2^{\circ}$. В районах оазисов Дахла и Харга моноклинал сложена поднятиями и впадинами. Месторождение фосфоритов Абу Тартур формировалось, по нашему мнению, в заливообразной впадине, расположенной между куполообразными поднятиями Дахла и Харга. Небольшой угол падения фосфоритоносных отложений и перекрывающих их пород на месторождении Абу Тартур в западном направлении свидетельствует о том, что оно приурочено к восточному борту впадины, который также осложнен более мелкими впадинами и поднятиями, на месте которых формировались мелкие синклинале- и антиклиналеобразные структуры. Н.А. Сягаев [11] выделяет на территории Египта два цикла осадконакопления и тектонических движений — палеозойско-триасовый и мезозойско-кайнозойский. Последний состоит из четырех стадий: юрско-нубийской, доэоценовой (поздний мел—палеоцен), эоценовой и олигоцен-четвертичной. Геологические формации каждой стадии отделены друг от друга региональными стратиграфическими или даже угловыми несогласиями и представляют собой структурные ярусы. В соответствии с делением Н.А. Сягаева, фосфоритоносные отложения Западной пустыни относятся к доэоценовому структурному ярусу (K_2-P_1) и приурочены к его основанию. На месторождении Абу Тартур они залегают с размывом и, по-видимому, стратиграфическим перерывом на отложениях пестроцветной пачки нубийской формации.

Следует отметить, что в тектонической приуроченности фосфоритоносных отложений Западно-Египетского фосфоритоносного района наблюдаются многие черты сходства с тектоникой меловых фосфоритоносных отложений Русской платформы [6, 2, 3]. Подавляющая часть наиболее крупных промышленных месторождений Русской платформы (Вятско-Камское, Егорьевское и др.), отличающиеся повышенной продуктивностью, значительными площадями залежей и запасами, приурочены к синеклизам или близким к ним структурным элементам. Образовались фосфориты преимущественно в участках платформы, представлявших собой впадины, которые хотя и были заложены задолго

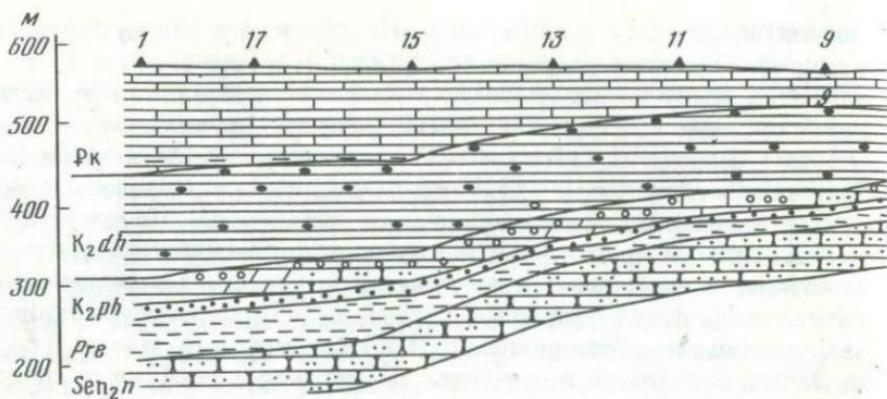


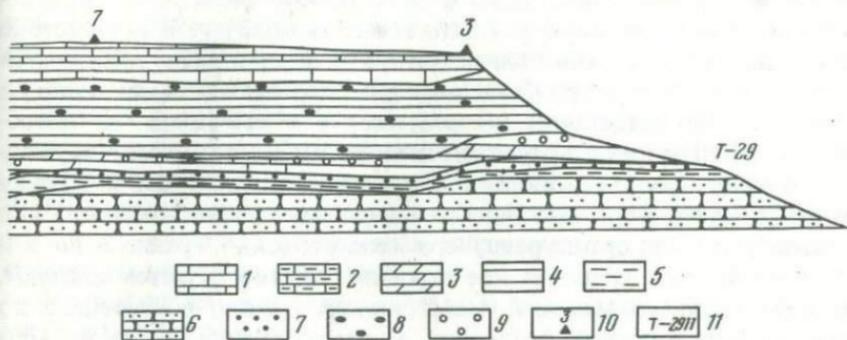
Рис. 1. Схематический геологический разрез по разведочной линии А месторождения фосфоритов Абу Тартур

1 — известняк; 2 — глинистый известняк, 3 — доломит, 4 — листоватые глины, 5 — глины, 6 — песчаники; 7 — зернистые фосфориты; 8 — конкреционные фосфориты; 9 — глауконит; 10 — скважина и ее номер; 11 — канава и ее номер, Рк — формация Куркур; K_2dh — формация Дахла; K_2ph — фосфоритоносная формация, Pre-Sen_{2n} — нубийская формация

до времени седиментации фосфоритов, но сохранили свою тенденцию к прогибанию и в последующие периоды [3].

В последние годы в Западной пустыне выявлено самое крупное в Египте месторождение фосфоритов Абу Тартур с разведанными запасами 252,5 млн. т P_2O_5 [2, 3]. Оно прошло при техническом содействии СССР предварительную разведку и является наиболее изученным в этом районе. В результате предварительной разведки выявлены в основных чертах литолого-структурные особенности фосфоритоносной формации, условия залегания, форма и строение фосфоритоносных залежей, природные типы и разновидности, минерально-петрографический состав фосфоритов и вмещающих их пород, определены общие перспективы месторождения. В геоморфологическом отношении оно приурочено к юго-восточной, краевой части плато Абу Тартур, имеющему полуовальную форму и открытому к северо-западу. Край плато на юге, востоке и северо-востоке обозначен крутыми уступами; поверхность его сложена известняками и на большей части ровная, абсолютные отметки колеблются от 540 до 570 м. В геологическом строении месторождения участвуют разновозрастный комплекс отложений от юры до четвертичных. Четвертичные отложения подразделяются (снизу вверх): на нубийскую, фосфоритоносную, Дахла и Куркур формации (рис. 1), общая характеристика которых приведена в начале работы.

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 ложится на пачку пестроцветных глин с размывом, который фиксируется в обнажениях и керне скважин. Наблюдается неровная поверхность подстилающих формацию глинистых пород, наличие переходного фосфатно-глинистого слоя мощностью до 30 см, содержащего обломки нижележащих пестроцветных глин кар-



маноподобные полости, заполненные фосфатным материалом. Формация делится на три литологические пачки (снизу вверх):

1. Нижняя фосфоритная пачка состоит из двух горизонтов. Нижний продуктивный горизонт сложен преимущественно фосфоритами; на ряде участков, особенно в юго-западной части, он расщепляется глинистыми прослоями и линзами на ряд пластов. Мощность горизонта колеблется от 30 см до 10 м, составляя в среднем 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 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. Вверху пачка представлена глауконитовыми песчаниками, алевролитами и глинами с линзами карбонатных и фосфатно-карбонатных пород, мелкими конкрециями сульфидов железа. Мощность пачки колеблется 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 изменяется 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 с северо-востока на юго-запад соответственно от 82,0 и 19,6 до 240,7 и 58,2 м. Колебания в глубинах залегания и мощностях фосфоритоносной формации обусловлены незначительным общим наклоном поверхности подстилающих формацию пород с востока на запад. Возраст фосфоритоносной формации Египта определяется по-разному. Одни исследователи относят ее к нижнему маастрихту [27, 18], другие – к кампану [24, 14], или к кампану–нижнему маастрихту [12, 28]. В палеотектоническом отношении фосфоритоносные и вмещающие их отложения плато Абу Тартур приурочены к древней заливообразной впадине, расположенной между древними поднятиями Дахла и Харга и образуют в структурном отноше-

нии крупную пологую синклиналь. 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. Оно вытянуто с юго-запада на северо-восток в близширотном направлении и имеет длину по выходу на дневную поверхность фосфоритоносной формации около 64 км и ширину (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 остается неясным. Структурная карта разведанной части месторождения, построенная по подошве фосфоритоносной формации, а также геологические разрезы свидетельствуют о том, что поверхность подстилающих ее пород имеют общий слабый наклон с северо-востока на юго-запад. Угол наклона неодинаковый: в северо-восточной части и центральной части он составляет $0^{\circ}30'$, в западной части увеличивается до 3° , а далее на запад вновь уменьшается до $0^{\circ}30'$. Мощности фосфоритоносной и Дахла формаций, а также продуктивного фосфоритоносного пласта значительно возрастает в западном направлении. Это свидетельствует о том, что в период фосфатонакопления и последующее время западная часть месторождения была более погруженной (глубоководной), чем восточная. Вследствие этого осаждавшиеся в восточной части осадки, в том числе и фосфатные, подвергались размыву и переотложению, что привело к сокращению их мощности. Кроме общего падения 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. Фосфоритные слои вместе со всеми вмещающими отложениями, выполняя мульдугу и частично выравнивая поверхность, все же повторяют ее рельеф, что наряду с другими факторами в значительной мере определило наблюдающиеся колебания в мощностях и фациальной изменчивости пород. Приведенные выше 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 (фосфоритоносная и Дахла формации) и карбонатным (Куркур формация) свидетельствуют о трансгрессивном характере осадконакопления в период образования фосфоритов. Наблюдающаяся же в разрезе фациальная изменчивость, которая встречается 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 гори-

зонт залегает непосредственно на пестроцветной пачке нубийской формации и в зависимости от структурного положения имеет различные мощности и строение в пределах месторождения. С запада на восток выделяется четыре типа строения разреза фосфоритного горизонта.

Первый тип разреза характерен для западной части месторождения, развит к западу от 12 разведочной линии и имеет следующее строение:

а) в основании — слой фосфоритов с изменчивыми содержаниями P_2O_5 и нерастворимого осадка и мощностью от 15 см до 1,0 м, иногда до 2,3 м; в составе фосфоритов наблюдаются угловатые обломки подстилающих пестроцветных глин.

б) слой листоватых глин мощностью от 25 см до 1,65 м с маломощными линзами фосфоритов.

в) слой фосфоритов с устойчивым и сравнительно высоким содержанием P_2O_5 (26–30%); содержит линзы листоватых глин мощностью от 15 до 50 см, или глинистых бедных фосфоритов мощностью 10–20 см, мощность слоя 1–3,4 м.

г) слой бедных карбонатных фосфоритов и фосфатных карбонатных пород, переходящих в листоватые глины, мощность от 0,5 до 1,0, иногда до 2,5 м.

д) слой фосфоритов изменчивого состава и мощности; в нижней части фосфориты более богаты. Содержит линзы бедных карбонатных фосфоритов, фосфатных карбонатных пород и фосфатно-карбонатных жил мощностью 15–40, редко до 60 см.

Общая мощность горизонта 4,0–10,65 м.

Второй тип разреза распространен к востоку от первого. Его строение (снизу вверх):

а) слой богатых фосфоритов (26–30% P_2O_5); в нижней части фосфориты более грубозернисты, чем в верхней. Мощность изменяется с юга на север от 3,0 до 1,0 м, иногда уменьшается до 0,25 м.

б) слой фосфатных глин мощностью до 60 см.

в) слой фосфоритов; иногда ложится непосредственно на нижний фосфоритный слой. Фосфориты менее богаты (20–25% P_2O_5), чем в нижнем слое. Мощность 1,0–2,5, редко 4,0 м, иногда уменьшаясь до 0,25 м за счет замещения глинами.

Общая мощность горизонта колеблется от 1,25 до 6,0 м.

Третий тип разреза развит далее на восток от второго. Фосфориты залегают в виде единого слоя изменчивой мощности; фосфориты содержат линзы листоватых глин (0,2–0,5 м), в основном богатые (26–29% P_2O_5), но иногда замещаются или содержат линзы менее богатых (21–24% P_2O_5) с высоким, около 18%, содержанием карбонатов (кальцита и доломита). Мощность горизонта изменяется от 1,0 до 4,3 м, а иногда падает вследствие фашиального замещения глинами до 0,10 м.

Четвертый тип разреза развит в северо-восточной части месторождения и близок к третьему типу. К северу от разведочной линии фосфориты залегают в виде единого слоя с маломощными линзами глин и карбонатных фосфатных пород (10–15 см); в низах наблюдаются бедные фосфориты (15–21% P_2O_5) мощностью 25–40 см. На другом участке фосфоритный горизонт разделен глинами на два слоя. Нижний

слой мощностью около 1,0 м содержит 20–25% P_2O_5 ; выше следуют листоватые мощностью 0,4 м. Верхний слой представлен богатыми фосфоритами (26–29% P_2O_5) мощностью 3,5–4,0 м, которая иногда возрастает до 5,5 м. Общая мощность горизонта колеблется от 2,5 до 6,0 м, достигая иногда 7,0 м. Средняя мощность фосфоритов в западной части месторождения – 5,2 м, в восточной 3,4 м, средняя по месторождению 4,2 м.

Из приведенной выше характеристики строения фосфоритоносного горизонта следует:

1. Мощность фосфоритного пласта в целом уменьшается с запада на восток. Наряду с изменением мощности в определенном направлении, она меняется также в зависимости от структурного плана поверхности подстилающих пород, увеличиваясь во впадинах и уменьшаясь на выступах.

2. Фосфоритный 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 латеральном направлениях и связана главным образом с палеорельефом морского дна, гидродинамикой бассейна и другими факторами.

На месторождении Абу Тартур четко выделяется два типа фосфоритов: невыветрелые (первичные) и выветрелые (вторичные), возникшие по первичным. Первые залегают в глубине месторождения и составляют около 95% разведанных запасов: вторые развиты 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. Первичные фосфориты макроскопически представляют собой преимущественно некрепкую породу темно-серого или черного цвета массивной текстуры и зернистой структуры; наблюдаются и крепкие разности фосфоритов. Фосфориты состоят из фосфатных и нефосфатных компонентов. Подавляющая часть фосфатных образований представлена однородными зернами; подчиненное значение имеют кости и зубы рыб и их обломки; иногда наблюдаются ядра пеллеципод и гастропод и их обломки. Зерна имеют черную, темно-серую, серую и светло-серую окраску. В богатых по содержанию фосфоритах фосфатные зерна составляют 60–70% от 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 цементированы. В менее богатых и бедных фосфоритах обычно возрастает роль карбонатного цемента, благодаря чему фосфориты становятся более крупными. Подавляющая масса фосфоритов рассыпается при слабом давлении на них и быстро размокает в воде.

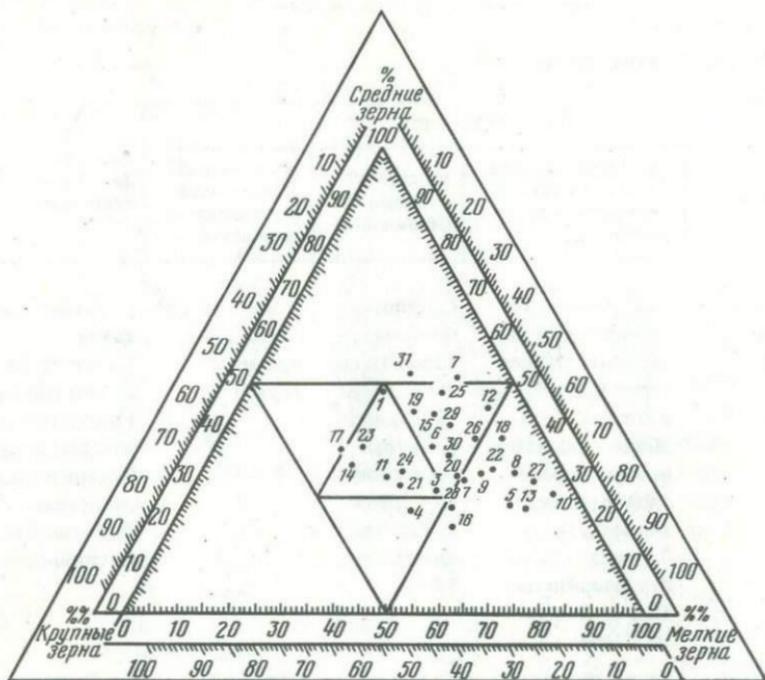


Рис. 2. Диаграмма гранулометрического состава фосфоритов месторождения Абу Тартур

По данным гранулометрического анализа фосфориты состоят из мелких, средних и крупных зерен. Преобладают средние и мелкие зерна (рис. 2). На месторождении выделяются мелкозернистый (0,25–0,01 мм и менее), среднезернистый (0,25–0,5 мм) и разнозернистый типы фосфоритов. К разнозернистому типу относятся фосфориты, в которых, наряду с мелкими и средними зёрнами, значительное место занимает крупнозернистая фракция (0,5–1,0 мм и более). Зерна размером более 2,0 мм крайне редки. Фосфатные зерна составляют около 90% всех фрагментов, входящих в фосфориты. Подавляющая часть зерен имеет черный цвет, окатана и полуокатана, имеет неправильную, часто угловатую форму, 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 собой пляжные пески. Форма фосфатных зерен, их окатанность и строение поверхности свидетельствуют о следах их перемыва. Встречаются зерна, имеющие форму многогранников, характерную для пустынных терригенных образований, возникающих под воздействием ветра. Наблюдаются удлиненные, правильной формы фосфатные зерна, имеющие глянцевитую поверхность. Такие зерна некоторые исследователи относят к капролитам. Фосфатное вещество в зернах обычно имеет скрытокристалличе-

Таблица 1

Классификация фосфоритов

по генезису	Тип фосфоритов			Разновидность фосфоритов по составу цемента
	по гранулометрическому составу зернистого материала	по структурным особенностям	по минеральному составу основных примесей	
Невыветрелые (первичные)	Средне-мелкозернистые (преобладает размер зерен 0,25–0,1 мм и менее). Мелко-среднезернистые (преобладает размер зерен 0,25–0,5 мм) Разнозернистые (0,1–1,0 мм до 2 мм)	Органогенно-псаммитовые (в составе зерен фосфатизированные органогенные фрагменты занимают до 5%)	Глинисто-карбонатный с примесью пирита	Глинисто-доломитовая Глинисто-кальцит-доломитовая Глинисто-доломито-кальцитовая Кальцито-доломит-глинистая Доломито-кальцитоглинистая
Выветрелые (вторичные)	Те же, что и для первичных	Те же, что и для первичных	Глинисто-карбонатно-гипсовый	Карбонатно-глинисто-гипсовая Глинисто-карбонатно-гипсовая Глинисто-гипсово-карбонатная Карбонатно-гипсово-глинистая

скую структуру и поэтому под микроскопом наблюдается в виде оптически изотропной массы или слабо интерферирует. Однако иногда наблюдается сферолитовая или радиально-лучистая структура фосфатного зерна. 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. Некоторая часть светлых фосфатных зерен не содержит вкрапленности пирита. Кроме фосфатных зерен, под микроскопом наблюдаются оолиты и оолитоподобные образования, мелкие конкреции и обломки фосфорита.

Фосфатные органогенные фрагменты представлены зубами, костями рыб и обломками костей и являются псевдоморфозой замещения по этим органическим остаткам. Размер и форма фосфатизированных органических остатков самые разные: 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. Так же, как

Таблица 2

Химический состав основных разновидностей первичных фосфоритов месторождения Абу Тартур

Компонент	Фосфориты карбонатные							Глинистые
	1	2	3	4	5	6	7	8
P ₂ O ₅	29,00	28,21	24,75	26,12	28,75	22,26	18,97	27,24
H ₂ O	4,80	5,09	4,47	4,06	2,78	4,49	—	9,12
SiO ₂	4,17	4,64	4,17	3,70	2,46	4,29	5,42	8,43
Al ₂ O ₃	1,17	1,13	0,59	1,18	0,65	1,44	1,17	1,53
Fe _{полн.}	2,27	1,98	2,50	2,46	2,59	2,44	4,44	2,13
Fe ₂ S	3,40	3,10	3,29	4,90	3,16	2,77	3,93	2,70
MgO	1,74	2,61	4,63	2,79	1,34	5,54	1,52	1,09
CaO	43,26	42,35	40,32	42,75	45,24	41,38	42,96	41,74
BaO	сл.	0,0088	0,008	сл.	0,03	сл.	сл.	0,008
MnO	0,01	0,01	0,64	0,01		0,03	0,05	0,02
TiO ₂	0,12	0,17	0,20	0,29	0,26	0,17	0,24	0,17
Na ₂ O	0,49	0,70	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49
S _{пирит}	1,82	1,66	—	2,60	—	—	3,51	1,45
SO ₃	3,68	3,93	2,68	2,70	3,50	2,48	2,15	3,63
CO ₂	3,99	4,91	—	8,22	—	—	14,35	3,93
Cl	Сл.	Сл.	0,03	0,06	Сл.	0,06	Сл.	Сл.
H ₂ O	1,79	1,78	—	1,67	—	—	1,30	2,01
C	0,07	0,11	0,07	0,08	0,13	0,21	0,08	0,13
П.п.п.	6,97	9,10	12,46	10,55	7,87	12,71	17,49	9,12
F	3,00	2,12	2,67	2,63	2,53	3,02	1,99	2,8

Примечание. K₂O и Y₂O₅ — встречаются в виде следов.

и зерна, органические остатки насыщены тонкозернистым пиритом и марказатом. К органогенным фосфатизированным остаткам относятся такие редко встречающиеся ядра пелеципод и гастропод, представляющие собой псевдоморфозы выполнения. Нефосфатная, терригенная часть фосфоритов представлена кварцем, обломками глин, доломита, мергеля и известняка и их фосфатными разностями. Вторичные (выветрелые) фосфориты крепкие, имеют светло-серый или коричневатого-серый цвет, зернистую (псаммитовую) структуру и резко отличается 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 цементе, в значительном развитии в цементе гипса и увеличении окислов железа.

Помимо обломочной нефосфатной примеси в первичных и вторичных фосфоритах широко развиты аутигенные минералы: доломит, каль-

цит, глауконит, пирит, сидерит, анкерит, гидроокислы железа, гипс которые заполняют пространство между фосфатными фрагментами и, наряду с глинистым материалом, составляют цемент. По минеральному составу в первичных фосфоритах преимущественно развит карбонатный, глинистый и смешанный (глинисто-карбонатный или карбонатно-глинистый) цемент, во-вторичных — гипсовый, гипсово-глинистый и гипсово-карбонатный цемент. По структуре различаются поровый, соприкосновения или контактовый, крустификационный, базальный типы цемента и их смешанные разновидности [10]. Ниже приводится составленная нами табл. 1 классификация фосфоритов и табл. 2 химического состава основных разновидностей первичных фосфоритов месторождения Абу Тартур.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Качественный минеральный состав фосфоритов установлен путем макроскопического изучения, непосредственно в поле, в обнажениях, по керну скважин; в камеральных условиях путем просмотра фракций гранулометрического анализа под бинокулярной лупой и исследования шлифов под микроскопом; некоторые минералы определены с помощью термоанализа. Количественные содержания минералов (рис. 3) определены на основании пересчета данных полного химического анализа секционных и групповых проб, а также фракций гранулометрического анализа фосфоритов. Минеральный состав фосфоритов характеризуется выдержанностью и однообразием на всем месторождении Абу Тартур. Главными минералами, слагающими фосфориты являются: фосфат, доломит, кальцит, гипс, пирит, марказит, окислы и гидроокислы железа (лимонит), кварц, глинистые минералы, органическое вещество.

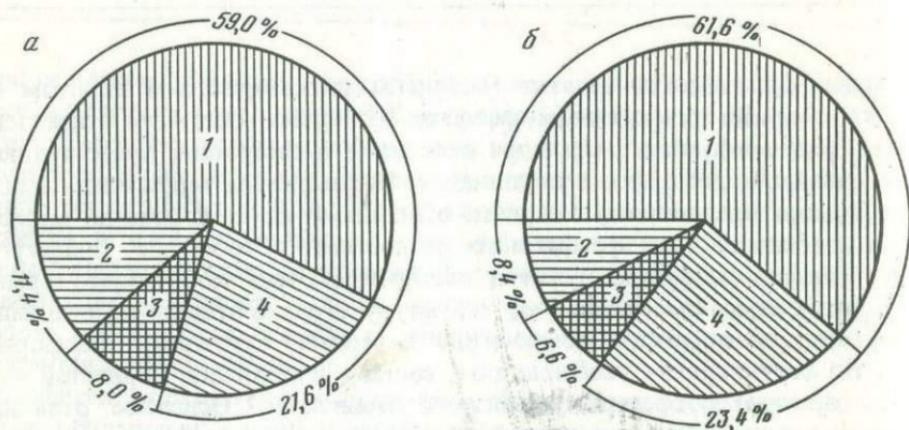


Рис. 3. Минеральный состав невыветрелых (первичных) фосфоритов месторождения Абу Тартур

а — с повышенным содержанием доломита; б — с допустимым для технологии содержанием доломита; 1 — фосфат; 2 — доломит; 3 — кварц + глинистые минералы; 4 — кальцит, гипс, пирит, окислы железа

Таблица 3

Химический состав фосфатных зерен

№ проб	Содержание, в %								
	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	CO ₂	SO ₃	Fe _{общ.}	H.O.	П.п.п.
1	33,08	47,26	—	0,76	3,12	2,80	2,67	3,29	7,14
2	33,29	47,85	0,85	0,87	0,71	3,24	1,48	0,81	7,44
3	32,92	43,99	2,12	0,85	0,87	3,22	2,49	1,05	7,57

Фосфатный минерал. В фосфоритах Абу Тартур содержится от 35 до 71% фосфатного минерала. Фосфатный минерал слагает зерна, органические остатки, конкреции и отсутствует в цементе руд. В фосфатных зернах фосфат обычно скрытокристаллический, оптически изотропный; реже наблюдается мелкокристаллическое, сферолитовое и радиально-лучистое строение в краевых частях зерен, в оолитах и конкрециях. По соотношению $F : P_2O_5 = 0,09-0,10$ и параметрам кристаллической решетки ($a = 9,36 \text{ \AA}$, $c = 6,88 \text{ \AA}$) фосфат близок к фторкарбонатапатиту. В табл. 3 приведены химические анализы фосфатных зерен. В фосфатных зернах наряду с видимыми под микроскопом минералами присутствует тонкодисперсная примесь других минералов, таких как доломит, гипс, кварц, глинистые минералы, а сами фосфатные зерна представляют собой мелкие конкреции, которые образовались в процессе диагенеза из насыщенного фосфатом осадка и при своем формировании захватывали другие минеральные компоненты осадка.

Доломит входит в состав фосфоритов в виде цемента, обломков и тонкодисперсной примеси в фосфатных зернах. Он имеет мелкозернистую, микрогранобластовую и пелитоморфную структуру. Наиболее высокое содержание наблюдается в фосфоритах с карбонатным цементом и бедных фосфоритах. Как правило, в фосфоритах с 15–24% P₂O₅ содержится более 10% доломита, соответственно, более 2,0% MgO, что превышает установленные технические требования к фосфатному сырью для кислотной переработки. Кальцит, как и доломит, входит в состав фосфоритов в виде обломков и цемента. Наиболее высокое его содержание отмечается в бедных карбонатных рудах с 15–20% P₂O₅. Гипс в первичных фосфоритах наблюдается в небольших количествах в шлифах и зернах в виде мелких пластинок, чешуек в микротрещинах и углублениях на поверхности зерен; его присутствие установлено термическим анализом. Количество гипса в первичных фосфоритах получено нами расчетным путем по содержанию в химических анализах сульфатной серы от 2 до 4%. Возможно, что часть сульфатной серы входит в состав фосфатного минерала. Во вторичных фосфоритах гипс в виде цемента, хорошо виден макроскопически. Пирит и марказит в подавляющей своей части связаны с фосфатными зернами, что определяет его более или менее стабильное содержание. Он присутствует в виде тонкозернистой, микрокристаллической вкрапленности и придает фосфатным зернам

черный цвет. Очень часто наблюдаются фосфатные зерна, покрытые тонкой пиритной оболочкой. Встречаются и более крупные выделения этих минералов в цементе фосфоритов. Кроме сульфидов железа, в фосфоритах встречаются редкие конкреции сфалерита (3 x 6 и 15 x 5 мм) и реже галенита, приуроченные главным образом к глинистому цементу. Минералы окислов и гидроокислов железа (гематит, лимонит) присутствуют в фосфоритах в фосфатных зернах и цементе в тонкорассеянной, скрытокристаллической и коллоидальной формах, благодаря чему фосфорит приобретает коричнево-бурые тона; встречаются также в виде оторочек вокруг фосфатных, карбонатных, кварцевых и других зерен. Карбонаты железа установлены термическим анализом.

Глинистые минералы являются основной составляющей частью цемента, а также в виде тонкой примеси находятся в фосфатных зернах. Под микроскопом наблюдается микрочешуйчатая структура глинистых минералов, зеленый оттенок и низкая интерференционная окраска. По данным термического анализа и вычисленным отношениям формульных количеств SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 и других компонентов глинистый минерал фосфоритов отнесен нами к монтмориллониту. Не исключено присутствие и других глинистых минералов, как например, палыгорскита. Данные химического анализа гранулометрических фракций фосфоритов показали наличие в фосфатных зернах свободного глинозема. Органический углерод присутствует в фосфатных зернах и цементе, а также в глинистых прослоях. Количество его невелико (0,1–0,3%). В верхах фосфоритовой пачки встречаются гнезда углистого вещества размером 0,3 x 0,4 см.

Вопросам закономерностей размещения и генезиса фосфоритов Египта посвящен ряд работ [24, 12, 26, 27, 28, 16 и др.], 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 Египта подразделяются на ряд литолого-фациальных зон, сменяющихся с юга на север: южную, центральную и северную [28]. Фосфоритоносные отложения южной литолого-фациальной зоны (районы оазисов Куркур, Дунгул) представлены преимущественно песчаниками, песчанистыми глинами и редко встречаемыми прослоями песчаных известняков. Фосфоритные пласты маломощные, низкого качества; максимальная мощность их в районе оазиса Куркур не превышает 0,6 м. Отложения южной зоны несут следы мелководья и прибрежных осадков.

Центральная литолого-фациальная зона характеризуется максимальным фосфатонакоплением. В ее пределах расположены все известные к настоящему времени промышленные месторождения Египта, в том числе и Абу Тартур. Литологический состав фосфоритоносных отложений этой зоны неодинаков, он меняется как в широтном, так и меридиональном направлениях. На западе, в районе оазисов Дахла и Харга разрез фосфоритоносных отложений представлен карбонатными глинами, известняково-глинистыми глауконитовыми песчаниками, фосфоритами с

прослоями фосфатных карбонатных пород и карбонатных глин. Сложилось не совсем правильное представление о том, что разрез фосфоритоносной формации и вмещающих ее пород Западной пустыни беден карбонатным материалом. В действительности же, как показывает изучение вещественного состава этих отложений, на месторождении Абу Тартур, это не так. Сами фосфаты содержат значительное количество карбонатов как в составе обломочной части, так и в цементе. Самые богатые фосфориты с 28% P_2O_5 и более содержат 5—10% свободного карбоната (кальцит, доломит). Все бедные фосфориты (от 22% P_2O_5 и ниже) являются карбонатными и содержат до 35% свободного карбоната. В основном фосфоритном прослое и в верхней части формации присутствуют прослои карбонатных фосфатных пород мощностью до 1,0 м. Глины фосфоритоносной формации, а также подстилающей и перекрывающей ее формаций в значительной мере карбонатные. Все это свидетельствует о том, что фосфоритоносная формация, хотя и не содержит мощных слоев карбонатных пород, однако в ней находится значительная примесь карбонатного материала. Другими словами, образование фосфоритов произошло на фоне терригенно-карбонатного осадконакопления.

В долине Нила фосфоритоносные отложения, имеющие общую мощность 25—40 м, сложены глинами, песчаниками, мергелями, устричными известняками, кремнистыми породами и фосфоритами. В их разрезе отмечается больше прослоев карбонатных пород, в то же время суммарная мощность фосфоритовых пластов на месторождениях значительно меньше, чем на Абу Тартур. В районе Западного побережья Красного моря разрез фосфоритоносных отложений увеличивается по мощностям (50—70 м) и в его строении значительное место занимают карбонатные породы, главным образом устричные известняки, которые в отдельных районах составляют 85% всех пород разреза. В этом районе строение фосфоритоносной формации существенно отличается от двух предыдущих. Фосфоритоносные пласты небольшой мощности встречаются по всему разрезу формации, и лишь в трех интервалах они группируются в пачки, но и в этих пачках пласты фосфоритов разобцены прослоями безрудных пород значительной мощности.

Более существенные различия наблюдаются в вещественном (химическом и минеральном) составе фосфоритов Западной и Центральной части этой фашиальной зоны. Фосфориты Абу Тартур характеризуются значительной примесью в своем первичном составе таких минералов, как доломит, пирит, и гипс и почти не содержат свободного хемогенного кремнезема. Цементом служит глинисто-карбонатное вещество. Отличительной особенностью фосфоритов долины Нила (месторождение Эль Махамид) является их кремнистость. Кремнистое вещество в виде халцедона участвует наряду с кальцитом в строении цемента, составляя значительную, а иногда преобладающую его часть. Фосфоритные руды с карбонатно-кремнистым цементом содержат от 15 до 30% халцедона, примесь доломита и глинистого материала незначительная.

Продуктивные фосфоритные пласты занимают в разрезе фосфоритоносной формации центральной литолого-фашиальной зоны различный стратиграфический уровень. В Западной пустыне, в районе оазиса Дахла

они приурочены к верхней части фосфоритоносной формации, а на плато Абу Тартур и в оазисе Харга, а также в долине Нила — к низам формации. На западном побережье Красного моря, в южной части района (месторождения Хамадат, Абу Тундуб, Гижник и др.), в разрезе формации выделяются три фосфоритные пачки, которые содержат промышленные пласты фосфоритов, а в северной части (месторождения Васиф, Махаммад, Рабах, Умм, Хеуатат, Гасус и др.) наблюдается только одна продуктивная пачка залегающая в верхах формации. Северная литолого-фациальная зона характеризуется глинисто-карбонатным разрезом отложений с маломощными прослоями фосфоритов.

Закономерная литолого-фациальная схема отложений от преимущественно терригенных на юге к терригенно-карбонатным и преимущественно карбонатным, глубоководным на севере свидетельствует о том, что фосфатонакопление занимало в пределах верхнемелового бассейна промежуточную зону морского (фосфатного) шельфа, которая не придвигалась вплотную к берегу, но и не опускалась на значительные, удаленные от берега, глубины. Ширина фосфатного шельфа была значительной и обусловлена слабым наклоном дна древнего морского бассейна. Литологический состав фосфоритоносных отложений и характер рассмотренной выше фациальной изменчивости 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, однако 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 том, что осаждение фосфата происходило в восстановительных условиях, с сероводородным заражением приведенных осадков. Кроме того, парагенез фосфата с доломитом указывает на повышенную минерализацию морской воды. Сероводородное заражение придонных фосфатных осадков и некоторое повышение минерализации морской воды объясняется, по-видимому, ограниченностью связи бассейна фосфатонакопления с открытым морским бассейном. Таким ограничением 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 процесс фосфатонакопления в осадочном цикле верхнего мела приурочен к резкой смене условий осадконакопления с терригенного на терригенно-хемогенное. Фосфатонакопление на территории Западной пустыни и Египта в целом не было единовременным актом. Начало слабого фосфатонакопления фиксируется в отложениях верхов пестроцветной пачки, максимум фосфатонакопления приходится на период формирования фосфорито-

носной формации (верхи кампана, низы маастрихта) и четкое продолжение его прослеживается в этой структуре в отложениях Дахла и низов Куркур формации (верхи маастрихта). Различное строение стратиграфического разреза фосфоритоносной формации и положение продуктивных пачек в нем указывает на разновременность фосфатонакопления в пределах формации.

В геотектоническом отношении Абу Тартур соответствует периоду медленного прогибания северной краевой части платформы и наступлению трансгрессии моря. Сравнительно большая мощность фосфоритов, включая содержание P_2O_5 в них и выдержанный характер их залегания, свидетельствуют о стабильности тектонического режима в период формирования продуктивной части фосфоритоносной формации. Наблюдающаяся же сокращенная мощность фосфоритных пластов в восточной части месторождения по сравнению с западной, а также некоторые колебания в мощностях фосфоритов на отдельных близко расположенных участках являются следствием более высокого дорудного палеорельефа морского дна восточной части и наличия мелких подводных впадин и поднятий. Вертикальная последовательность отложений в разрезе месторождения Абу Тартур от мелководных терригенных (пестроцветной пачки) к более глубоководным терригенно-карбонатным (нижняя часть фосфоритоносной формации) указывает на трансгрессивный характер фосфатообразования, это находится в соответствии со взглядами Н.С. Шатского, который отмечал, что отложения сенонской серии Египта включающей фосфоритоносную формацию, представляет собой трансгрессивные образования, сформировавшиеся между областью 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 химическому осаждению. По-видимому, какая-то незначительная часть фосфата вместе с терригенным, органическим и железистым материалом поступала в бассейн осадконакопления с прилегающей пенеэплензированной 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 фосфора в них. Прогибание морского дна и развитие трансгрессии происходило в течении всего периода накопления нижней фосфоритоносной пачки (верхи кампана, низы маастрихта). Наличие в верхних фосфоритных слоях пачки грубообломочного фосфатного материала, резкое сокращение фосфоритных слоев на приподнятых участках вследствие их размыва, накопление глауконитовых песчаников и глины и резкий спад фосфоритообразования указывают на то, что территория бассейна испытала восходящие движения и обмеление. Последующее медленное погружение, резкое сокращение поступавшего в бассейн фосфора и накопление карбонатно-глинистых пород верхней пачки фосфоритной

формации сопровождалось образованием маломощных залежей низкокачественных фосфоритов, а затем сменилось отложением преимущественно глинистых отложений Дахла формации с еще более резким сокращением фосфатонакопления.

В истории развития месторождения Абу Тартур можно проследить несколько последовательно протекающих генетических этапов. Наиболее ранним является первичная хемоседиментация коллоидально-дисперсного фосфата из протекающей над шельфом (зона мелководья) морской воды с одновременным осаждением карбонатного и терригенного материала различной величины и состава, железистой взвеси и органического материала. На этом этапе решающее значение приобретают физико-химические процессы осадконакопления [10]. Парагенезис основных рудообразующих минералов в фосфоритах Абу Тартур (фосфат, доломит, кальцит, гипс, пирит) свидетельствует, по-видимому, о том, что осаждение фосфатов происходило при смешении поступающих из глубинных частей океанического бассейна слабощелочных, обогащенных фосфатом вод со слабощелочными водами полузамкнутого залива в восстановительных с сероводородом условиях. При этом решающая роль при химическом осаждении фосфата, доломита и кальцита принадлежала физикохимической системе равновесий между CaO , MgO , P_2O_5 и морской водой [7]. Высокое содержание пирита в фосфоритах свидетельствует об обогащенности первичного осадка окислами железа и органическими веществами. Значительное поступление окиси железа в бассейн в период фосфатоосаждения имело унаследованный характер. Пачка пестроцветных глин, непосредственно подстилающих фосфоритоносную формацию, так же как и нижележащая пачка нубийской формации, характеризуются высокой первичной ожелезненностью отдельных, иногда довольно мощных слоев пород, содержащих 10% Fe_2O_3 . Поступавшее с суши железо в форме взвеси и коллоидов лишь частично осаждалось в виде сульфидов; основная масса его поступала в осадок в окисной форме. Обогащение осадка органическим веществом произошло в основном за счет отмирания морских организмов. Поступившая в осадок окись железа под воздействием органического вещества перешла в пирит. Все это привело к обогащению пиритом как фосфоритов, так и прослоев глинистых и глинисто-карбонатных пород в них. При этом характерно более или менее равномерное развитие сульфидов железа по всему месторождению. Таким образом, в седиментационный этап в осадке накопился такой исходный материал, который определил исходный состав фосфоритов.

Накопившийся рыхлый осадок подвергся сложным процессам диагенетического преобразования. Наиважнейшими процессами раннего диагенеза явились образование и рост зерен (микроконкреций) фосфата. Под влиянием общего стремления коллоидов к уменьшению своей поверхностной энергии, фосфат выделился в виде округлых комочков-зерен. Первичная высокая насыщенность осадка фосфатом определила образование микроконкреционного (зернистого) типа фосфоритов вследствие наличия большого количества центров кристаллизации. Фосфатные зерна при своем образовании захватывали находящиеся в

осадке тонкодисперсные частицы доломита, кальцита и глинистого органического вещества, окиси железа, т.е. все то, что находилось в осадке. В дальнейшем, в стадию позднего диагенеза, важное значение приобрело биохимическое разложение захороненного в осадке органического вещества (детритуса). Продукты частичного биохимического распада органического вещества резко понизили окислительно-восстановительный потенциал (Eh) среды, сообщив ей восстановительный характер и бескислородность. В этих новых условиях возник марказит.

Существенную роль в формировании залежей фосфоритов играли процессы перемыва и переотложения осадков. Об этом свидетельствует угловато-окатанная форма, корродированная поверхность, пористость и трещиноватость фосфатных зерен, наличие значительного количества окатанных обломков нефосфатных или слабофосфатных карбонатных пород (известняка и доломита). В составе зернистой части фосфоритов наблюдается большое количество светло-серых, лишенных пирита, фосфатных зерен. Наблюдающиеся следы окатанности зернистого материала, отсутствие зависимости между составом зерен и цемента в фосфоритных слоях также свидетельствуют о донных перемывах осадков. Во время перемывов менее тяжелый по удельному весу глинистый и карбонатный материал выносился, фосфатные зерна оставались на месте или претерпевали перемещения, иногда, по-видимому, значительные, заново цементируясь глинистым и карбонатным материалом. О перемыве и переотложении при формировании фосфоритов свидетельствуют также отсутствие фосфата в цементе, наличие более грубозернистых фракций среди мелко- и среднезернистых фракций, окатанность обломков фосфатизированных органических остатков. Тесную связь с процессами перемыва имеет, по-видимому, присутствие гипса в первичных фосфоритах Абу Тартур, часть которого могла образоваться в результате окисления пирита в фосфатных зернах в процессе их перемыва. Наряду с образованием минералов существенное значение при формировании фосфоритов Абу Тартур в стадию диагенеза имело перераспределение возникших диагенетических минералов. Это особенно четко проявилось в прихотливом характере распределения карбонатного цемента в пределах фосфатных пластов, взаимозамещении карбонатного и глинистого цемента, образовании линз конкреций и кристаллической структуры доломита. Широкое развитие доломита, присутствие в первичных фосфатах и глине доломита и гипса свидетельствует о повышенной минерализации растворов в бассейне осадконакопления. Однако эта минерализация была не очень высокой, поскольку параллельно с химической садкой доломита осаждался кальцит. Из смешанного известково-доломитового материала в стадию диагенеза возник наблюдаемый сейчас смешанный кальцит-доломитовый цемент.

В последующую стадию в эпигенезе продолжали развиваться процессы перераспределения и перекристаллизации минералов, образование наиболее устойчивых минеральных модификаций, замещение одних минералов другими [13]. Значительная карбонатность фосфоритоносной формации, парагенез фосфата с доломитом, присутствие в первичных фосфоритах гипса, красноцветность и пестроцветность подстилающих фосфо-

ритоносную формацию пород указывают на засушливый климат в период формирования месторождения Абу Тартур. Выдержанный минерально-петрографический состав фосфоритов и вмещающих их пород в разрезе и на площади указывает на однообразность и стабильность палеогеографических условий осадконакопления в период формирования месторождения Абу Тартур. Вторичные (выветрелые) фосфориты образовались по первичным фосфоритам в условиях гипергенеза, основными факторами которого являются температура, концентрация водородных ионов, кислородный потенциал, организмы и продукты их жизнедеятельности. Все эти факторы теснейшим образом связаны с климатическими условиями. Под воздействием гипергенных процессов образовался несколько иной тип фосфоритов, устойчивый в поверхностной зоне.

Сравнение минерального и химического состава первичных и вторичных фосфоритов показывает, что произошло значительное обогащение выветрелых фосфоритов гипсом и гидроокислами железа. В поверхностных условиях под воздействием циркулирующих вод происходило разрушение пирита с образованием серной кислоты и гидроокислов железа. Взаимодействие серной кислоты с карбонатным веществом фосфоритов привело к обогащению их гипсом. Если в первичных фосфоритах содержание гипса колеблется от 5 до 8% и редко достигает 10%, а минералов железа — 2%, то выветрелые фосфориты часто содержат 15—20% гипса и 3,5—5,5% окислов железа. Происходит полное обесцвечивание фосфоритов. Выявляется одна очень необычная особенность выветрелых фосфоритов Абу Тартур. Как известно, на всех месторождениях фосфоритов при выветривании в поверхностных условиях происходит обогащение фосфоритов P_2O_5 за счет растворения и выноса карбонатов и кремнезема (Каратау, Марроко и др.). Данные опробования показывают, что вторичные фосфориты Абу Тартур не только не обогащаются P_2O_5 , а напротив, содержание его в них несколько снижается. Так, в первичных фосфоритах среднее содержание P_2O_5 составляет 25,97%, а во вторичных фосфоритах, примыкающих к первичным содержится 25,63% P_2O_5 . Это, по-видимому, объясняется климатическими условиями данного района и залеганием фосфоритов выше уровня грунтовых вод. Часть фосфата, растворенная под воздействием поверхностных вод, не задерживалась в фосфатном пласте в зоне гипергенеза, а выносилась из него.

Рассмотренные выше некоторые черты условий образования фосфоритов Абу Тартур характерны и для таких месторождений фосфоритов, как Каратау в СССР [3], Фосфория в США [25], Кнейфис в Сирии, Эль Хаса в Иордании [9], Эль Мохамид в Египте [16] и других. В Советском Союзе фосфориты зернистого типа, аналогичные североафриканским, известны и широко развиты среди меловых и палеогеновых отложений на территории Средней Азии. Описание и закономерности их размещения нашли отражение в работах Б.А. Петрушевского, Н.С. Зайцева и А.И. Ларина [7], Н.С. Шатского, В.Я. Ильященко [4] и др. По классификации Н.С. Шатского фосфориты связаны с терригенно-известняковой формацией алжирского типа. Аналогия выражается не только в сходстве фосфоритов, их возрасте и составе фауны но также в составе самих фосфоритоносных формаций. К настоящему времени на ряде площадей про-

ведены разведочные работы, в результате которых выявлены небольшие месторождения (Гулиоб, Риват, Исфара, Каратаг). По данным В.С. Бойко, Н.В. Шабаниной, В.Я. Ильяшенко [1], зернистые фосфориты Средней Азии по генетическим признакам делятся на две большие группы: диагенетические аутигенные и диагенетические переотложенные.

Диагенетические аутигенные фосфориты, распространенные преимущественно в Кызылкумах и залегающие среди мергелистых пород среднего эоцена, образуют пласты мощностью от 0,1 до 2,3 м, количество которых в разрезе варьирует от 2 до 18. Среди них различаются органиогенные (фораминиферовые), микроконкреционные, гравелитовые и другие разновидности, содержащие в незначительном количестве оолиты, зубы, обломки костей и чешую рыб. Содержание P_2O_5 в фосфоритах колеблется от 12 до 34%. Диагенетические переотложенные фосфориты распространены в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, в Сурхандарьинской (Гулиоб, Каратаг), Зеравшанской (Риват, Шицкат) и Ферганской депрессиях. Фосфориты в виде пластов мощностью от 0,1 до 4,0 м залегают среди мергелистых и песчано-глинистых отложений среднего эоцена. Фосфатные образования представлены окатанными обломками желваков, оолитов, псевдооолитов, афанитовых зерен, костным детритом. Количество пластов в разрезе достигает 10, а содержание P_2O_5 в них колеблется от 4 до 12%.

Как отмечал Н.С. Шатский, фосфоритоносные формации Средней Азии наряду со сходством отличаются от североафриканских большей песчаностью с обилием глин, т.е. большим количеством терригенных компонентов и соответственно несколько меньшей карбонатностью. Это отличие объясняется тем, что отложение фосфоритоносной формации происходило вблизи поднимающихся горных массивов Таджикско-Памирской зоны. Этим же, по мнению Н.С. Шатского, объясняется и разница в продуктивности фосфоритовых залежей Северной Африки и Средней Азии. Сходство фосфоритоносных формаций Средней Азии с североафриканскими, наличие ряда месторождений и многочисленных проявлений зернистых фосфоритов свидетельствует о перспективности мелпалеогеновых отложений Средней Азии на этот тип фосфоритов. В.С. Бойко, Н.В. Шабанина и В.Я. Ильяшенко считают, что на территории Средней Азии более перспективной является группа диагенетических аутигенных зернистых фосфоритов, общие геологические запасы которых, по их оценке, составляют не менее 2 млрд. т руды (более 400 млн. т P_2O_5).

ЛИТЕРАТУРА

1. В.С. Бойко, Н.В. Шабанина, В.Я. Ильяшенко. "Минералого-петрографические особенности зернистых фосфоритов Средней Азии. — В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск, 1977.
2. Г.И. Бушинский. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. М., Изд-во АН СССР, 1954.
3. Б.М. Гиммельфарб. Закономерности размещения месторождений фосфоритов в СССР и их генетическая классификация. М., "Недра", 1965.
4. В.Я. Ильяшенко. Перспективы и направления поисков фосфоритов в Средней Азии. — В кн.: Геология месторождений горно-химического сырья Средней Азии. — Тр. САИГИМС, 1975.

5. *А.В. Казаков*. Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. — Тр. НИУИФ, 1939, вып. 145.
6. *А.В. Казаков*. Геотектоника и формирование фосфоритных месторождений. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1950, № 5.
7. *А.С. Михайлов*. Некоторые вопросы геохимии фосфатонакопления. — В кн.: Геолого-геохимические особенности главнейших фосфоритоносных формаций Алтае-Саянской складчатой области. М., "Недра", 1970.
8. *Б.А. Петрушевский, Н.С. Зайцев, Н.И. Ларин*. Каратагские фосфориты. — Тр. ТПЭ НИУИФ, 1936, вып. 57.
9. *В.И. Покрышкин*. Фосфоритовые месторождения Восточного Средиземноморья. — В кн.: Проблемы прогноза, поисков и разведки месторождений горно-химического сырья СССР". М., "Недра", 1971.
10. *Л.В. Пустовалов*. Петрография осадочных пород. М.—Л. Гостоптехиздат, 1940.
11. *Н.А. Сягаев, Г.М. Саллум*. О тектонике северо-восточной Африки. — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971, № 12.
12. *Н.С. Шатский*. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритных залежей. — В кн.: Совещание по осадочным породам. Вып. 2., М., Изд-во АН СССР, 1955.
13. *Н.И. Юдин*. Достижения в области геологии фосфоритов за 50 лет Советской власти. — Сов. геология 1967, № 9.
14. *H.L. Abbass*. A Monograph on the Egyptian Cretaceous Pelecypods. — Geol. Surv. Min. Res. Depart., Geol. Museum, 1962, N 1.
15. *G.H. Awad, M.G. Ghobrial*. Zonal Stratigraphy of Kharga Oasis. — Geol. Surv. Egypt, 1966, Paper N 34.
16. *A.A. Bassyouni, Saad Awad, N.V. Samollov, A.F. Kalmikov, G. Sidaugas, V.A. Tulyankin*. El Mahamid Phosphorite Deposit. Article N 8, Studies on Some Mineral Deposits of Egypt. — Egypt. Geol. Surv. Min. Author., 1970, p. 135–151.
17. *S. El Akkad, B. Issawi*. Geology of Iron ore deposits of Bahariya Oasis. — Geol. Surv. Egypt, Cairo, 1963, p. 18.
18. *M.H. Hermina, M.G. Ghobrial, B. Issawi*. The Geology of the Dakhia—Area Surv. Egypt. 1961.
19. *M.H. Hermina*. Geology of Northern-Western Approaches of Kharga. — Gen. Egypt Org. Geol. Surv. Min., 1967, N 44.
20. *M.H. Hermina*. Preliminary Report on the Abu Tartur Phosphate deposits west of Kharga Oasis, Western desert. — Geol. Surv. Egypt, Internal Report, 1970, N 43/70.
21. *M.H. Hermina*. Preliminary Evaluation of Maghrabi-Liffiy Phosphorites, Abu Tartur, Western desert Egypt. — Geol. Surv. Min. Author. Cairo, 1971.
22. *M.H. Hermina*. Geology and Exploration of the large Phosphate deposit in Abu Tartur Plateau Western desert. — Egypt. Geol. Surv. Min. Author., Cairo, 1972.
23. *M.H. Hermina*. Preliminary evaluation of Maghrabi-Liffiya phosphorites, Abu Tartur area, western desert, Egypt. — Ann. Geol. Surv. Egypt, 1973, 3, p. 39–74.
24. *W.F. Hime*. Geology of Egypt, 1962, 3, p. 1.
25. *V. Mc Kelvey, R. Swanson, R. Sheldon*. The Permian phosphorite deposits of the Western Unistern States, 19th Int. Congr., 1953.
26. *A. Rittmann, W. Machu*. On the Origin of the Egyptian Phosphate deposits, Bull. Faculty of engineering, Cairo University, Cairo, N 2, 1955.
27. *R. Said*. The Geology of Egypt. Amsterdam — New York, 1962.
28. *G.I. Spanderashyilli, M. Mansour*. The Egyptian Phosphates, Article 6. Studies on Some Mineral deposits of Egypt, 1970.
29. *N.A. Syagaev*. The Main Tectonic Features of Egypt (an Explanatory Note to the Tectonic Map of Egypt, scale 1 : 2 000 000). — Geol. Surv. Egypt, 1967, p. 39.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>В.М. Чайка, Э.В. Ужгалис, Э.М. Некрасов.</i> Калий и натрий в истории развития земной коры и мантии	3
<i>Ю.М. Малиновский, Н.И. Юдин.</i> Фосфатность среднеордовикских отложений юга Сибирской платформы	24
<i>Л.И. Горбунова.</i> Фосфатные горизонты нижнего ордовика северо-запада Русской платформы	40
<i>В.И. Фоминский.</i> Формирование фосфоритовых горизонтов конкреционного типа на Русской платформе	49
<i>Т.И. Степанова.</i> Вещественный состав фосфоритовой толщи Северского месторождения	54
<i>Ф.Я. Волочаев, И.С. Кудьяров, В.И. Петренко.</i> Минералы верхнедевонской латеритной коры выветривания Среднего Тимана	69
<i>В.П. Абрамов, Ф.Я. Волочаев, Г.П. Гуляев, И.С. Кудьяров, В.И. Петренко, И.С. Сидорова.</i> Условия образования и закономерности размещения визейских бокситов Тимана	75
<i>В.Х. Наседкина, Х.Г. Ильинская.</i> Коры выветривания Северо-Онежского бокситоносного района	85
<i>И.Г. Шипакина.</i> Геохимические особенности кор выветривания пород фундамента востока и юго-востока Русской платформы	93
<i>Н.И. Визирякин.</i> Вопросы генезиса бокситов Белгородского района КМА	101
<i>Е.М. Грибов.</i> Вещественный состав рудовмещающей толщи Улутелякского месторождения	107
<i>Ю.А. Ходак.</i> Генезис вулканогенно-осадочных железо-марганцевых месторождений	118
<i>О.Г. Лазур, Ю.М. Лазур.</i> Марганцевое месторождение Жаксы-Котр	126
<i>Н.И. Юдин.</i> Фосфориты Западной пустыни Египта	133

Калий и натрий в истории развития земной коры и мантии. Ч а й к а В.М., У ж г а л и с Э.В., Н е к р а с о в Э.М. — В сб.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических толщ. М., "Наука", 1978.

Приводятся расчеты распределения калия и натрия в геосферах и главных типах пород коры и верхней мантии. Отношение Na/K рассматривается как важный петрологический показатель условий генерации магм и участия в их составе вещества мантии и коры. На основании расчетов Na/K отношения показано петрохимическое различие коры разных сегментов Земли, отражающее биполярное развитие коры и верхней мантии. Приводятся данные о различии пород, сформированных в океанических и континентальных сегментах земного шара. Авторы приходят к выводу о наличии в основании верхней мантии слоя недифференцированного вещества, обогащенного калием, летучими и рудными компонентами ("флогопитовая мантия").

Библ. назв. 132.

УДК 553.64.061.12/.17:552.1 (571.5)

Фосфатоносность среднеордовикских отложений юга Сибирской платформы. М а л и н о в с к и й Ю.М., Ю д и н Н.И. — В сб.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических толщ. М., "Наука", 1978.

Приводится литологическая характеристика ряда новых разрезов терригенной фосфоритоносной формации Ангаро-Ленского района. Рассматриваются вопросы закономерностей и условий образования фосфоритов. Дается прогнозная оценка фосфоритоносности формации.

Илл. 4. Библ. назв. 13.

УДК 553.64.041:552.1:551.733.11 (470.2)

Фосфатоносные горизонты нижнего ордовика северо-запада Русской платформы. Г о р б у н о в а Л.И. — В сб.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических толщ. М., "Наука", 1978.

Дана краткая характеристика фосфатоносных отложений органогенно-терригенной формации нижнего ордовика, распространенных на территории северо-запада Русской платформы. Рассмотрены фосфатоносность этих отложений, литологии и перспективы на фосфоритовые руды.

Илл. 1. Библ. назв. 4.

УДК 553.64.061:551.7.022 (470.324)

Формирование фосфоритовых горизонтов конкреционного типа на Русской платформе. Ф о м и н с к и й В.И. В сб.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических толщ. М., "Наука", 1978.

На основе изучения фациальных особенностей фосфоритовых отложений сеномана Воронежской антеклизы Русской платформы рассмотрен процесс естественного обогащения фосфоритовых слоев в природных условиях, заключающийся в выносе терригенного материала и концентрации фосфоритовых конкреций, за счет чего имело место формирование продуктивных фосфоритовых горизонтов.

Библ. назв. 6.

УДК 553.64:552.08:54 (470.1/6)

Вещественный состав фосфоритов толщи Северского месторождения. С т е п а н о в а Т.И. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических толщ. М., "Наука", 1978.

Дается краткая литолого-минералогическая характеристика фосфоритовой толщи Северского месторождения. Детально рассматривается химический состав фосфоритовых руд. На составленных схематических картах распределения показано закономерное уменьшение P_2O_5 и CO_2 в фосфоритовых рудах от центральной зоны месторождения к периферийным частям и увеличения в этом направлении MgO . Сравнительно равномерное распределение Al_2O_3 в фосфоритовой толще свидетельствует о довольно равномерном распределении глауконита и глинистых минералов, в хими-

ческий состав которых входит $Al_2O_3 \cdot Fe_2O_3$ в фосфоритовых рудах распределяется крайне неравномерно.

Илл. 3. Библ. назв. 5.

УДК 549:551.311.231:551.71/73 (470.1)

Минералы верхнедевонской латеритной коры выветривания Среднего Тимана. В о л о ч а е в Ф.Я., Кудьяров И.С., Петренко В.И. — В сб.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических толщ. М., "Наука", 1978.

Рассматривается образование основных минералов в латеритной коре выветривания карбонатно-сланцевых пород рифея и вулканогенных пород средне-верхнедевонского возраста, дается их стадийное преобразование по профилю.

Илл. 2.

УДК 553.492.1.061.12/.17 (470.1)

Условия образования и закономерности размещения визейских бокситов Тимана. А б р а м о в В.П., Волочаев Ф.Я., Гуляев Г.П., Кудьяров И.С. Петренко В.И., Сидорова И.С. — В сб.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических толщ. М., "Наука", 1978.

Излагаются результаты изучения палеогеографии тульского времени и условий образования осадочных бокситов Южного и Среднего Тимана. Установлена приуроченность крупных и большей части мелких залежей бокситов к эрозионно-аккумулятивной озерной равнине древнего палеогеоморфологического плана.

Илл. 2. Библ. назв. 17.

УДК 551.311.231 (470.1)

Коры выветривания Северо-Онежского бокситоносного района. Н а с е д к и н а В.Х., И л ь и н с к а я Х.Г. — В сб.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических толщ. М., "Наука", 1978.

В пределах Северо-Онежского бокситоносного района выделены две эпохи корообразования: додевонская и довизейская. Додевонские коры выветривания отнесены к монтмориллонитовому типу, а довизейские — к каолинитовому типу. Верхние зоны довизейских кор выветривания подвергнуты цеолитизации, окварцеванию, цоцитизации, доломитизации.

Библ. назв. 5.

УДК 551.311.231:550.4 (47)

Геохимические особенности кор выветривания пород фундамента востока и юго-востока Русской платформы. Щ и п а к и н а И.Г. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических толщ. М., "Наука", 1978.

Рассматривается геохимия дорифейской и додевонской кор выветривания, среди которых выделены сиалитные, ферритно-сиалитные и ферриаллитные геохимические типы. Показано влияние состава исходных пород на разделение глинозема и кремнезема в процессе выветривания. Сопоставление кор выветривания свидетельствует о близких физико-химических условиях их формирования в протерозое и фанерозое и о едином периоде образования кор выветривания, перекрытых отложениями различных горизонтов среднего и верхнего девона.

Илл. 1. Библ. назв. 13.

УДК 553.492.1.061.12/.17 (470.325)

Вопросы генезиса бокситов Белгородского района КМА. В и з и р я к и н а Н.И. — В сб.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических толщ. М., "Наука", 1978.

На основе многолетних исследований автора в статье освещаются некоторые вопросы генезиса бокситов и богатых железных руд района. Выделяются два этапа корообразования: доглиноземный и латеритный. Впервые устанавливается прямая зависимость между минералогическими и структурно-текстурными особенностями субстрата (сланцев) и бокситов, между характером палеорельефа и распределением профи-

лей и зон бокситов и в конечном итоге распределением генетических и промышленных типов бокситов. Приводятся поисковые критерии для поисков и разведки бокситов.

Библ. назв. 5.

УДК 553.32:552.1 (470.57)

Вещественный состав рудовмещающей толщи Улутелякского месторождения. Грибо в Е.М. — В сб.: *Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических толщ*. М., "Наука", 1978.

Дана геологическая характеристика марганцевого Улутелякского месторождения, нового типа марганцевых руд, приуроченных к отложениям соленосной формации кунгурского яруса. На месторождении выявлено два пласта марганценосных пород.

Библ. назв. 6.

УДК 553.31 32.061.12/.17

Генезис вулканогенно-осадочных железо-марганцевых месторождений. Ходак Ю.А. — В сб.: *Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических толщ*. М., "Наука", 1978.

Рассматриваются вулканогенные факторы образования осадочных железо-марганцевых месторождений на ряде регионов. Показано, что формирование рудных концентраций проходило в различных эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных прогибах, а также в условиях активизированной платформы при спаде вулканизма и оживлении при этом эксгальционнных процессов. Линия отделения марганца от железа прослеживается от геосинклинального нижнего протерозоя до платформенного палеогена, что подчеркивает разнообразие обстановок формирования железо-марганцевых и марганцевых руд.

Библ. назв. 6.

УДК 553.32:552.1 (574)

Марганцевое месторождение Жаксы-Котр. Лазур О.Г., Лазур Ю.М. — В сб. *Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических толщ*. М., "Наука", 1978.

Дается краткая геологическая характеристика района месторождения, история развития северной окраины Карсакпайского поднятия в среднем и начале верхнего палеозоя. Приводится разрез и краткая литологическая характеристика марганценосных верхнедевонских, красноцветных, молассовых отложений района месторождения Жаксы-Котр и Актасской грабен-синклинали. Отмечается широкое развитие вулканогенного материала в марганцеворудном горизонте, замещение его марганцевыми минералами. Характеризуется минеральный и химический состав руд. Делается вывод о связи марганценакопления с поствулканическими эксгальтатами, производными базальтоидного вулканизма.

Библ. назв. 6.

УДК 553.64 (620)

Фосфориты Западной пустыни Египта. Н.И. Ю д и н. — В сб.: *Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических толщ*. М., "Наука", 1978.

На территории Ливийской (Западной) пустыни Египта, включающей оазисы Харга, Дахла и плато Абу Тартур, широко развиты фосфоритоносная формация верхнего мела, к которой приурочен ряд проявлений и месторождений фосфоритов. В тектоническом отношении она приурочена к впадинам древнего заложения, расположенным на северном склоне Африканской докембрийской платформы. В последние годы в этом районе выявлено самое крупное в Египте месторождение фосфоритов Абу Тартур. На месторождении четко выделяются два типа фосфоритов: неветрелые (первичные) и ветрелые (вторичные). Фосфориты относятся к зернистому типу. Они образуют в основании фосфоритоносной формации линзовидные залежи фосфоритов мощностью от 0,5 до 10 м. Основными минералами являются фосфат, доломит, кальцит, гипс, кварц, монтмориллонит, пирит, марказит, гематит и органическое вещество.

Табл. 3. Илл. 3. Библ. назв. 29.

1 р. 80 к.

2790