

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ
КАРБОНАТНЫХ, ГАЛОГЕННЫХ
И ТЕРРИГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ**

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1985

Закономерности строения карбонатных, галогенных и терригенных формаций: Сб. науч. тр./ АН СССР, Сиб. отделение, Ин-т геологии и геофизики. Редкол.: М.А.Жарков (отв.ред.) и др. - Новосибирск, 1985. 172 с.

Приводятся новые данные по закономерностям строения различных групп осадочных формаций и условиям их образования. Дается детальная характеристика верхнерифейского флишеидного комплекса Таласского хребта, красноцветных кайнозойских формаций Тянь-Шаня и Памира. Значительное внимание уделяется фосфатности ордовикских отложений бассейнов рек Подкаменной Тунгуски и Ангары, нижнего мела Северо-Востока Хатангской впадины, карбонатно-сланцевой куонамской формации Восточной Сибири, углеродистых сланцев докембрия. Рассматриваются проблемы классификации месторождений калийных солей и описываются калийные соли мелового соленосного бассейна Конго.

Представляет интерес для геологов, занимающихся формационным анализом и изучающих терригенные, карбонатные, эвапоритовые и фосфатные отложения.

Р е д к о л л е г и я

к.г.-м.н. С.Ф.Бахтуров,
д.г.-м.н. М.А.Жарков (отв. редактор),
к.г.-м.н. Г.А.Мерзляков, А.Ю.Нехаев

Рецензенты

д-р геол.-мин.наук Ю.И.Тесаков (ИГиГ СО АН СССР),
канд.геол.-мин.наук Р.Г.Матухин (СНИИГТыМС Мингео СССР)

ПОЗДНИЙ ФЛИШ ТАЛАССКОГО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА
(верхний рифей, Таласский хребет)

Введение

Флишем мы называем, как и большая часть исследователей в последнее время, осадочные толщи, образованные чередованием отложений мутьевых потоков и пелагической седиментации. Флиш обладает большим разнообразием состава входящих в него компонентов и структуры их последовательностей. В зависимости от источника материала в первую группу отложений (турбидитов) могут входить карбонатные, кварцево-силикатные, в том числе вулканогенные, кремнистые или смешанные обломочные компоненты, тогда как состав второй зависит от обстановки накопления, продуктивности бассейна, близости к вулканическим источникам. Между обеими группами, вероятно, существует корреляция, так как часть пелагических компонентов заимствована из мутьевых потоков, тем не менее может быть использовано двойное основание классификации флиша. Последовательность накопления отложений, их мощность, частота в разрезе зависит от многих факторов, значение которых только предполагается или реконструируется по характеру (типу) разреза. Одним из типов флиша является "поздний", когда возникают или намечаются тенденции к нефлишевой седиментации, обычно связанные с переходом от флиша к молассе. Типовым представителем "позднего" флиша является широко известный гельветский флиш Альп, определяющий своим появлением переломный момент в развитии региона. В данном сообщении рассматривается "поздний" флиш таласского верхнерифейского комплекса северного склона Таласского хребта (Северный Тянь-Шань). В литературе есть описание "позднего" флиша Таласа (сагызганская свита), он истолковывается как пример нижней части орогенного комплекса /Максумова, 1980/. Наши материалы, полученные одновременно с указанным автором, представляют собой результат детального описания разрезов флиша в Таласском хребте, проведенного А.Г.Маложинцем в составе Тянь-Шаньского отряда МГУ в 1972-1979 годах и Ю.К.Советовым в 1979-1984 годах. Первый из указанных авторов занимался детальной стратиграфией сагызганской свиты, в связи с составлением среднemasштабной геологической

карты Таласского хребта и расшифровкой тектонической структуры флишевого комплекса. Второму, кроме описания разрезов, принадлежат наблюдения литологических особенностей флиша.

Основные черты геологического строения Таласского хребта

Район распространения верхнерифейского флишеидного комплекса занимает западную часть северного склона Таласского хребта. С юга он ограничен Главным Таласским разломом (ГТР) — часть важнейшей структурной линии Тянь-Шаня (линии Николаева), с севера — Таласской межгорной впадиной, выполненной кайнозойскими отложениями. Район относится к Таласо-Каратауской структурно-фациальной зоне, сложен рифей-нижнепалеозойской складчатой толщей и образует байкало-каледонский структурный этаж, подразделенный на три подэтажа: верхнерифейский (байкальский), вендский и нижнепалеозойский (каледонский). В байкальском структурном подэтаже выделяется два типа разреза: сокращенный и полный. Сокращенный характеризует Курган-Карагоинский тектонический блок, полный — таласский флишеидный комплекс большой мощности, распространенный на остальной территории.

В пределах района выделяется четыре тектонических блока, отделенных друг от друга разломами: Курган-Карагоинский (восточный), Тагьртауский (северный), Кумыштагский (центральный) и Узунахматский (южный). Курган-Карагоинский блок выделяется в одноименную структурно-фациальную подзону, три других объединяются в Таласскую структурно-фациальную подзону. Поздний флиш (сагызганская свита) занимает часть территории Кумыштагского и Узунахматского блоков, отделенных друг от друга Центральнo-Таласским надвигом. Надвиг отчетливо выделяется в междуречье рек Узунахмат-Карабура, но в бассейне р.Шильбилисай и далее к западу постепенно затухает. Один из авторов придает этому факту важное значение, имеющее отношение к фациальному изменению сагызганской свиты и ее замещению по латерали карабуринской.

Таласский флишеидный комплекс смят в систему линейных складок полного типа, простирающихся параллельно ГТР.

Стратиграфия таласского комплекса
и положение в разрезе сагызганской свиты

Таласский флишеидный комплекс подразделяется на пять свит, последовательно сменяющих друг друга в разрезе (снизу-вверх): тагыртаускую, сарыджонскую, чаткарагайскую, сагызганскую и постунбулакскую. Три нижние свиты объединяются во флишевую карагоинскую серию, две верхние имеют черты как флиша, так и молассы. Общая мощность верхнерифейских отложений составляет 3,5–5,5 км. Тагыртауская свита обнажена в пределах одноименного блока и представляет собой флишевое чередование градационных песчано-алевролитовых слоев с алевролитами-пелитами (500–700 м). Сарыджонская свита распространена в пределах Тагыртауского и северной части Кумыштагского блоков и состоит из чередующихся пачек тонкого переслаивания песчаников, алевролитов, алевролитистых известняков с алевролитами-пелитами и более толстого переслаивания песчаников и алевролитами-пелитов с флишевой цикличностью (700–1100 м). Чаткарагайская свита распространена главным образом на севере Кумыштагского блока и состоит из двух подсвит: в нижней – темно-серые косослойчатые известняки образуют средней толщины чередование с глинисто-известняковыми пелитами (часто превращенными в сланцы) – 60–520 м; верхняя – состоит из пачек сложного чередования косослойчатых известняков, песчаников и алевролитоглинистых, глинисто-карбонатных пелитов (сланцев), пачек преимущественно известнякового состава и пачек чередования известняков с пелитами. Тип чередования, мощности слоев, текстуры свидетельствуют о преобладании здесь разновидности карбонатного флиша с кластической структурой известняков и градационной слоистостью. Чаткарагайская свита сопоставляется со строматолитовыми известняками одноименной свиты Курган-Карагоинского блока. Кроме того, один из авторов (А.Г.Маложинец) считает возможным параллелизовать чаткарагайский флиш с мелководными (строматолитовыми) массивными карбонатными породами бакаирской свиты, обнаженной в осевой части Таласского хребта. Второй автор считает, что бакаирская свита более древняя и для ее параллелизации с чаткарагайской нет достаточных оснований.

Сагызганская свита слагает небольшие участки в восточной

части Кумыштагского блока, а в западной занимает больше половины его территории. Для всего разреза свиты характерны пакеты в десятки и первые сотни метров тонкого и очень тонкого (ленточного) переслаивания известняков и глинисто-карбонатных пелитов с сингенетичными оползневыми текстурами; более редкими и неупорядоченными в разрезе являются пакеты массивных турбидитовых или флюксотурбидитовых песчаников мощностью в несколько десятков метров. Относительно фациальных изменений свиты и точках зрения авторов на этот вопрос будет сказано ниже. Общая мощность свиты 700–1000 м.

Постунбулакская свита представляет собой флишевое чередование песчаников (иногда с гравелитами и конгломератами) с пестроокрашенными алевролитами-аргиллитами. Более редкий компонент – градационные известняки. В разрезе выделяются части (по 150–250 м), начинающиеся пакетами грубозернистых песчаников (турбидитов) и заканчивающиеся пакетами алевролита-аргиллитов. Вверх по разрезу полимиктовые песчаники сменяются полевошпат-кварцевыми и среди них появляются мощные пласты кварцевых гравелитов и конгломератов, что объединяет постунбулакскую свиту с коксуйской серией Малого Каратау /Советов, 1984/, тогда как типичная флишевая цикличность, граувакки, характер подошвенных знаков и пестрая окраска являются сходными чертами постунбулакской и большекаройской свит – типичной флишевой (турбидитовой) формации Малого Каратау /Советов, 1981/. Мощность свиты не превышает 1150 м. Один из авторов /А.Г.Маложинец/ параллелизует постунбулакскую свиту с узонахматской, распространенной южнее в Узонахском блоке. Для этого привлекается некоторое сходство в строении их разрезов, но одновременно некоторые противоположные признаки (красноцветность и зеленоцветность окраски тонкообломочных пород, состав псаммитов и др.) принимаются за фациальные изменения, что при отсутствии прямой корреляции заставляет второго автора придерживаться традиционной точки зрения о разновозрастности этих свит.

Отложения верхнерифейского Таласского, а также Курган-Карагоинского комплексов перекрываются с размывом, а местами со слабым угловым несогласием вендской малокаройской серией, а затем после перерыва в осадконакоплении карбонатной бешташской свитой кембрия-среднего ордовика.

Сагызганская свита занимает в Таласском комплексе промежуточное положение между типично флишевой карагоинской серией и флишево-молассовой постунбулакской свитой. Малокаройская свита венда единодушно выделяется в верхнюю часть молассовой формации /Максумова, 1980; Еганов, Советов, 1979/, тогда как понятия "нижняя моласса" могут соответствовать отложениям как постунбулакской, так и в более широком смысле – сагызганской и постунбулакской свит вместе взятых. Ниже рассматривается строение сагызганской свиты и те переходные литологические признаки, которые соответствуют ее "переходному" стратиграфическому положению.

Строение разрезов и фациальная изменчивость сагызганской свиты

Выходы сагызганской свиты охватывают всю западную часть Кумыштагского блока, за исключением северной приподнятой полосы и ядер крупных антиклиналей. Представлена она в двух типах разрезов, условно названных – зеленоцветным и красноцветным. Зеленоцветный примыкает к границе с Узунахматским блоком. Для него характерны мощные линзы "песчаников с включениями". Красноцветный связан с периферией Курган-Карагоинского блока. В его составе грубообломочные разности обычно представлены толстослоистыми известняками.

Красноцветный тип разреза развит на двух участках: Карагоинском и Конуртобинском. Карагоинские выходы обрамляют западное окончание Курган-Карагоинского блока, конуртобинские окаймляют линзовидный Конуртобинский тектонический блок, сложенный в основном кембро-ордовикской карбонатной бешташской свитой. Красноцветный тип разреза ограничивает нефлишевые толщи верхнего рифея.

Резкие различия в типах разрезов вызвали две тенденции в трактовке их возраста в зависимости от цвета пород. Первая тенденция – связывать зеленоцветные пачки с низами, а красноцветные – с верхами таласского комплекса, была заложена В.И.Смирновым /Смирнов, 1939/ и существовала до начала крупномасштабных съемок. Вторая тенденция – относить все известняки к нижележащей

чаткарагайской свите, а насыщенные песчаниками пачки — к кзыл-бельской — развивалась Г.А.Додоновой /Додонова, 1957/. Последняя тенденция сохранилась до настоящего времени. Эти типы разрезов первым сопоставил А.А.Конюк.

Впервые на своеобразие "сагызганской толщи" в зеленоцветном типе разреза обратил внимание Ш.Ш.Сабдушев /Сабдушев, Коренчук, 1967/, подробно описав ее разрез в руч.Сагызган, правом притоке р.Шильбилисай. Он отнес большую часть этой толщи к низам кзыл-бельской свиты, а впоследствии, в более восточных районах, аналогичную толщу сопоставил с обломочными известняками в красноцветном типе разреза на р.Кумыштаг и выделил ее в качестве самостоятельной верхнечаткарагайской подсвиты. В 1972–1978гг. "сагызганская толща" была прослежена на территории западной части Таласского хребта А.Г.Маложинцем с подразделением на пачки и показана на предварительной геологической карте 1974г. Одновременно эта толща была прослежена в бассейне р.Урмарал Р.А.Максумовой, а затем с использованием упомянутой карты были составлены послойные разрезы, частично отраженные в более поздней публикации, где толща названа сагызганской свитой /Максумова, 1980/. Следует отметить, что сотрудники Института геологии Киргизской ССР В.Г.Королев и Р.А.Максумова высказались о возможной стратиграфической самостоятельности "сагызганской толщи" еще в период ее осмотра вместе с Ш.Ш.Сабдушевым в стратотипической местности на руч.Сагызган.

Зеленоцветный тип разреза сагызганской свиты, наиболее насыщенный песчаниками, обнажается на южном крыле Бопинской антиклинали в долине руч.Сагызган. Здесь на пачку переслаивания серых и светло-серых известняков и зеленых карбонатных алевролитов-аргиллитов, относимую к верхнечаткарагайской подсвите, налегают:

Мощность, м

I. Тонко- и среднеслоистое чередование известняков и алевролитов-аргиллитов^Ж (сулукетындинский тип^{ЖЖ}) 45

^Ж Для тонкообломочных пород, как правило, тонкорассланцованных применяется также общее наименование "сланцы".

^{ЖЖ} Географические названия типов переслаивания даны по стратотипическому разрезу и объясняются ниже.

2. Тонко- и среднеслоистое чередование светло-серых и буровато-серых известняков и зеленых и розовых алевролитов-аргиллитов 35
3. Чередование пакетов сланцево-известнякового состава: в тонкосреднеслоистых (тукторский тип) преобладают известняки; в тонких и очень тонких переслаиваниях - алевролитов-аргиллиты (сулчетындинский тип), известняки светло-серые, сланцы серо-зеленые 80
4. Неравномерное и тонкослоистое чередование светло-серых и розовых известняков с зелеными, иногда красными, алевролитов-аргиллитами 85
5. Известняки светло- и темно-серые, средне- и тонкослоистые с тонкими прослоями серо-зеленых и светло-розовых карбонатных алевролитов-аргиллитов (тукторский тип чередования).. 35
6. Чередование пакетов известняково-сланцевого состава с толстослоистыми массивными песчаниками, содержащими плитчатые обломки известняка 80
7. Чередование алевролитов-аргиллитов и известняков (сулчетындинский тип)..... 20
8. Чередование зеленовато-серых средне-крупнослоистых массивных песчаников и алевролитов-аргиллитов, сверху интервала песчаники отсутствуют 50
9. Чередование среднеслоистых известняков и алевролитов-аргиллитов 20
10. Сложное чередование градационно-слоистых известняков, линз массивных песчаников и алевролитов-аргиллитов 25
11. Чередование среднеслоистых известняков и алевролитов-аргиллитов 45
12. Чередование зеленовато-серых мощных (от нескольких дециметров до первых метров) пластов массивных песчаников и алевролитов-аргиллитов 90
13. Алевролитов-аргиллиты зелено-серые 20
14. Чередование светло-серых тонкослоистых известняков и зеленых карбонатных алевролитов-аргиллитов (сулчетындинский тип), в верхней части известняки преобладают 50
15. Песчаники зеленые разномасштабные, местами с линзами гравелитов, в нижней части имеются небольшие пачки алевролитов-

	аргиллитов, в основании — пласт массивного песчаника насыщенный плитчатыми обломками известняка	100
16.	Алевролито-аргиллиты карбонатные и бескарбонатные ..	20
17.	Чередование среднеслоистых известняков и алевролито-аргиллитов, в верхней части преобладают известняки ...	30
18.	Чередование средне-крупнослоистых песчаников и алевролито-аргиллитов, в нижней части резко преобладают песчаники	50
19.	Чередование серых и буровато-серых тонко-среднеслоистых известняков с серо-зелеными алевролито-аргиллитами ..	70
20.	Алевролито-аргиллиты зеленые и лиловые, в верхней части с прослоями известняков	90
	Общая мощность свиты в этом разрезе около	1000

Выше залегают зелено-серые и темно-серые глинистые сланцы с пачкой слоистых песчаников (10 м) в основании, относимые к бопинской пачке постунбулакской свиты. Нижняя часть описанного разреза мощностью 280 м (интервалы I-5) соответствует сулчетындинской пачке, а верхняя, мощностью 120 м (интервалы I9,20) — кюнтибесской пачке, выделяемым в качестве прерывистых маркирующих горизонтов. Ассоциации отложений сулчетындинского типа выделяются своим обликом, прослеживаются по всему разрезу и являются наиболее характерным признаком сагызганской свиты. В своей монографии Р.А.Максумова /1980/ исключила из состава свиты нижние пачки сулчетындинского типа переслаивания, выделив их в качестве верхней подсвиты чаткарагайской свиты. Нам представляется, что тип сулчетындинского переслаивания столь характерен для сагызганской свиты как диагностический признак и так тесно связан со всем разрезом свиты, особенно в районах значительных фациальных изменений, где в нем появляются песчаники с включениями, что не должен отделяться от свиты, несмотря на переходное стратиграфическое положение.

Разрезы, сходные по строению и составу, наблюдались к западу и востоку от описанного. На западе, в долине р.Шильбилисай, представлена нижняя часть (интервалы I-II), а по долине руч.Кюнтибес до впадения его в р.Карабура, обнажается верхняя часть разреза.

Граница зеленоцветного и красноцветного типов разреза сагызганской свиты к западу от р.Кумыштаг контролируется двумя, по-

видимому, конседиментационными, разломами: северной ветвью Учмичекского и Центрально-Таласским. Наиболее красноцветные отложения развиты к северу от Учмичекского разлома. Южнее, до линии Центрально-Таласского надвига, в зеленых частях разреза содержатся отдельные красные пачки, а к югу от надвига и они выпадают из разреза. Как только Учмичекский разлом к западу от р. Карабура исчезает, фациальные различия свиты полностью утрачиваются. Описанный выше разрез находится в этой переходной зоне. Еще западнее, в долине р. Шильбилисай, затухает и Центрально-Таласский надвиг. Здесь признаки красноцветности сохраняются только в розовых и бледно-лиловых оттенках отдельных пакетов слоев, но они довольно широко распространены на площади и встречаются южнее зоны разлома в Узуннахматском блоке. Зеленоцветный тип разреза свиты контролируется наибольшей концентрацией линзовидных пачек песчаников.

Красноцветный тип разреза по строению сходен с зеленоцветным, но отличается от него кроме цвета составом пород. В этом типе разреза тонкообломочные породы (сланцы) окрашены в малиновые и лиловые тона, а грубообломочная часть разреза представлена массивными разностями песчаников либо известняков. Красноцветный разрез с обломочными известняками обнажается в долине р. Кумыштаг, между устьями ручьев Кичи-Конуртобе и Талдыбулак. Здесь на темно-серые известняки с прослоями алевролита-аргиллитов, относимые к верхнечаткарагайской подсвите, налегают:

	Мощность, м
1. Алевролита-аргиллиты черные ороговикованные	80
2. Чередование тонкослоистых известняков и черных ороговикованных алевролита-аргиллитов (сулчетындинский тип)..	80
3. Чередование тонко-среднеслоистых известняков и алевролита-аргиллитов (тукторский тип)	60
4. Сложное чередование тонкослоистых известняков и алевролита-аргиллитов (сулчетындинский тип); встречено несколько не-выдержанных по латерали пластов массивных известняков с карбонатными гальками и щебнем	130
5. Известняки массивные обломочные с галькой и щебнем вмещающих слоистых известняков	45
6. Зеленые алевролита-аргиллиты массивные, слабо ороговикованные	25

7.	Сложное чередование отложений в котором участвуют: а) пакеты известняков, переслаивающихся со сланцами (маяташский тип); б) известняки толстослоистые массивные с галькой и щебнем вмещающих известняков; в) алевролиты-аргиллиты; г) пакеты тонкого переслаивания известняков и алевролитов (сулучетындинский тип) - известняки светлоокрашенные (розовые, светло-желтые, сиреневые, серые), алевролиты-аргиллиты пестроокрашенные	60
8.	Известняки толстослоистые массивные серые и бежевые с плитчатыми угловатыми и окатанными обломками того же состава	40
9.	Чередование пакетов известняков и алевролитов-аргиллитов (сулучетындинский тип), темно-серых известняков и алевролитов-аргиллитов (туюкторский тип)	90
10.	Тонкослоистое чередование известняков и пестроокрашенных алевролитов-аргиллитов (сулучетындинский тип), в нижней части преобладают известняки, в верхней - сланцы ...	80
II.	Алевролиты-аргиллиты красноцветные	20
12.	Известняки серые с тонкими прослоями алевролитов-аргиллитов (чередование туюкторского типа)	20
	Общая мощность свиты в этом разрезе	740

Выше по разрезу с резкой границей залегает пачка известняково-песчано-сланцевого состава, относимая к постунбулакской свите. Нижние пять интервалов описанного разреза подверглись ороговикованию в зоне воздействия Кумыштагской интрузии. Интервалы 2, 4, 7, 9, 10 сильно осложнены сингенетичными нарушениями слоистости - оползневые текстуры. Эта же особенность характерна для всех разрезов красноцветного типа. В долине р. Карабура обнажается наиболее красноцветный разрез свиты с почти полным отсутствием песчаников и сравнительно маломощным пакетом грубообломочных известняков, сложенный преимущественно ассоциациями сулучетындинского типа и красноцветными сланцами. Другой переходный тип разреза с незначительным участием красноцветных сланцев, но с большим содержанием известковистых песчаников, развит в верховьях бассейна руч. Чон-Конуртобе. В обрамлении Курган-Карагоинского поднятия выходят отдельные фрагменты красноцветного разреза, содержащие пачки известняковых брекчий. Здесь в верховьях сухого

русла Майлибулак вскрывается небольшой фрагмент разреза сагызганской свиты:

	Мощность, м
1. Без видимого основания вскрывается пачка тонкого ленточного чередования сиреневых известняков и зеленых алевролитов-аргиллитов	40
2. Песчаники (граувакки) массивные толстослоистые (по 0,3-0,7 м)	15
3. Тонкое чередование красных известняков и алевролитов-аргиллитов	5
4. Тонкое чередование алевролитов и аргиллитов (сланцевая пачка)	15
5. Пачка известняковых пестроокрашенных конгломератов и калькаренитов. Размер обломков - от гравия до крупных валунов (0,3-0,5 м), в среднем составляет 2-8 см в диаметре. Цвет матрикса зернистого известняка темно-серый, вишнево-красный, цвет галек разнообразный, преобладает черный, иногда красный или рыжевато-серый. Обломки плотно упакованы в пластах. Известняки в обломках представляют собой разновидности пород сагызганской свиты - ламинитовые, косослойчатые, массивные, калькаренитовые и калькалевритовые, как правило, хорошо окатанные. Переход от пачки алевролитов в пачке известняковых конгломератов постепенный через небольшой слой темно-серых косослойчатых известняков туюкторского типа, и затем более крупнозернистых калькаренитов. Ниже приводится послышное описание пачки.	
Общая мощность	25-30
	Мощность, м
1. Темно-серый гравийный калькрудит с отдельной более крупной галькой	1,2
2. Темно-серая конгломерато-брекчия плоскообломочная ..	0,8
3. Чередование темно-серых мелкозернистых калькаренитов и известковых алевролитов-аргиллитов (туюкторский тип) ..	0,9
4. Темно-серая конгломерато-брекчия по темноокрашенному типу чередования известняков и карбонатных сланцев; величина плоских обломков слоев до 20 см	1,8
5. Чередование темно-серых известняков туюкторского типа, как (3)	0,6

- | | | |
|-----|---|-----|
| 6. | Темно-серая грубообломочная (плоские обломки от 2 до 30 см) конгломерато-брекчия | 2,6 |
| 7. | Чередование среднеслоистых темно-серых известняков, как (3) | 1,6 |
| 8. | Темно-серая конгломерато-брекчия, несортированная .. | 1,5 |
| 9. | Чередование темно-серых известняков, как (3) | 1,5 |
| 10. | Темно-серая грубообломочная известняковая брекчия; текстура в крупнообломочной разновидности хаотическая, в мелкообломочной - ориентированная; хорошо видно срезание брекчией нижележащего пласта | 2,6 |
| 11. | Тонкое чередование известняков, как (3) | 0,3 |
| 12. | Темно-серый гравийный калькрудит | 1,5 |
| 13. | Пестроцветная конгломерато-брекчия с красной и рыжеватой галькой косослойчатых калькаренитовых известняков | 3,6 |
| 14. | Красноцветная конгломерато-брекчия, содержит линзы темно-серого калькарениита | 5,0 |

Выше по разрезу, после небольших по длине закрытых интервалов, есть выходы пластов красных известняковых конгломерато-брекчий. Пример описанного чередования показывает, что конгломерато-брекчие представляют собой неотъемлемую часть разреза сагызганской свиты, образованную за счет её "первичных" слоев и ритмично с ними чередующихся.

Имеется несколько признаков, по которым могут быть сопоставлены два типа разреза сагызганской свиты: наличие сходных парагенетических ассоциаций отложений, выделенных в сулукетиндинский, туюкторский и маяташский типы; наличие грубообломочных массивных граувакк, залегающих в виде линзовидных пачек. Вместе с изменениями характера разреза с юга на север мощность свиты уменьшается от 1050 до 600 м.

Существует большая проблема идентификации сагызганской свиты в южном - Узуннахматском тектоническом блоке. Поскольку этот вопрос является предметом дискуссии (существуют различия в точках зрения авторов; авторов и других геологов), его радикальное решение приводит к существенной переоценке стратиграфических корреляций свит и геологического строения района, и, главное - он является самостоятельной темой стратиграфических и структур-

ных доказательств, то авторы освещают его в постановочном виде. Это уместно также с позиций той темы, которую авторы поставили своей целью раскрыть, если учесть, что типичные признаки флиша в полном и ярком виде имеют место только в сагызганской свите и значительно затухеваны в более метаморфизованном разрезе Узунахматского блока.

Вопрос о сопоставлении толщ, слагающих Кумыштагский и Узунахматский блоки, возник в пятидесятые годы, после работ А.А.Конюка, Т.А.Додоновой и особенно после крупномасштабных съемочных работ Ш.Ш.Сабдошева /Сабдошев, Коренчук, 1967/. Основанием для прямой корреляции толщ этих блоков послужило их некоторое литологическое сходство и, главное, отсутствие геологических границ на западе Таласского хребта (западнее р.Шильбилисай), с которыми можно было бы связывать разграничение полей сагызганской и сопоставляемой с ней карабуриной свит. Центральнo-Таласский надвиг к западу от р.Шильбилисай затухает и сильнее в целом метаморфизованная карабуриная свита находится в латеральном контакте с зеленоцветным типом разреза сагызганской. Более сильным метаморфизмом толщ Узунахматского блока и тем, что на значительной территории этот блок с севера ограничен надвигом, обосновывалась точка зрения о более древнем (нижнерифейском) возрасте слагающих его толщ /Коралев, Максумова, 1964; Максумова, 1980/. Если этот аргумент может приниматься во внимание для участка района примерно от меридиана р.Карабуры к востоку, где противопоставляемые толщи отличаются цветом, составом псаммитов и другими литологическими признаками, то к западу от этой линии он утрачивается, и требуются другие геологические доказательства разновозрастности этих толщ. Сторонники стратиграфической однородности разрезов рифея Таласского хребта, к которым принадлежит один из авторов статьи, неясности сопоставления толщ, отсутствие четких маркирующих горизонтов, петрографические различия пород и значений мощности связывают с двумя явлениями — фациальным изменением толщ в результате смены по латерали обстановок их образования и метаморфизмом, который усиливается при приближении к ГТР. Сторонники разновозрастности этих отложений пытаются найти структурные критерии такого сочленения блоков, которое бы обосновало их значительные относительные перемещения и приведение в контакт резко разновозрастных толщ. Следует ска-

зять, что противоречия альтернативных доказательств еще существуют, и требуется постановка более детальных работ для решения спорного вопроса. Здесь он затронут попутно в виде суммы представлений, могущих повлиять на генетическую интерпретацию сагызганского флиша в региональном аспекте.

Крупномасштабные осадочные тела

Основную часть разреза свиты составляют тонкослоистые пачки терригенно-карбонатных пород, относительно более выдержанные по латерали. Пачки зелено-серых граувакковых песчаников, напротив, выглядят инородными включениями и образуют резко очерченные, не выдержанные по латерали линзовидные осадочные формы. Граувакки имеют хорошо различимую циклическую структуру и характеризуются мощными пластами с резкой ровной границей в центральных частях линз. Граувакки, как правило, обладают градационной сортировкой и тогда занимают закономерное место в турбидитовой последовательности Боума. Наиболее мощные слои (до 5 м) утрачивают градационную сортировку или она неясна и относятся нами к флюксо-турбидитам. В турбидитах выделяются полные и неполные циклы Боума, примеры которых по разрезу руч. Койбулак приведены ниже.

Первый цикл (снизу вверх):

- | | | |
|----|--|--------|
| 1. | Граувакка с грубозернистым основанием, неслойчатая, с градационной структурой (текстурный интервал "а")... | 120 см |
| 2. | Песчаник горизонтально-слоистый, мелкозернистый ("б") | 10 см |

Пример более полного цикла:

- | | | |
|----|--|-------|
| 1. | Граувакка грубозернистая с градационной структурой ("а").. | 40 см |
| 2. | Песчаник мелкозернистый горизонтально-слоистый ("б") | 5 см |
| 3. | Песчаник косослойчатый мелкозернистый ("с") | 5 см |
| 4. | Песчаник и алевролит-аргиллит горизонтально-слоистый ("а") | 7 см |

Более редким типом являются циклиты с полной последовательностью, включающие бестекстурный или слабогоризонтально-слоистый интервал "е". Граувакковые пачки имеют мощность от десятков метров до 150 м, но не выдержаны по простиранию.

Примером резкого (на расстоянии менее 1 км) выклинивания граувакковой пачки мощностью до 150 м может служить участок в устье сая Куручетынды. Северо-западное боковое ограничение тела было откартировано (рис.1). Граувакки сочленяются по латерали с вмещающими тонкопереслаивающимися терригенно-карбонатными отложениями тремя крупными языками, два из которых выклиниваются на расстоянии первых сотен метров, третий переходит в пачку сланцев мощностью 10-15 м с небольшим содержанием песчаников. Наблюдалось три типа латерального замещения граувакк вмещающими отложениями: 1) граувакки по резкому эрозионному контакту с несогласием до 30° срезают сланцы и известняки, такой тип контакта преобладает вблизи центральной части тела; 2) граувакки на окончании языков становятся более тонкими и постепенно переходят в сланцы; 3) на периферии языков граувакки постепенно переходят сначала в песчанистые, а затем в алевропелитовые сланцы. Встречные языки переслаивающихся сланцев и известняков по мере глубины выклинивания постепенно утрачивают сплошность слоистости и превращаются в пакеты плитчатых брекчий.

Подобное строение мощных песчаниковых тел характерно для сагызганской свиты и в других выходах (рис.2). Осадочные текстуры и характер взаимоотношения линз свидетельствуют о том, что граувакковые тела представляют собой каналы, заполненные турбидитами и флюкостурбидитами и обозначают устьевые части подводных каналов - важный диагностический признак близости континентального (субконтинентального) склона. Редкие замеры направления гироглифов на подошве граувакковых слоев укладываются в узкий интервал СВ 50-75°. Это указывает на то, что начало подводных каньонов и источник материала находились на юго-западе района.

Очень близкая морфоструктурная характеристика верхнемиоценового канала Дохени в Калифорнии (США) приведена Дж.Бартовым /Bartow, 1966/. Канал Дохени приурочен к формации Капистрано, обнажен в береговом обрыве Тихого океана и прорезает песчано-алевролитовые флишевые отложения, образованные, судя по остаткам фораминифер, на глубине 600 м. Видимая часть канала составляет по длине около 120 м и глубине - 40 м. Заполнен он отложениями плотностных потоков - грубозернистыми толстослоистыми песчаниками. Преобладающее направление движения материала в нем - южное, т.е. в сторону открытого океана. У.Нормарк и Д.Пайпер /Normark,

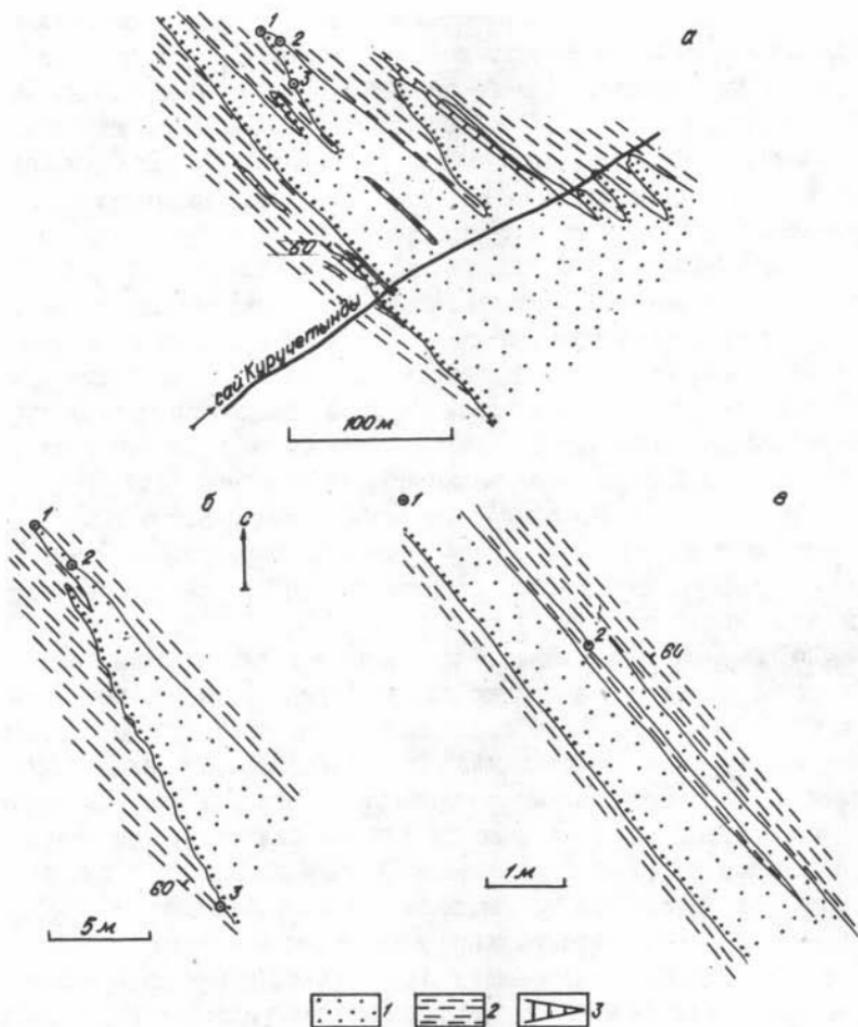


Рис. I. Фациальные изменения сагызганской свиты в долине руч. Куруçетынды. Подводно-эрозионный канал во флишевых отложениях, заполненный граувакковой толщей:

а - общий план участка; б - фрагмент участка в районе точек наблюдения I, 2, 3; в - фрагмент участка "б", показывающий постепенный переход песчаников в сланцы в точках I и 2.

I - песчаники (граувакки), 2 - глинистые сланцы (алевролитоглины), 3 - известняки

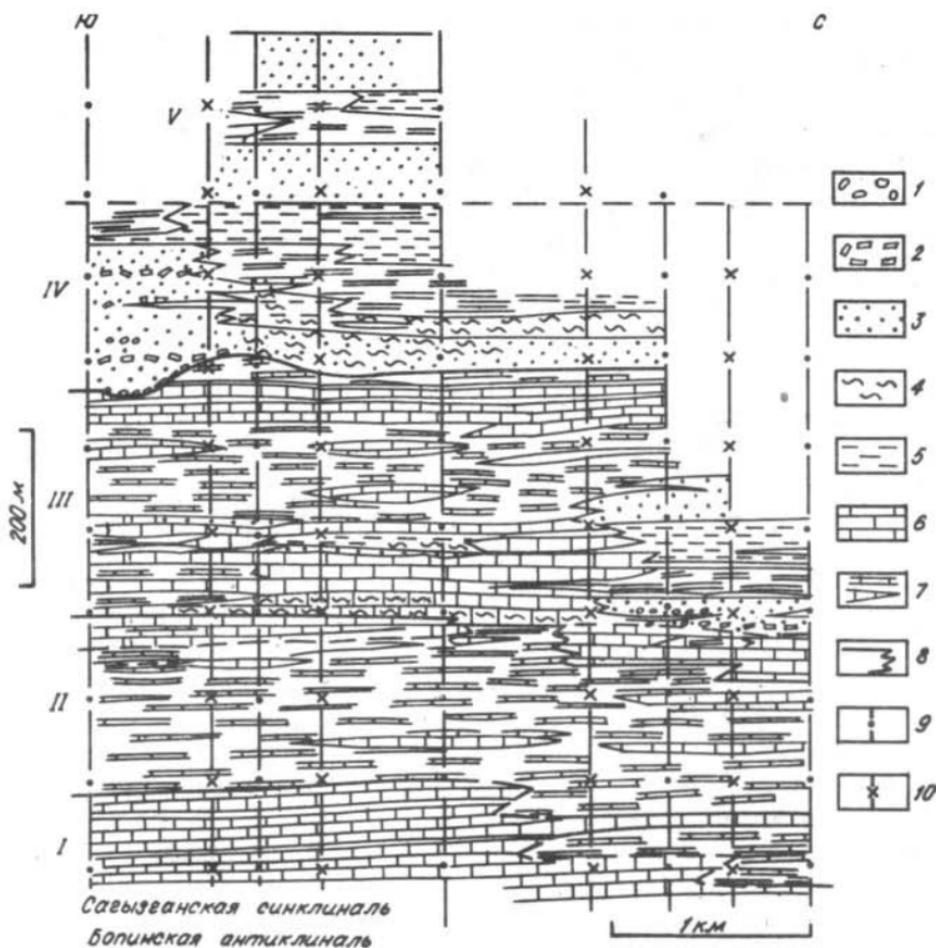


Рис.2. Строение разреза сагызганской свиты в долине р.Шильбилисай с реконструкцией горизонтального залегания слоев
Стратиграфическое расчленение разреза: I - известняки верхнечаткарагайской подсвиты. Сагызганская свита: II - существенно сланцевая (сулучетындынская) пачка, III - пачка с серым известняковым флишем, IV - пачка с нижними массивными песчаниками, V - пачка с верхними массивными песчаниками.
1 - гравелиты, 2 - брекчии известняковые, 3 - песчаники (граввакки), 4 - алевролитовые сланцы, 5 - аргиллитовые сланцы, 6 - известняки, 7 - тонкое переслаивание сланцев и известняков, 8 - границы пачек. Положение осевых поверхностей складок: 9 - антиклиналей, 10 - синклиналей.

Piper, 1969; Piper, Normark, 1971/ обнаружили в канале Дохени, в его центральной части, пачку массивных конгломератов и брекчий, в краевой — террасе. Верхняя часть этого канала заполнена слоистыми градационными песчаниками, которые перекрывают "хаотические отложения" (массивные песчаники с галькой и обрывками слоев) и имеют более широкое латеральное распространение. Седиментационные и морфологические признаки позволили этим авторам сопоставить канал Дохени с современными каналами Ла-Йола и Сан-Лукас на подводных конусах выноса калифорнийского континентального склона Северной Америки. Сравнение каналов Куручетинды и Дохени показывает высокую степень их сходства по морфологии, размерам, выполняющим отложениям и даже деталям строения, несмотря на большой возрастной разрыв между ними, что является дополнительным подтверждением развития подводных долинно-веерных систем в Таласском прогибе и интерпретации его как участка континентального склона.

Типы тонкослоистых отложений

Тонкослоистые отложения в сагызганской свите образуют несколько типов: 1) пачки мелкого (2-5 см) чередования неяснослойчатых алевритистых известняков и известковистых красных и зеленых алевролитов и пелитов; 2) пачки мелкого и среднего (5-10 см) чередования яснокосоволнисто-слоистых песчаников, калькаренитов (калькалевролитов) с хорошо выраженными подошвенными знаками и более тонких (1-3 см) ровногогоризонтально-слоистых или бестектурных пелитов; 3) пачки ленточно-слоистых известняков — равномерное чередование ровных "лент" (1-3 см) пелитоморфных серых, красных и зеленых слабоглинистых известняков и бестектурных пелитов; в этих пачках многочисленные оползневые текстуры и оползневые плоскоголечные конгломерато-брекчии; 4) пачки среднего до крупного (от первых до нескольких десятков см) чередования темно-серых алевритистых косослойчатых известняков и зеленовато-серых и темно-серых известковистых калькалевролитов и пелитов; 5) пачки пелитолитов (сланцев) красных и зеленовато-серых с редкими прослоями известняковых косослойчатых или пелитоморфных слоев. Между типами отложений часто наблюдаются переходные раз-

новидности. Каждый тип отложений образует в разрезе подразделения мощностью в первые десятки метров, преобладает I-й тип, который группируется в пачки мощностью 50–70 м.

Ассоциаций I-го и 2-го типов получили название – маяташский тип чередования, по одноименному притоку р. Карабура, ассоциация 3-го типа, наиболее характерная для сагызганской свиты, – сулучетындынский тип чередования, по одноименному притоку р. Шильбилай; ассоциация 4-го типа – туюкторский тип чередования, по одноименному притоку р. Бакаир. Все терригенно-карбонатные ассоциации состоят из циклитов с неполной последовательностью текстурных интервалов Боума и представляют собой турбидиты. Наиболее полные циклиты содержат интервалы bcde: "b₁" – песчаник известковый, неслоистый, однородный или горизонтально-слоистый, с резкой нижней границей, структура средне-мелкозернистая (мощность от 1 мм до первых см); "b₂" – калькаренит (калькалевролит) с небольшой примесью алюмосиликатных зерен – горизонтально-слоистый (несколько см); "c" – калькаренит (калькалевролит) пологокосолистый (от нескольких см до нескольких десятков см); "d" – кальклотит горизонтально-слоистый (несколько см); "e" – аргиллит. Соотношение элементов циклитов по мощности различное, обычно косоволнисто-слоистый преобладает, но в некоторых пачках его нет или он преобразуется в слабоволнисто-слоистый или горизонтально-слоистый интервал, в этом случае весь слой калькаренита выглядит горизонтально-слоистым. С текстурными интервалами связано изменение зернистости, которое видно также в модификациях циклитов: bcd, bd, be, ce. В связи с косоволнистым строением слоев поверхности, разграничивающие циклически построенные отложения, – неровноволнистые, на верхней поверхности напластования элемента "c" часто наблюдаются знаки ряби течения, указывающей на направление перемещения обломочного материала. Другой параметр, по которому можно судить о палеотранспорте – направление слепков по желобчатым промоинам на нижней поверхности пластов. В циклитах туюкторского типа заметно меньше алюмосиликатного материала, нет контрастности в окраске. Примером переслаивания туюкторского типа являются пакеты флиша среди брекчий в сая Майлибулак.

Сулучетындынский тип ленточного переслаивания отличается от остальных отсутствием четких текстурных интервалов сравнимой

модели. Обычны трехэлементные циклиты мощностью в первые см (снизу вверх): 1) известняк зеленовато- или красновато-серый алевритистый (алевролит слабоградационный); 2) известняк светло-серый, сиреневый, красно-серый пелитоморфный; 3) аргиллит (мергель) темно-красный или темно-зеленый. Но чаще пелитоморфный известняк находится внутри слоя мергеля и производит впечатление химически осажденного или диагенетического. Осадочные текстуры (слоистость) в этих циклитах проявлены очень слабо и едва намечаются в первом элементе, поэтому привлекать для объяснения их образования мутьевые потоки можно лишь в их гипотетической дистальной модификации. Тем не менее ленточно-слоистые известняки образуют закономерные сочетания и непрерывно чередуются с сочетаниями собственно флишевого типа и, вероятно, относятся к флишу, механизм образования которого до конца не ясен.

Нижние поверхности песчаников и калькаренитов несут слепки удлиненных промоин (*flute u furrow. c.*) и более редкие следы движения частиц. Слепки промоин являются очень хорошим показателем вектора перемещения материала и переносивших его мутьевых потоков, они показывают согласованное направление по измерениям

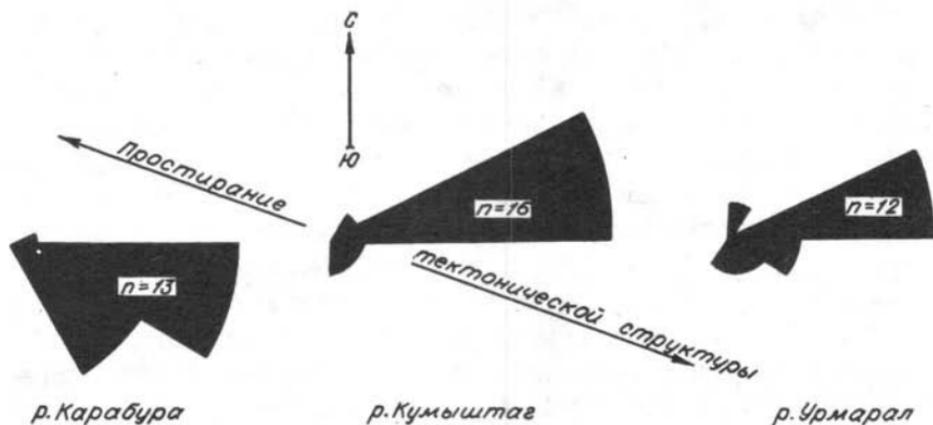


Рис.3. Направление переноса материала в сагызганском бассейне

на западе (р.Карабура), в центральной части (р.Кумыштаг) и на востоке (р.Урмарал) района. Несмотря на небольшое число измерений (рис.3), разброс их невелик. Материал в сагызганском флише

перемещался с запада - юго-запада на восток - северо-восток, это направление является ощутимо секущим по отношению к тектонической структуре района и близко направлению перемещения материала "граувакковых" каналов. Из представленных измерений следуют три вывода: источник материала находился не только в области Курган-Карагоинского геантиклинального поднятия, как принято многими исследователями /Максумова, 1980/ и логически обосновывается поясом брекчий, окаймляющих это поднятие, но и, по крайней мере для сагызганского времени, на юго-западе района. Источник материала включал карбонатные массивы (или карбонатный шельф), сингенетичные флишу; источником материала служила также надводная кордильера, по-видимому, вулканического происхождения (обломки вулканитов в граувакках).

Условия накопления сагызганского флиша

Наиболее выразительными литологическими и структурными чертами сагызганской свиты являются: 1) красноцветный тип разреза, особенно интенсивное окрашивание в основании и в кровле свиты, присутствие пестроокрашенных известняков и сланцев по всему разрезу; 2) значительная латеральная изменчивость состава отложений; 3) распространение известняково-глинистых ассоциаций "нетипичного" флиша, пакетов алевролита-аргиллитового состава и связанных с ними сингенетичных нарушений слоистости (оползневые текстуры); 4) появление массивных граувакк с включениями известняково-сланцевых галек, а также массивных мелкообломочных известняков и известняковых брекчий; граувакки с включениями или толстослойные известняки с обломками могут взаимозаменять друг друга, присутствовать вместе либо быстро выклиниваться.

Флишевая цикличность (известняково-сланцевая) не является отличительным признаком сагызганской свиты и более характерна для нижележащей чаткарагайской. Диагностический признак свиты - "нетипичный" флиш сулукетындинского типа встречается по всему разрезу в виде пачек или пакетов, он также неустойчив по мощности и составу в латеральном направлении. Причем в нем глинистая (сланцевая) составляющая преобладает. Наиболее правдоподоб-

ная, с нашей точки зрения, корреляция сагызганской свиты с нижней частью красноцветной карбонатно-глинистой кызылбелльской свиты Курган-Карагоинского блока обосновывает появление красных пачек такого же состава и во флише. Для Курган-Карагоинского геодантиклинального поднятия — это этап смены рифовой карбонатной формации красноцветной тонкообломочной, которую многие исследователи считают молассовой. По своему составу кызылбелльская свита не может считаться типичной молассой, но несомненно, является показателем смены режима осадконакопления и погружения геодантиклинального поднятия. По-видимому, смена режима после устойчивой флишевой седиментации произошла одновременно и на значительной территории Таласского прогиба. Прежде всего, это видно по появлению специфических известняково-глинистых и глинистых ассоциаций, в образовании которых прямое участие мутьевых потоков проблематично. Во-вторых, в это же время появляются на нескольких уровнях эрозионные каналы и связанный с ними "грубый флиш". С этим же периодом коррелируются сингенетичные нарушения толщ и олигостромы, последние частью приурочены к эрозионным каналам, частью образовались на склоне независимо, в результате, по-видимому, высокой сейсмической активности территории в сагызганское время.

Вся совокупность данных может свидетельствовать о начале активизации движений в горных сооружениях, которые обеспечили дополнительный сброс терригенного материала в морской бассейн, неустойчивость рельефа склона, нарушение системы подводных конусов выноса и течений, переуглубление и проградацию (или возникновение новых) подводных русел, через которые сбрасывался терригенный материал. Эти условия седиментации обычно принято считать переходными от флишевых к молассовым. Если учесть неопределенность понятия "моласса" и разнородность признаков, используемых для выделения её стратиграфических и латеральных градаций, то в общем виде сагызганская толща отвечает промежуточной связке между формациями, тогда как по характеру морской седиментации — это своеобразный флиш. Причем, в его образовании явно участвовал обломочный материал юго-западного источника и карбонатные мелко-водные отложения северо-восточного поднятия. Динамические доказательства двух областей питания являются самостоятельной темой.

1. Сагызганская свита по седиментологическим критериям отвечает понятию флиша, но в формационном отношении занимает промежуточное положение между флишем и молассой. Типичная флишевая цикличность в ней сочетается с нетипичной и "горизонтами с включениями", ей свойственна резкая латеральная изменчивость, что в целом не характерно для флиша. Подстиляется она чаткарагайской флишевой свитой и перекрывается постунбулакской, где "переходность" структуры проявлена еще резче, что может отвечать понятию "нижняя моласса" или градации верхней молассы /Советов, 1984/. Отдельные признаки молассы (сланцевый состав пачек, красноцветность) прослеживаются на значительно более низких стратиграфических уровнях, чем сагызганская свита, и тем самым показывают условность в разделении формаций на флишевую и молассовую.

2. Отложениям сагызганской свиты свойственны признаки турбидитов, описываемые известной моделью Боума. Турбидитовые циклиты, в главной массе, имеют промежуточный терригенно-карбонатный состав, чем отличаются от циклитов нижележащего карбонатного и терригенного флиша. При классификации флишевых интервалов разреза может быть применено двойное основание: по составам глинистой (сланцевой) части и фанеромерных элементов. Отдельные части разреза могут классифицироваться как кальцикластито-карбонатный (кальцитовый) и карбонатно-глинистый и кварц-кальцикластито-карбонатно-глинистый флиш.

3. Разрез сагызганской свиты "осложнен" грубозернистыми (граувакковыми) отложениями, которые по этому признаку тяготеют к названию молассовых, но по седиментационной текстуре, структуре, форме тел и их парагенетическим связям отвечают понятию грубого флиша. Признаки "молассовости" не являются прямыми (такими, как например аллювий), а опосредованы и только указывают на возможность поставить их в соответствие с континентальной градацией, т.е. собственно молассой, тогда как глубоководный характер этих отложений является атрибутом флиша.

4. Сагызганский поздний флиш фиксирует важный переломный период в развитии региона. Этот тип отложений прямо указывает на тесную связь "геосинклинального" и "орогенного" этапов развития и

неразрывность последовательности событий в глубоководных прогибах, что может служить дополнительным обоснованием структурной зависимости горообразования и предшествующего интенсивного погружения и осадконакопления.

Литература

ДОДОНОВА Т.А. К стратиграфии нижнепалеозойских и докембрийских отложений Таласского Ала-Тоо. - Тр. Ин-та геологии АН Кирг. ССР, вып. IX. Фрунзе: Илим, 1957, с. 207-214.

ЕГАНОВ Э.А., СОВЕТОВ Ю.К. Каратау - модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 192 с.

КОРОЛЕВ В.Г., МАКСУМОВА Р.А. Поздний докембрий Таласского Ала-Тоо. - Тр. Фрунзенского политех. ин-та. Геология, горное дело. Фрунзе, вып. 19, 1964, с. 48-55.

МАКСУМОВА Р.А. Байкальский орогенный комплекс Северного Тянь-Шаня и Южного Казахстана. Фрунзе: Илим, 1980. 149 с.

САБДУШЕВ Ш.Ш., КОРЕНЧУК Л.В. К вопросу о стратиграфии и тектонике докембрия Таласского хребта. - В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1967, с. 105-112.

СМИРНОВ В.И. Закономерности распространения оруденения и методы поисков в Таласском Алатау. - Тр. МГРИ, т. 16, 1939. 120 с.

СОВЕТОВ Ю.К. Терригенные формации позднего докембрия Северо-Тянь-Шаньской геосинклинали. - В кн.: Эволюция литогенеза в истории Земли. Новосибирск: Изд. ИГиГ, 1981, с. 51-62.

СОВЕТОВ Ю.К. Состав и строение позднедокембрийских эпигеосинклинальных моласс (на примере Малого Каратау). - Геол. и геофиз., 1984, № 7, с. 12-22.

BARTOW J.A. Deep submarine channel in Upper Miocene, Orange County, California. - J. Sedimen. Petrol., 1966, v. 36, p. 700-705.

NORMARK W.R., PIPER D.J.W. Deep-Sea Fan-Valleys, Past and Present. - Geol. Soc. of Amer. Bull. 1969, v. 80, p. 1859-1866.

PIPER J.W., NORMARK W.R. Re-examination of a Miocene deep-sea fan and fan-valley, Southern California. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, v. 82, p. 1823-1830.

КРАСНОЦВЕТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ НАРЫНСКОЙ ВПАДИНЫ,
ТИПЫ ПОРОД И ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ТЕЛА

Красноцветные кайнозойские отложения широко распространены в межгорных впадинах Тянь-Шаня. Их строение, состав, стратиграфия неоднократно обсуждались в печати /Соколов, 1949; Шульц, 1948; Джумагулов и др., 1975; Благовидов, 1978; Омуралиев, 1978; Фортуна, 1983; Параев, 1981, 1983а, б/. Несмотря на достаточную изученность в целом, некоторые особенности состава и строения красноцветных отложений освещены пока неполностью. Существует необходимость более подробного изучения типов красноцветных пород, их состава, соотношения друг с другом. Эти вопросы будут рассмотрены на примере красноцветных отложений западной части Нарынской впадины.

Прежде всего кратко остановимся на общей характеристике этих отложений и их положении в геологическом разрезе. Они слагают нижнюю часть мощного палеоген-неогенового комплекса, выполняющего Нарынскую впадину. Большинство выходов приурочено к предгорьям окружающих ее хребтов. В западной части впадины наиболее представительные обнажения красноцветных пород расположены на южных склонах хр. Чаарташ и Акшийряк. Красноцветные отложения с несогласием ложатся на размытую поверхность темно-серых известняков карбона и серых, коричневых крупнозернистых гранитов. Перекрываются пестроцветными соленосными отложениями миоцено-плиоценового возраста /Джумагулов и др., 1975; Благовидов, 1978/. Возраст красноцветных отложений определен на основе данных, полученных в результате спорово-пыльцевого анализа, как олигоцен - ранний миоцен /Фортуна, 1983/. Другие исследователи /Параев, 1984/ датируют эти отложения эоцен-позднемиоценовым временем. Ряд геологов выделяют их в единый киргизский красноцветный комплекс /Джумагулов и др., 1975; Фортуна, 1983/, другие расчленяют на контурпакскую и киргизскую /Благовидов, 1978/ или на айрташскую и чонташскую свиты /Омуралиев, 1978/. По литологическим признакам в разрезе красноцветных отложений в верховьях р.Макмал можно выделить семь пачек. Четыре нижних /Нехаев, 1984/ сложены преимущественно грубообломочными породами, три верхних-мелкозернистыми. Все они являются отложениями различных частей конусов

выноса временных потоков, сформировавшихся у подножия горного хребта /Нехаев, 1984/. Об этом свидетельствует плохая сортированность пород, неокатанность обломков, наличие неслоистых образований грязекаменных потоков, частые следы размывов и врезаний. Широко распространена линзовидная косая слоистость, свойственная временным потокам /Рухин, 1953/.

Среди красноцветных отложений в верховьях р.Макмал можно выделить следующие типы пород: конгломераты, среднеобломочные паттумы, гравелиты, песчаники, мелкообломочные паттумы, мергели, аргиллиты, алевролиты и глинистые известняки. Наиболее распространены среди них красно-коричневые мелкообломочные паттумы. Они составляют около 50 % всех красноцветных отложений. На долю песчаников приходится 16 %, конгломератов 15 %, среднеобломочных паттумов 8 %, аргиллитов 6 %, гравелитов 2 %, алевролитов, мергелей и глинистых известняков по 1 %.

Конгломераты. Линзы и линзовидные слои, сложенные этим типом пород, встречаются почти во всех пачках красноцветного разреза, а в первой, третьей и четвертой даже преобладают над другими. Среди них по составу, окраске, величине обломков, сортированности можно выделить: светло-серые массивные сильно известковистые; красно-коричневые плохо сортированные; зеленовато-серые, серые мелкогалечные.

Светло-серые, серые, светло-коричневые массивные конгломераты. Отличаются от других обильным карбонатным цементом, хорошей окатанностью обломков, однообразным составом валунов и галек, средней сортированностью. Линзы и слои, состоящие из наиболее крупнообломочных (крупногалечных, мелковалунных) конгломератов, образуют нижнюю часть первой пачки. Хорошо окатанные и окатанные обломки составляют 80-85 % объема этих пород. Размеры их колеблются от 1 до 40 см, преимущественно это обломки серых, темно-серых, содержащих фауну известняков, редко коричневых кварц-серицитовых алевролитов и кремней. Плотный серый светло-коричневый карбонатный цемент содержит редкие песчаные и алевролитовые зерна кварца. Вверх по разрезу появляются линзы мелко-, среднегалечных конгломератов светло-коричневого цвета. Доля обломков в них постепенно уменьшается до 55-60 %, количество коричневых кварц-серицитовых алевролитов немного возрастает. Цвет цемента меняется на коричневый, доля песчано-алевролитового материала в

нем увеличивается. Появляются линзы крупнозернистого песчаника с обильным карбонатным цементом. Верхняя часть первой пачки сложена светло-коричневыми мелкообломочными конгломератами, с большим количеством линз коричневых крупнозернистых песчаников.

Красно-коричневые конгломераты. Распространенный тип пород, преобладает в третьей и четвертой пачке. Размеры обломков меняются от I до 50 см, встречаются линзы как мелкогалечных конгломератов, так и мелковалунных. Степень обработки обломков плохая — преобладают неокатанные, полуокатанные. Доля обломочной части колеблется от 55 до 90 %. Представлены они: серыми, темно-серыми известняками, коричневыми кварц-серицитовыми алевропелитами, кремнями, редко крупнозернистыми гранитами. Цемент красно-коричневый, глинисто-карбонатный. Красную окраску породе придают окислы и гидроокислы железа, образующие красные рубашки вокруг песчаных и алевролитовых зерен, также содержащиеся в глинистом материале. Нижние и средние части обеих пачек почти полностью сложены этими конгломератами, в верхних частях они присутствуют только в виде небольших линз. Наиболее грубообломочные массивные, неслоистые разности присущи нижним частям, вверх по разрезу среди них появляются линзы средне-, мелкогалечных конгломератов, уменьшается средний размер обломков. Для мелко-среднегалечных конгломератов характерна косая, линзовидная слоистость, которую подчеркивают многочисленные линзы среднеобломочных паттумов, гравелитов и крупнозернистых песчаников. Между конгломератами этих двух свит существуют некоторые различия, позволяющие отличать их. Для конгломератов третьей пачки характерна плохая сортированность, большое содержание глинистого материала в цементе, более интенсивный красный цвет. Обломки в них преимущественно остроугольные, неокатанные. В конгломератах четвертой пачки отмечается черепитчатая текстура, цемент в них более карбонатный, степень обработки обломков более совершенная. В составе обломков увеличивается роль коричневых кварц-серицитовых алевропелитов, серых крупнозернистых гранитов и кремней.

Серые, зеленовато-серые мелкогалечные конгломераты. Ассоциируют с зеленовато-серыми крупнозернистыми песчаниками и гравелитами пятой и седьмой пачки. Встречаются в виде небольших линз и прослоев, им свойственна косая, линзовидная слоистость. Обломочный материал составляет в среднем 60–65 %, степень их обра-

ботки слабая, преобладают неокатанные и полукатанные. Сортированность по размеру средняя, величина их меняется от 0,1 до 5 см. Обломки представлены серыми, темно-серыми известняками, светло-коричневыми, коричневыми кварц-серицитовыми алевропелитами, кремнями, кварцитами, серыми, светло-коричневыми средне-, крупнозернистыми гранитами.

Гравелиты. Встречаются только в виде небольших линз и прослоев среди конгломератов, среднеобломочных паттумов и крупнозернистых песчаников, характерна косая, линзовидная слоистость. Цвет их меняется от красно-коричневого в нижней части разреза, до светло-серого, зеленоватого и желтого в верхней. Сортированность по размеру плохая, обломки преимущественно неокатанные, плохо окатанные. Среди них преобладают кварц, полевой шпат, известняки, кварц-серицовые алевропелиты, серые, светло-коричневые средне-, крупнозернистые граниты, кремни, кварциты. Цемент глинисто-карбонатный, карбонатный, роль последнего увеличивается вверх по разрезу.

Среднеобломочные паттумы. Наиболее широко представлены во второй пачке, где они составляют 60-70 % объема. В вышележащих красноцветных отложениях присутствуют в виде линз и прослоев среди конгломератов, крупнозернистых песчаников. Повсюду в них отмечается косая, линзовидная слоистость. Цвет их меняется от красного, красно-коричневого до светло-коричневого. Сортированность по размеру очень плохая, обломки остроугольные, неокатанные, изредка полукатанные, размеры их колеблются от 0,01 до 100 мм. Состав обломков: кварц 5-65 %, полевой шпат 0-75 %, кварц-серицовые алевролиты и кварциты 15-40 %, мелкозернистый известняк 0-75 %, плагиоклаз 0-10 %, гранит 0-20 %, гематит 0-5 %, биотит 0-2 %. Содержание карбонатного цемента в породе колеблется от 0 до 25 %, железисто-глинистого, глинистого от 0 до 12 %. Красный цвет придают окислы и гидроокислы железа, содержащегося как в глинистом материале, так и в виде красных рубашек вокруг песчаных и алевритовых зерен. Снизу вверх по разрезу отмечается увеличение роли карбонатного материала в цементе, изменение в составе обломков (уменьшается доля мелкозернистых известняков, появляется среднезернистый гранит и увеличивается доля кварц-серицовых алевролитов) и окраски с красно-коричневой до светло-коричневой.

Песчаники. Распространенный тип пород, встречается в виде линз и прослоев во всех пачках красноцветного разреза. Наиболее широко представлен в верхней части четвертой и нижней части пятой пачки. Для крупно-, среднезернистых песчаников первой, второй, третьей, четвертой пачек характерна косая, линзовидная слоистость, для мелкозернистых из вышележащих красноцветных отложений – косая и волнистая слоистость, в самых мелкозернистых иногда отмечается горизонтальная слоистость. Цвет песчаников меняется от красного и красно-коричневого до серого, зеленовато-серого, желтого. Сортированность по размеру различная: от плохой разномзернистой, до хорошей. Степень обработки обломков слабая, преимущественно угловатые, плохо окатанные зерна. Состав: кварц 10–50 %, полевой шпат 0–40 %, плагиоклаз 0–15 %, гематит 0–50 %, биотит 0–2 %, мелкозернистые известняки 0–40 %, кварц-серицитовые алевропелиты и кварциты 15–60 %. Содержание карбонатного цемента колеблется от 5 до 25 %, глинистого материала от 0 до 10 %, роль последнего вверх по разрезу уменьшается.

Мелкообломочные паттумы. Самый распространенный тип красноцветных пород. Слагают большую часть 5, 6, 7 пачки, редкие линзы и прослои в 3 и 4. Цвет их меняется от красного, красно-коричневого до коричневого. Плохо отсортированные, массивные, обломки неокатанные, полуокатанные, размеры их колеблются от 0,01 до 1 мм. Доля карбонатного материала в породе колеблется от 10 до 25 %, обломочного (песчаного и алевритового) от 25 до 75 %, глинистого от 0 до 50 %. Состав обломочного материала: кварц 20–95 %, кварц-серицитовые алевропелиты 5–20 %, мелкозернистые карбонатные породы 0–65 %, полевой шпат 0–5 %, плагиоклаз 0–2 %, гематит 0–10 %. Дисперсные окислы и гидроокислы железа, находящиеся в глинистом веществе, придают породе красно-коричневый цвет.

Алевролиты. Наблюдаются в виде редких прослоев и линз среди мелкообломочных песчаников и паттумов. Для них характерна косая и волнистая слоистость, цвет меняется от красно-коричневого до светло-коричневого, серого. Состоят из обломочной части и карбонатно-глинистого, карбонатного цемента. Обломки неокатанные, остроугольные, представлены кварцем, полевым шпатом, плагиоклазом и кварц-серицитовым алевропелитом.

Известняки. Макроскопически это коричневые, светло-коричне-

вые массивные породы. Образуют прослой среди мелкообломочных паттумов седьмой пачки. Поверхности напластования пологоводнистые. Состоят из кристаллов кальцита, мелкокристаллических в основной массе и среднекристаллических в прожилках. Содержат значительную примесь глинистого материала и песчаных, алевролитовых зерен. Обломки неокатанные, остроугольные, представлены кварцем, полевым шпатом, кварц-серицитовым алевропелитом.

Аргиллиты. Распространены в виде тонких прослоев среди мелкообломочных паттумов. Цвет красно-коричневый, красно-бурый. Под микроскопом отмечается изотропная и полуизотропная масса. Пелитовый материал содержит окислы и гидрокислы железа, придающие ему красный цвет. Изредка отмечаются пятна зеленого цвета. Среди скритозернистой массы можно выделить мелкие разноориентированные чешуйки глинистых минералов. Доля алевритовых, песчаных частиц и карбонатного материала может достигать 25-30 %. Песчаные и алевритовые зерна имеют остроугольную форму, представлены главным образом кварцем и неравномерно рассеяны в пелитовом материале. Карбонатное вещество сложено мелкокристаллическим кальцитом. Более поздние трещины и пустоты заполнены среднекристаллическим кальцитом. Структура аргиллитов пелитовая и алевролитовая.

Мергели. Наблюдаются в виде тонких, листоватых прослоев среди мелкообломочных паттумов. Цвет красно-бурый, коричневый. Пелитовый и карбонатный материал присутствуют примерно в равном количестве. Доля песчаных и алевритовых частиц до 20 %. Пелитовый материал содержит окислы и гидрокислы железа, которые дают ему красно-коричневую окраску. Карбонатный материал представлен мелкокристаллическим кальцитом. Структура мергелей алевролитовая, пелитовая.

Рассматривая состав вышеперечисленных типов пород красноватых отложений верховий р.Макмал, можно отметить следующие закономерности.

1. Вверх по разрезу уменьшается количество карбонатных обломков, с одновременным увеличением среди них доли кварцитов, кварц-серицитовых алевропелитов, гранитов, кремней.

2. Уменьшение доли железисто-глинистого и увеличение карбонатного материала в цементе (за исключением первой пачки, где наблюдается обратная тенденция).

Одним из первых этапов изучения любого разреза является его

последнее описание. На его основе проводится в дальнейшем анализ внутреннего строения и структуры толщи, корреляция разрезов и т.д. Особенностью красноцветных отложений верховий р.Макмак является почти полное отсутствие хорошо выраженных протяженных слоев, сложенных одним из вышеперечисленных типов пород. Красноцветные отложения имеют сложную внутреннюю структуру, при которой становится невозможным обычное последовательное описание. При изучении разреза в качестве элементарных единиц приходится выделять наименьшие осадочные тела имеющие четкие литологические границы. Их мощность колеблется от нескольких сантиметров до десяти метров, форма меняется от листоватых тонких прослоев до линз. Элементарные осадочные тела могут быть сложены как одним, так и сочетанием нескольких типов рассмотренных выше пород.

Рассмотрим морфоструктуру элементарных осадочных тел, состоящих из одного типа пород.

1. Линзы небольших размеров (рис.1 а), мощность их может меняться от 10 см до 1,5 м, врезаны в подстилающие отложения, могут быть сложены: а) коричневыми, красно-коричневыми мелкогалечными конгломератами; б) красно-коричневыми среднеобломочными паттумами; в) коричневыми, красно-коричневыми, средне-, крупнозернистыми песчаниками; г) светло-коричневыми, серыми, средне-, крупнозернистыми косослоистыми песчаниками; д) коричневыми, красновато-коричневыми гравелитами.

2. Вытянутые линзы (рис.2а), линзовидные слои небольшой мощности (0,5-50 см), врезанные в подстилающие отложения. Максимальная длина 25-50 м. Сложены следующими типами пород: а) светло-коричневыми массивными сильноизвестковистыми средне-, крупнозернистыми песчаниками; б) коричневыми, красно-коричневыми косослоистыми средне-, крупнозернистыми песчаниками; в) светло-коричневыми, серыми косослоистыми, средне-, мелкозернистыми песчаниками; г) светло-серыми, светло-коричневыми косослоистыми алевролитами.

3. Тонкие плитчатые быстро выклинивающиеся слои (рис.2 б) мощностью 0,5-10 см. Границы слоев четкие, поверхность напластования неровная. Могут быть сложены: а) красно-коричневыми мелкообломочными паттумами; б) красно-коричневыми, красными аргиллитами.

4. Массивные плотные быстро выклинивающиеся слои (рис.2 в)

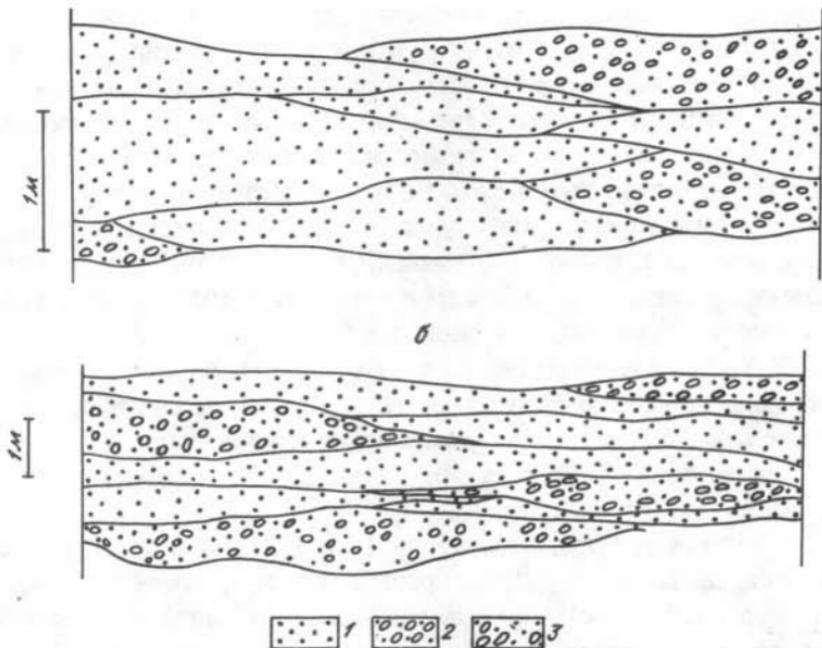


Рис. I. Линзообразные осадочные тела небольшой мощности: а - образованные одним типом пород, б - несколькими типами пород; 1 - песчаник средне-, крупнозернистый, 2 - паттум среднеобломочный, 3 - песчаник и паттум среднеобломочный

мощностью от 0,2 до 0,5 м. Образованы: а) серыми, светло-коричневыми глинистыми известняками; б) коричневыми мергелями.

5. Мощные (от 1 до 5 м) линзообразные слои (рис.3 а), сложенные: а) серыми, светло-коричневыми неслоистыми мелкогалунными, средне-, крупногалечными сильноизвестковистыми конгломератами; б) красно-коричневыми неслоистыми мелкогалунными, средне-, крупногалечными конгломератами.

Элементарные осадочные тела, образованные несколькими типами пород, отличаются друг от друга по форме и сочетанию слагающих их пород.

6. Мощные, быстро выклинивающиеся линзовидные слои и вытянутые линзы (рис. I б) мощностью от 0,5 до 5 м могут быть сложены: а) красно-коричневыми, коричневыми мелкогалунными, мелко-, сред-

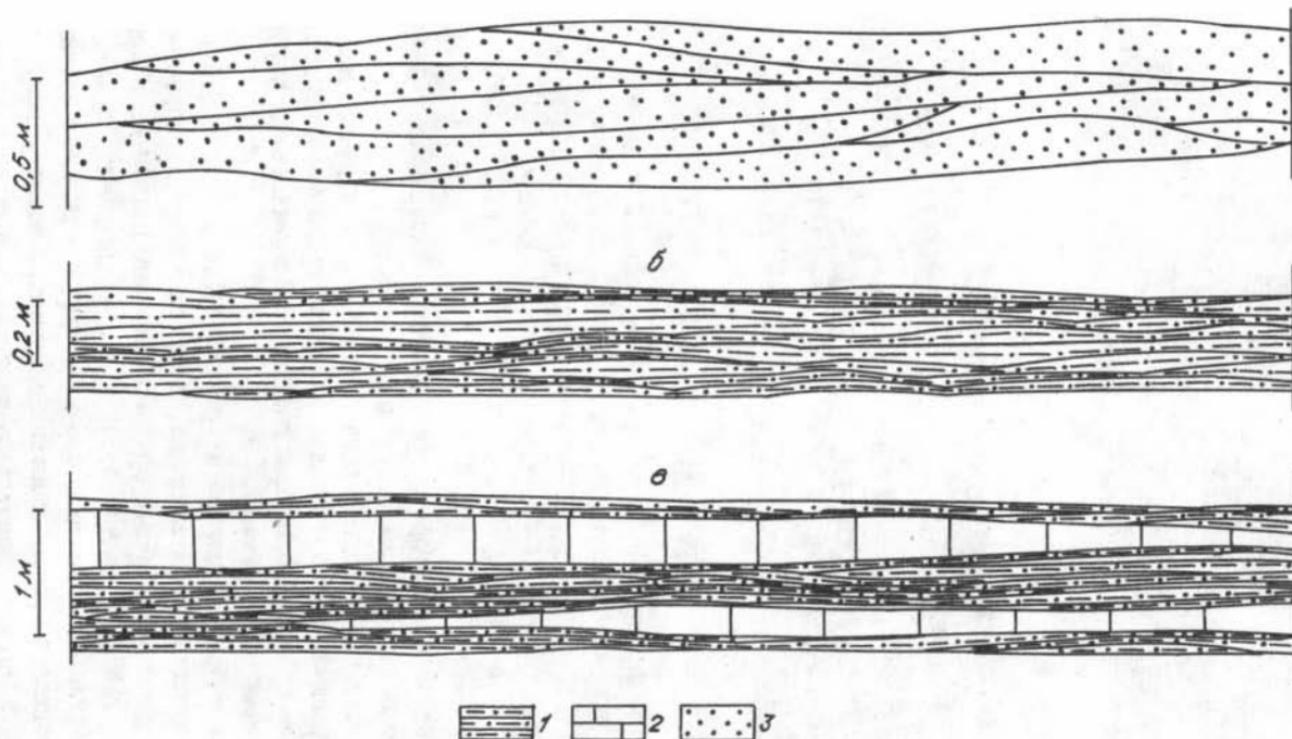


Рис.2. Вытянутые элементарные осадочные тела:

а - линзовидные слои и вытянутые линзы небольшой мощности, б - тонкие плитчатые быстро выклинивающиеся слои, в - быстро выклинивающиеся слои небольшой мощности; 1 - аргиллит, 2 - известняк, 3 - песчаник средне-, крупнозернистый

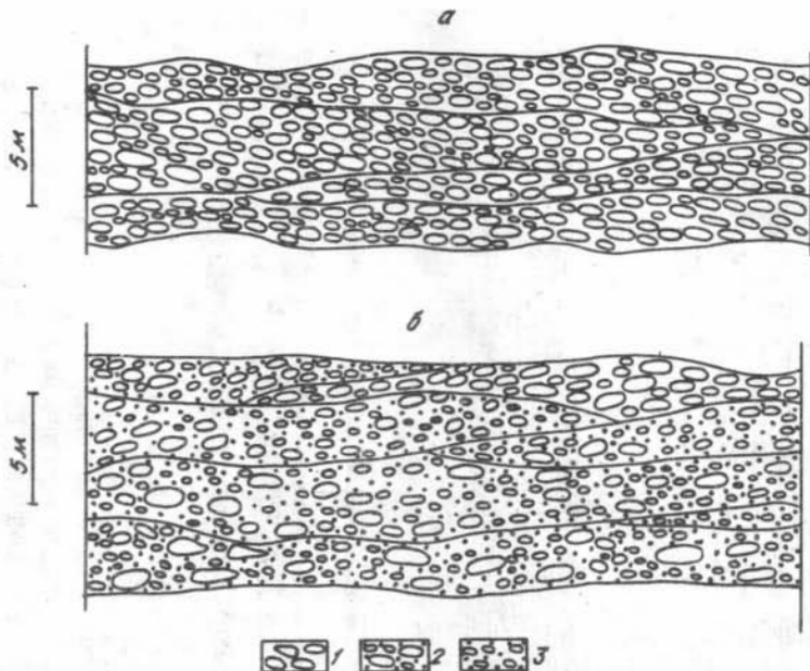


Рис.3. Линзообразные осадочные тела большой мощности:
 а – образованные одним типом пород, б – несколькими типами пород; 1 – конгломерат, 2 – конгломерат и среднеобломочный паттум, 3 – паттум среднеобломочный

не-, крупногалечными конгломератами и среднеобломочными паттумами; б) красно-коричневыми, коричневыми мелко-, среднегалечными конгломератами и среднеобломочными паттумами; в) коричневыми, красно-коричневыми, мелко-, среднегалечными конгломератами, красно-коричневыми среднеобломочными паттумами и коричневыми крупно-, среднезернистыми песчаниками.

7. Линзы небольшой мощности (рис.3 б) (от 0,3 до 1,6 м), врезанные в подстилающие отложения, состоящие из: а) коричневых гравелитов, красно-коричневых среднеобломочных паттумов, средне-, крупнозернистых песчаников; б) красно-коричневых среднеобломочных паттумов и коричневых средне-, крупнозернистых песчаников; в) коричневых среднеобломочных паттумов, светло-серых, зеленовато-серых, крупнозернистых песчаников и серых гравелитов.

Таким образом, нами выделена 2I разновидность элементарных осадочных тел.* Разрез красноцветных отложений можно теперь представить как смену одних элементарных тел другими как по вертикали, так и по горизонтали. Детальный анализ взаимоотношений этих тел, встречаемости в разрезе, выделение определенных повторяющихся их сочетаний может дать дополнительный материал о внутреннем строении красноцветных отложений, об условиях их образования.

Литература

БЛАГОВИДОВ В.В. Некоторые особенности строения и условия образования неогеновой галогенной формации Нарынской впадины Тянь-Шаня. — В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск: Наука, 1978, с.61-85.

ДЖУМАГУЛОВ А.Д., КАРАСЬ О.И., КОРОЛЕВА Н.П. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности кайнозойских отложений Нарынской впадины. М.: ВНИИОЗИГ, 1975. 49 с.

НЕХАЕВ А.Ю. Красноцветные грубообломочные отложения западной части Нарынской впадины. — В кн.: Осадочные формации и условия их образования. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984, с.129-139.

ОМУРАЛИЕВ М.К. К стратиграфии палеоген-неогеновых отложений Алабуга-Нарынской впадины и о находке в них костных останков млекопитающих. — Изв. АН КиргССР, 1978, № 1, с.30-31.

ПАРАЕВ В.В. Континентальные красноцветные формации "паттумного" типа. — В кн.: Эволюция литогенеза в истории Земли. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с.36-41.

ПАРАЕВ В.В. Сравнительная характеристика паттумных красноцветных формаций межгорных впадин Тянь-Шаня. — В кн.: Состав и строение осадочных формаций. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983а, с.5-27.

ПАРАЕВ В.В. Паттумные красноцветные формации межгорных впадин Тянь-Шаня. — Геол. и геофиз., 1983б, № 8, с.138-142.

ПАРАЕВ В.В. Особенности кайнозойского красноцветного осадконакопления на территории Тянь-Шаня. — В кн.: Осадочные формации и условия их образования. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984, с.119-128.

РУХИН Л.Б. Основы литологии (учение об осадочных породах). М.: Гостоптехиздат, 1953. 672 с.

СОКОЛОВ Б.С. К стратиграфии третичных отложений Нарынской депрессии (Тянь-Шань). - Докл. АН СССР, 1949, т.66, № 4, с. 681-684.

ФОРТУНА А.Б. Палинологическая характеристика и стратиграфия палеоген-неогеновых отложений на площади Мак-Мал (Алабукинская впадина). - В кн.: Геология кайнозоя Киргизии. Фрунзе: Илим, 1983, с.18-26.

ШУЛЬЦ С.С. Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 222 с.

В.В.Параев

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭПОХА КРАСНОЦВЕТНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ (на примере Тянь-Шаня и Памиро-Алая)

Красноцветные осадочные толщи давно уже стали объектом повышенного интереса геологов как с точки зрения общенаучных построений, так и прикладного значения. Мы не будем здесь специально уделять внимание обоснованию значимости рассматриваемой проблемы. В последние годы изучение особенностей красноцветного осадконакопления приобретает все большую актуальность, что уже неоднократно подчеркивалось многими исследователями /Анатольева, 1972, 1980, 1981; Яншин, 1972; Сочава, 1979, 1982 и др./. Приведем лишь некоторые пояснения относительно понятия "красноцветное осадконакопление" или "красноцветная седиментация".

Красноцветные толщи в разрезе земной коры всегда обособлялись однозначно по своему яркому специфическому цвету. Красноцветными породами обычно принято называть осадочные и элювиальные образования, окраска которых (различные оттенки красного цвета) обусловлена в основном присутствием окислов железа. Такое положение не изменилось до настоящего времени и принято большинством специалистов.

Термин "осадконакопление" или "седиментация", согласно определению Геологического словаря /1978/, означает образование осадков в природных условиях путем перехода осадочного материала из подвижного или взвешенного состояния в неподвижное. Подобное толкование термина, по-видимому, является все же слишком обобщенным и абстрактным, оторванным от конкретной связи с геологическими процессами и требующее дополнительной расшифровки. По этому поводу имеется много публикаций в области литологии с достаточно полным разбором многих сведений о седиментации, уточнением и конкретизацией самого термина. Сошлемся только на некоторые работы Ю.П.Казанского /1976, 1983/, где все эти вопросы подробно им проанализированы. Автор, рассматривая седиментологию как один из разделов петрологии осадочных пород, в понимание этого термина включает представления об источниках осадочного материала, средах, где происходит выветривание, перенос и накопление, а также факторы и процессы, определяющие появление конкретных осадочных минеральных ассоциаций. Исходя из этих расширенных общепринятых положений, предлагается обсудить здесь ряд вопросов, связанных с представлением об общих особенностях кайнозойской красноцветной седиментации на примере Тянь-Шаня и Памиро-Алая.

Кайнозой относится к одной из главных пяти эпох (докембрийская, девонская, пермская, мезозойская и кайнозойская) массового накопления красноцветных отложений /Анатольева, 1968, 1978/. В существующей обширной литературе можно найти сведения по различным аспектам геологии кайнозоя. Но к сожалению, многие вопросы, касающиеся особенностей красноцветной седиментации для этого периода истории развития Земли в целом, не нашли еще должного освещения.

Решение подобных задач всегда сложно и связано с учетом и анализом большого количества факторов, влияющих на формирование красноцветов. Главным из них считается палеогеографическая позиция, которая включает в себя все физико-географические явления (для конкретного временного интервала) как результат совокупного действия эндогенных и экзогенных процессов. С одной стороны — это изменение и перераспределение в пространстве тектономагматической активности, с другой — проявление соляных ландшафтно-климатических, а также геобиологических процессов. Не последнюю

роль в формировании красноцветов, по-видимому, играют колебания солнечной радиации и светового излучения, достигающие поверхности Земли и оказывающие заметное влияние на гипергенез и образование кор выветривания.

Поскольку принято считать, что кайнозойские красноцветы характеризуют собой целую эпоху в истории развития планеты, то их появление в разрезе земной коры, по-видимому, явилось следствием каких-то глобальных явлений, либо отражением геологических событий, охвативших значительные участки Земли. Поэтому для более полного представления сущности красноцветной седиментации следует рассмотреть характеристику кайнозоя с общегеологических позиций. Такой экскурс необходим по двум важным причинам. Во-первых, он будет способствовать выяснению особенностей кайнозойского литогенеза в целом и тому, какое положение в нем занимает красноцветное осадконакопление. Во-вторых, поможет понять общую картину эволюционного изменения земной коры в данный отрезок времени и оценить основные факторы, определяющие формирование красноцветных толщ.

Кайнозойская, или новая эра геологической истории Земли, с давних пор вызывает к себе повышенный интерес широкого круга геологов, палеонтологов и других специалистов, интересующихся вопросами истории развития планеты. Оснований тому много. Кайнозой — новейший этап существования Земли как геологического тела, охватывающий последние 60—70 млн. лет, включая и современную эпоху ее развития. С кайнозоем связаны значительные перемены в жизни планеты. Подобно предшествующим эрам, происходит дальнейшее изменение структуры земной коры как в целом, так и отдельных ее участков, повлекшее за собой перемены в характере осадконакопления. Особенно кайнозой привлек к себе большое внимание в последние годы в связи с распространением представлений об одновременности так называемого скачка в эволюционном развитии органического мира на огромных пространствах Земного шара. Существенные изменения физико-географической среды и климатической обстановки обусловили необычайный расцвет покрытосемянных растений, млекопитающих и птиц на суше, двустворок и гастропод в море, а также почти катастрофическое вымирание ряда важных групп беспозвоночных и других представителей животного и растительного мира.

Проблеме событий, происходивших на границе мела и палеогена, посвящено достаточно много исследований. Все их здесь перечислять и анализировать нет необходимости. Сошлемся только на некоторые из них, отражающие, на наш взгляд, события планетарного значения, которые могли бы явиться определяющим обстоятельством в изменении характера особенностей кайнозойского осадконакопления и, в частности, красноцветного.

В последнее время в зарубежной литературе весьма интенсивно обсуждаются гипотезы о внеземных причинах вымирания крупных групп мезозойской фауны и флоры. В частности, особый интерес ученых привлекла так называемая "метеоритная" гипотеза. Она основана на факте обнаружения в пограничных отложениях мезозоя-кайнозоя (в самых различных местах Земли, в том числе и в океанических осадках) заметно повышенного содержания сидерофильных элементов и прежде всего иридия. Поскольку высокие концентрации сидерофильных редких элементов присущи метеоритам, было высказано предположение о том, что события, происшедшие на рубеже мезозоя и кайнозоя, обусловлены столкновением Земли с гигантским метеоритом, имевшим последствия планетарного масштаба. Эта "встреча" повлекла за собой активизацию тектонических движений и процессов, под воздействием которых происходит перестройка отдельных участков земной коры, а также существенные климатические изменения. В СССР также были начаты в 1971г. исследования по общей проблеме "Пути и закономерности исторического развития животных и растительных организмов" и была поставлена межведомственная конкретная тема "Развитие и смена органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя". Подробный обзор проблемы приводит С.В.Мейен /1984/.

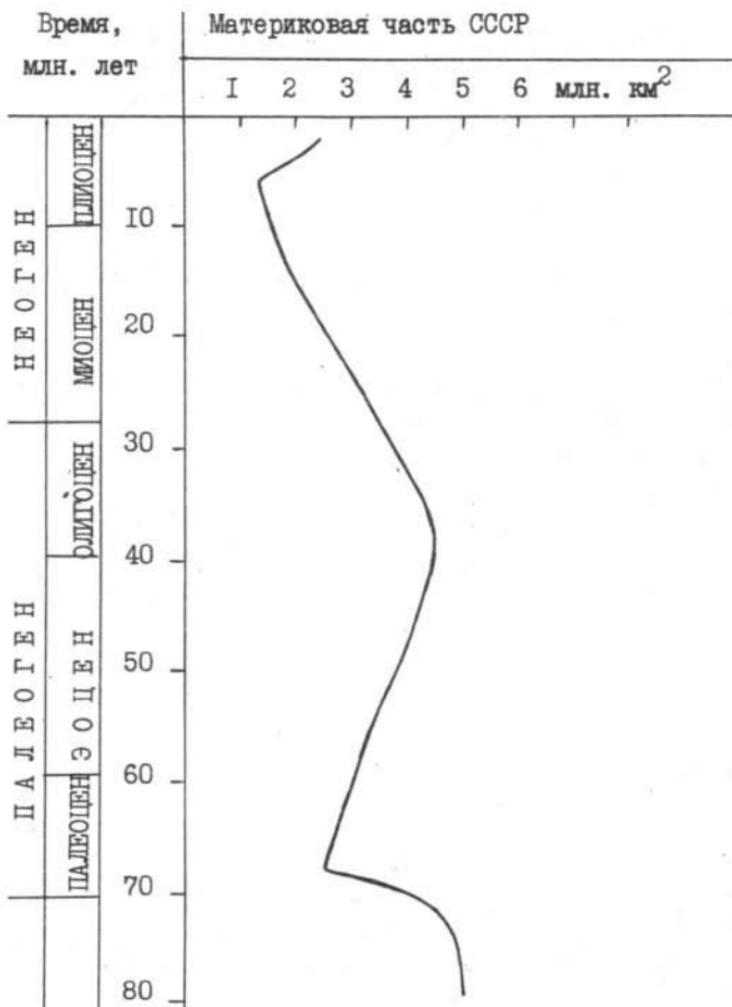
Материалы о резком повышении содержания элементов космического происхождения (например платиноидов) в пограничных слоях мела - палеогена, которые привлекались в качестве дополнительного аргумента гипотезы глобального вымирания организмов на Земле, вызванного причинами неземного характера, были проанализированы Г.П.Шихинолфом /G.P.Sighinolfi, 1981/. Однако по его предварительному геохимическому изучению отложений Центральной Италии гипотеза уникального катастрофического события не подтвердилась. К аналогичному заключению пришли и советские специалисты В.Н.Шиманский и А.Н.Соловьев /1982/. Разбирая аспекты проблемы разви-

тия и смены органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя, эти авторы не нашли оснований считать процесс перестройки мезозойской биосферы катастрофическим.

Среди известных примеров геологических событий планетарного масштаба особо следует выделить изменение и усложнение структуры земной коры в целом и отдельных ее участков, обусловленных интенсификацией тектонического режима соответствующих регионов.

В палеотектоническом плане поздне меловая эпоха завершилась поднятиями и резким сокращением площадей, занимаемых морями. В начале палеоцена, по данным В.А.Гроссгейма и В.Е.Хаина /1975/, регрессия датского века сменилась трансгрессией, достигшей своего максимума в позднем эоцене. После чего к началу плиоцена области погружений испытали новые, самые значительные за всю историю развития планеты сокращения (рис.1). Момент заключительного этапа тектонического развития, по мнению В.Е.Хаина /1975/, ознаменовался процессом общей инверсии альпийского пояса. Его особенности выразились во всеобщей активизации преимущественно восходящих тектонических движений. В южных районах территории Советского Союза возникли складчатые горные сооружения Карпат, Крыма, Кавказа, Копет-Дага, Памира, окаймленные предгорными и разделенные межгорными прогибами. Орогенная активизация охватила также Тянь-Шань и, в меньшей мере, Алтай-Саянскую и Байкало-Становую области.

Ф.Я.Корытов /1981/ выделяет самостоятельную мезозойско-кайнозойскую эпоху планетарной тектонической активизации и дегазации мантии Земли. С ней он связывает существенное изменение объема и состава гидросферы, и как следствие этой перестройки — глубокую революцию в животном и растительном мире планеты. Аналогичную мысль высказывает Х.Д.Холанд /H.D.Holland, 1981/, обуславливая формирование земной коры взаимодействием эндогенных и экзогенных процессов. Энергия первых определяется первоначальным запасом тепла в Земле и радиоактивным распадом в ее недрах, вторых — зависит в основном от поступления солнечной энергии. Автор делает вывод, что в настоящее время поверхностные процессы примерно в десять тысяч раз интенсивнее глубинных. Среди главных факторов, влияющих на взаимодействие важнейших экзогенных агентов — атмосферы и гидросферы с земной корой, упоминаются три: I. Изменение интенсивности и распределения в пространстве текто-



ис.1. Кривая изменения площади, занимаемой в кайнозойское время морями /по В.Д.Наливкину, 1975, с изменениями/

тических процессов. 2. Роль живых организмов. 3. Изменения интенсивности солнечной радиации, достигающей Земли.

интересный эксперимент для установления характера воз

вия светового излучения Солнца на процессы дифференциации минерального вещества был проведен сотрудниками СНИИГТМиСа (Новосибирск) В.И.Бгатовым и А.В.Ваном /1983/. Они экспериментально доказали зависимость интенсивности процессов выветривания (в частности вынос основных химических компонентов — SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O из биотита) от солнечного излучения.

Богатую информацию по решению многих проблем палеогеографии, палеоклиматологии, палеотектоники для кайнозойской эры можно почерпнуть из многочисленных работ В.М.Синицына /1967, 1980 и др./. Вопросам эволюции температурного режима в фанерозое посвящена статья Н.А.Ясаманова /1979/. Основные характеристики географических зон, ландшафтов и климатов кайнозоя приведены в сборнике "Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии" /1982/. Обзор геологических свидетельств крупных климатических изменений в истории Земли дан в работе Т.И.Кровлея /Т.И.Crowley, 1982/. Особо выделен им период мягкого и теплого климата конца мезозоя — начала кайнозоя, а также рассмотрены климатические флуктуации в кайнозое. Существенные изменения климата в кайнозое Г.А.Кован и В.Хакстон /G.A.Cowan и W.C.Haxton, 1983/ объясняют неустойчивостью процессов внутри Солнца, которые можно проверить геологическим методом. Они считают, что поток солнечных нейтрино с высокими энергиями можно фиксировать путем изменения скорости образования тс^{98} (период полураспада 4,2 млн.лет) из мо^{98} (под действием потока нейтрино) в глубоких месторождениях, где влияние космического излучения экранировано.

Все перечисленные факторы и события нашли свое геологическое выражение в характере седиментации. Подсчеты площадей распространения осадков на территории СССР, приведенные В.А.Гроссгеймом и А.Б.Роновым /1975/, а также А.Б.Роновым /1976/ и др. показывают, что морские отложения составляют около 70 %, а терригенные — 30 % площади. Несмотря на то, что уже к началу палеогена, как отмечала А.И.Анатольева /1978/, намечается общее сокращение ареалов распространения красноцветных образований, все же среди континентальных отложений кайнозоя они продолжают занимать видное место.

Природа красноцветов всегда была и остается предметом острых дискуссий. Однако в последнее время все чаще обсуждается гипотеза обломочного происхождения красящего вещества в красно-

цветных осадочных породах /Гулецкая и др., 1980/. По подсчетам Х.Д.Холанда /H.D.Holland, 1981/ экзогенные процессы, главные агенты которых – атмосфера и гидросфера, примерно на четыре порядка интенсивнее эндогенных. При современной скорости эрозии материков (2×10^{16} г/год) вся континентальная земная кора должна быть размита и переотложена за 1 млрд. лет /D.Mader, 1982a, 1982b, 1983/. Изучая генезис среднеевропейского пестрого песчаника и историю развития континентальной красноцветной формации, а также природу красноцветности в пестром песчанике Западного Эйфеля, он пришел к выводу, что железистые окислы, определяющие красный цвет пород, в большинстве случаев связаны с областями размыва. Оксиды и гидроксиды железа встречаются в виде гематитовых пленок на зернах, гематитизированных обломков пород, гематита и магнетита либо выполняют межзерновое пространство в качестве массивного порового цемента. Особенно благоприятным их источником служат почвы и коры выветривания, содержащие Fe_2O_3 . Процесс переноса красноцветного пигмента прослежен Э.С.Гулецкой, А.В.Ивановской и Ю.П.Казанским /1980/ в современных реках Боомского ущелья, размывающих древние красноцветы в условиях семиаридного климата. Подобные процессы размыва и переноса различных форм красящего вещества ныне существующими водными потоками многократно наблюдались также нами в пределах Тянь-Шаня и Памиро-Алая, в областях преимущественного распространения кайнозойских красноцветных толщ.

Кайнозойские красноцветные отложения Тянь-Шаня и Памиро-Алая по своему происхождению относятся к обломочным континентальным образованиям. В этом отношении их формирование в значительной мере связано с процессами размыва и переотложения продуктов кор выветривания, которые, по данным В.П.Петрова /1967/, имели в кайнозой самое широкое распространение. Именно в характере кайнозойской красноцветной седиментации (особенно это касается рассматриваемых территорий, принадлежащих областям массового накопления красноцветных толщ в кайнозой) отчетливо проявились многие результирующие действия эндогенных и экзогенных процессов. В первую очередь имеется в виду тектонический режим названных регионов, а также интенсивность солнечной радиации и светового излучения, включающие в себя все физико-географические явления, в том числе климатические колебания, процессы гипергенеза и образование кор выветривания.

Как уже отмечалось ранее /Параев, 1984/, кайнозойская эра в отношении красноцветного осадконакопления не была цельным, однородным и одноактным событием. Не было единой и неизменной кайнозойской эпохи накопления красноцветных толщ. На основании имеющегося фактического материала в пределах Тянь-Шаня и Памиро-Алая выделяются несколько этапов кайнозойской красноцветной седиментации, каждый из которых характеризуется определенным типом отложений (рис.2). Самый ранний этап связан с палеоцен-эоценовым временем. Он характеризуется эпизодическим появлением в палеогеновом разрезе красноцветных пород лишь на отдельных стратиграфических уровнях. Таких уровней проявления красноцветного осадконакопления на территории Тянь-Шаня (Южная Киргизия) отмечается четыре (снизу вверх): бухарский, алайский, риштанский и сумсарский, а в пределах Памиро-Алая – шесть (снизу вверх): акджарский, юкарский, бешкентский, тохарский, кушанский и санглакский (см. рис.2). Стратиграфическое расчленение кайнозойских отложений Тянь-Шаня и Памиро-Алая соответственно взято по О.С.Вялову /1935, 1983/, и Р.М.Давидзону и др. /1982/. Красноцветные породы перечисленных уровней в большинстве своем залегают среди преимущественно морских глинисто-карбонатных нередко гипсоносных осадков, охватывая самую незначительную часть разреза. Они образуют небольшие линзы, прослои, пачки мощностью от первых метров до нескольких десятков метров. Представлены главным образом алевролитами и песчаниками, которые порой сами содержат гипсы и различные карбонатные породы.

Верхнепалеоген-нижнеэоценовый этап кайнозойского осадконакопления ознаменовался самым мощным и продолжительным проявлением красноцветной седиментации. В Тянь-Шане (Северная Киргизия) его начало фактически совпало с формированием на пенепленизированной поверхности с развитыми древними корами выветривания межгорных впадин, возникновение которых относится к эоцену. Красноцветные формации этого этапа седиментации особенно широко распространены в пределах Иссык-Кульской, Нарынской, Атбаша-Каракоюнсской межгорных впадин, где их мощность составляет от нескольких сот метров до 2 км. Они представляют собой ассоциацию перемежающихся грубо- и мелкообломочных плохо сортированных образований, относящихся к мусарным породам и паттумам. Такого типа красноцветное осадконакопление на этой территории непрерыв-

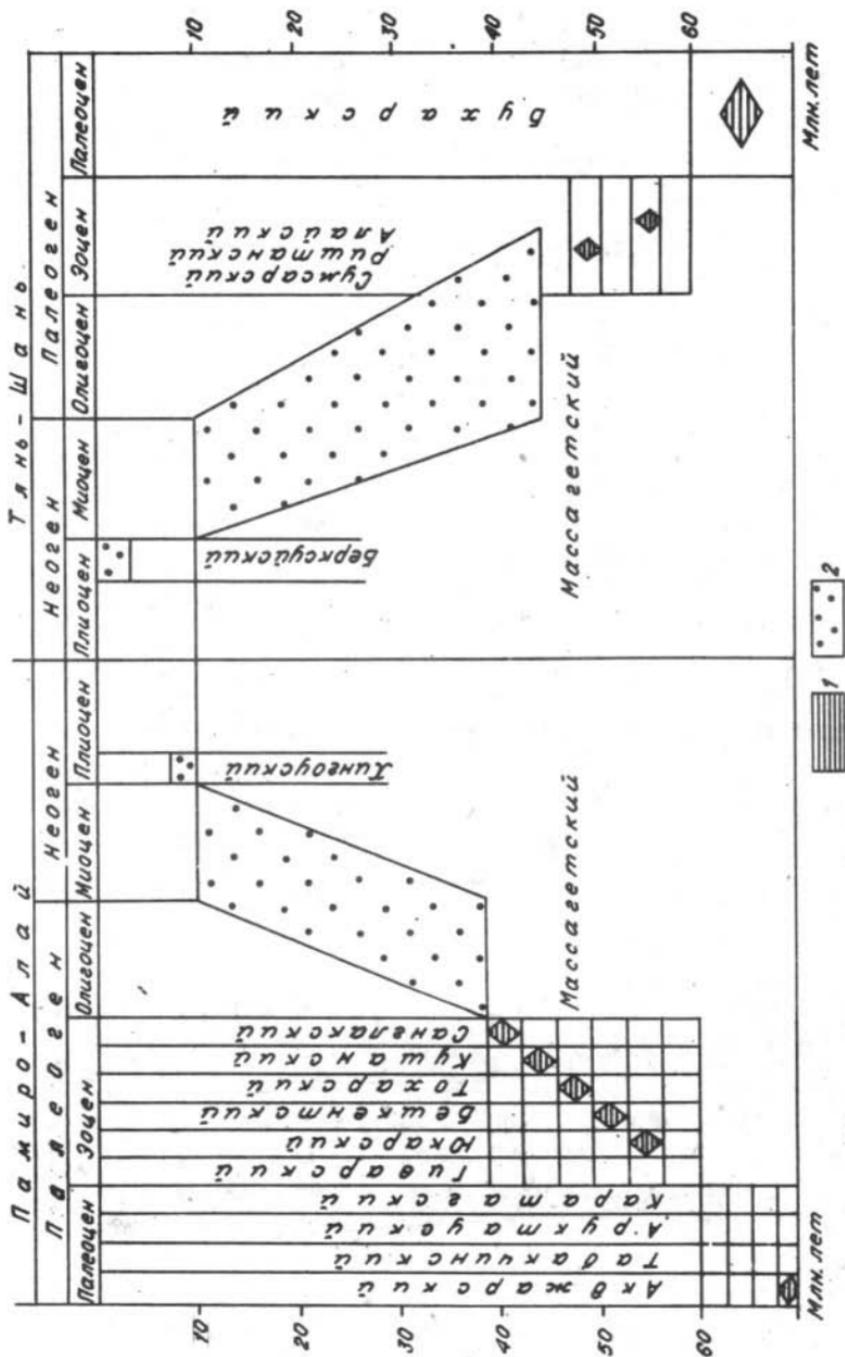


Рис. 2. Этапы кайнозойского красноцветного осадконакопления на территории Тянь-Шаня и Памиро-Алая
 Типы красноцветных отложений: 1 — тонко- и мелкообломочные; 2 — мелко- и грубообломочные

но продолжалось более 30 млн. лет, вплоть до верхнего миоцена /Параев, 1984/. Однако следует отметить, что состав и строение красноцветных формаций, выполняющих названные впадины, все же далеко неоднородны, что явилось отражением дифференцированной активности тектонических движений на территории Тянь-Шаня в кайнозойе, их интенсивности и стадийности. Материальное выражение этой зависимости отобразилось в вертикальной упорядоченности пород, в последовательной смене элювиальных образований и тонкообломочных паттумов грубообломочными, которые в свою очередь сменяются песчано-гравелитовыми. Следствием тектонической дифференциации в пространстве явилось преобладание красноцветной седиментации с грубообломочным типом осадконакопления в восточных зонах Иссык-Кульской, Нарынской и частично Атбаш-Каракоюнской межгорных впадин, который в западном и юго-западном направлении постепенно ослабевает, сменяясь аллювиальными и озерными отложениями /Параев, 1981, 1983а, б/.

В пределах Памиро-Алая максимум проявления красноцветного осадконакопления приурочен к олигоцен-миоцену. За время, охватившее около 30 млн. лет, сформировался мощный комплекс красноцветных пород, известный в литературе под названием массогетского, который нередко отождествляют с кирпично-красной свитой. Подробное описание кайнозойских красноцветных отложений Памиро-Алая будет опубликовано позже. Здесь же мы только отметим, что рассматриваемый красноцветный комплекс представлен континентальной толщей сравнительно однотипных, большей частью среднезернистых терригенных пород, содержащих грубообломочный материал. Такой тип красноцветных отложений широко развит в пределах Таджикской депрессии. Здесь, особенно во внутренних зонах депрессии, доминируют различные песчаники с прослоями известковистых иногда гипсоносных глин. Мощность их порой превышает 2000 м. К периферии, в прибортовых зонах Таджикской депрессии, глинистая составляющая часть красноцветного разреза постепенно уменьшается и заметную роль начинают играть грубообломочные породы, причем доля последних существенно увеличивается еще и снизу вверх по разрезу. В южных предгорьях Гиссарского хребта мощность красноцветных отложений составляет около 2 км.

В Юго-Восточном Таджикистане, куда входят главным образом горные сооружения Памира и Дарваз, красноцветы массогетского

комплекса представлены песчано-конгломератовыми образованиями. В пределах Памира, где они встречаются редко и в виде тектонически ограниченных изолированных зон, мощность красноцветных толщ сравнительно небольшая — от нескольких сот метров до 1 км (правобережье р. Мургаб).

В кайнозойской истории геологического развития в пределах Тянь-Шаня и Памиро-Алая выделяется еще один (завершающий) этап красноцветного осадконакопления. Он, как правило, ограничен рамками плиоцена и выражен не повсеместно, а лишь в отдельных районах и в небольшом временном интервале. На территории Тянь-Шаня самое позднее его проявление отмечается в отдельных районах Южной Киргизии, где красноцветные породы приурочены к верхнеплиоценовому уровню и объединены в беркусайскую (красную) свиту. Она целиком состоит из красных паттумов, содержащих прослой серых конгломератов. Мощность до 450 м.

В Таджикистане плиоценовый этап красноцветной седиментации наиболее ярко проявлен в придарвазской зоне, где он ознаменовался накоплением мощных грубообломочных толщ, представляющих собой отложения предгорного шлейфа. Красноцветные породы сконцентрированы преимущественно в нижней части разреза, входящей в состав главным образом хингуоской свиты. В ее строении участвуют разнообразные конгломераты, песчаники, а также глины, сложным образом перемежающиеся друг с другом, суммарной мощностью до 1800 м.

Проведенный анализ показал, что кайнозойское красноцветное осадконакопление на территории Тянь-Шаня и Памиро-Алая, теснейшим образом связанное с продуктами переработки элювиальных образований, было сложным поэтапным процессом, растянувшимся почти на все 70 млн. лет. В кайнозойской эпохе красноцветной седиментации выделяются четыре крупных этапа: предшествующий, начальный, максимального проявления и завершающий, каждый из которых явился отражением совокупного действия эндогенных и экзогенных процессов, главным образом тектономагматических и ландшафтноклиматических.

1. В причинно-следственном ряду явлений кайнозойской эпохе красноцветной седиментации предшествовали пенеппенизация территории и продолжительный временной интервал интенсивного гипергенеза, охвативший конец мезозоя — начало кайнозоя. Это время относительно спокойного (платформенного) тектонического режима

обозначило собой первоначальный этап непосредственно перед красноцветным осадконакоплением, обусловивший его и ознаменовавшийся формированием достаточно мощных кор выветривания.

2. Начиная уже (в отдельных случаях) с палеоцена пенепленизированные участки постепенно испытывают слабое воздымание. Плувиальные периоды с интенсивным увлажнением климата за счет обилия осадков сменяются аридными /Пахомов и др., 1980/. Происходит разрушение эловия и его вынос временными водными потоками в относительно удаленные бассейны с морским (или близким к ним) типом осадконакопления в виде легко переносимого глинистого и тонкообломочного материала. Среди мощных сероцветных глинисто-карбонатных толщ появляются красноцветные прослои терригенных образований. Так выразился начальный этап красноцветной седиментации, продолжительность которого оценивается в 20–30 млн. лет.

3. Этап максимального проявления (во времени и пространстве) кайнозойской красноцветной седиментации пришелся на верхний палеоген – нижний неоген (в Северной Киргизии он начался даже с эоцена). Его особенности выразились во всеобщей тектонической активизации преимущественно восходящих движений и возникновении горных сооружений. Предгорные и межгорные впадины и прогибы заполняются паттумами и грубообломочными образованиями. Резко сокращаются площади, занимаемые морями. Преимущественно морские сероцветные толщи сменяются красноцветными терригенными.

4. Завершающий этап красноцветного осадконакопления был сравнительно быстротечным. Он проявился только на отдельных временных уровнях плиоцена. Типичные черты были обусловлены существенно изменившимися к этому моменту физико-географическими условиями. Происходит изменение и перераспределение в пространстве тектономагматической активизации, а возможно и существенные колебания интенсивности солнечной радиации и светового излучения. Нередко плиоценовые красноцветы со значительным перерывом залегают на древних толщах либо с размывом ложатся на породы массагетского комплекса. По простиранию они иногда контактируют (а порой перекрываются) с ледниковыми образованиями, указывающими на резкое похолодание к этому времени климата.

Расчленение кайнозойской эпохи красноцветной седиментации на отдельные этапы, каждый из которых характеризуется определенным типом осадконакопления, отразило общую направленность кайно-

зойского литогенеза, выразившуюся в существенном сокращении областей, занимаемых морями, расширении ареалов континентальных отложений, среди которых красноцветные образования занимают еще видное место.

Литература

АНАТОЛЬЕВА А.И. Эпохи и ареалы красноцветной седиментации в истории Земли. - В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. М.: Наука, 1968, с.115-121.

АНАТОЛЬЕВА А.И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 347 с.

АНАТОЛЬЕВА А.И. Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 190 с.

АНАТОЛЬЕВА А.И. Современное состояние изученности терригенных красноцветных отложений. - В кн.: Проблемы изучения континентальных красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1980, с.5-22.

АНАТОЛЬЕВА А.И. Эволюция континентального красноцветного породообразования в истории Земли. - В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с.4-6.

БГАТОВ В.И., ВАН А.В. Свет - фактор выветривания. - В кн.: Условия формирования кор выветривания и их минеральные месторождения. М., 1983, с.78-79.

ВЯЛОВ О.С. Схема деления третичных отложений Ферганы. - Докл. АН СССР, 1935, т.2, № 3,4, с.278-281.

ВЯЛОВ О.С. К вопросу о ярусном делении палеогена Средней Азии. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, т.58, вып.5, с.73-85.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ словарь. Т.1-2. М.: Недра, 1978.

ГРОССТЕЙМ В.А., РОНОВ А.Б. Особенности осадконакопления. - В кн.: Палеогеография СССР. Т.4. М.: Недра, 1975, с.167-172.

ГРОССТЕЙМ В.А., ХАИН В.Е. Палеотектоника палеоцен-эоцен, олигоцен - начало среднего миоцена. - В кн.: Палеогеография СССР. Т.4. М.: Недра, 1975, с.43-53.

ГУЛЕЦКАЯ Э.С., ИВАНОВСКАЯ А.В., КАЗАНСКИЙ Ю.П. Геохимические аспекты красноцветного осадконакопления. - В кн.: Геохимия

платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1980, с.170.

ДАВИДЗОН Р.М., КРЕЙДЕНКОВ Г.П., САЛИБАЕВ Г.Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 152 с.

КАЗАНСКИЙ Ю.П. Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.

КАЗАНСКИЙ Ю.П. Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск: Наука, 1983. 223 с.

КОРЬТОВ Ф.Я. О мезозойско-кайнозойской планетарной тектонической активации и дегазации мантии Земли. - В кн.: Природные газы Земли и их роль в формировании земной коры и месторождений полезных ископаемых. М.: МГРИ, 1981, с.68-72.

МЕЙЕН С.В. События на рубеже мезозоя и кайнозоя в развитии органического мира. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 1, с.134-136.

НАЛИВКИН В.Д. Периодичность трансгрессий и регрессий. - В кн.: Палеогеография СССР. Т.4. М.: Недра, 1975, с.162-167.

ПАРАЕВ В.В. Континентальные красноцветные формации "паттумного" типа (на примере палеоген-неогеновых красноцветных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня). - В кн.: Эволюция литогенеза в истории Земли. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с.36-41.

ПАРАЕВ В.В. Сравнительная характеристика паттумных красноцветных формаций межгорных впадин Тянь-Шаня. - В кн.: Состав и строение осадочных формаций. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983а, с.5-27.

ПАРАЕВ В.В. Паттумные красноцветные формации межгорных впадин Тянь-Шаня. - Геол. и геофиз., 1983б, № 8, с.138-142.

ПАРАЕВ В.В. Особенности кайнозойского красноцветного осадконакопления на территории Тянь-Шаня. - В кн.: Осадочные формации и условия их образования. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984, с.119-128.

ПАХОМОВ М.М., ПЕНЬКОВА А.М., ЕРШОВА Л.Н. Цикличность климатического процесса и его отражение в палинологических данных по кайнозою Памиро-Алая. - В кн.: Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980, с.171-183.

ПЕТРОВ В.П. Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967. 344 с.

ПРОБЛЕМЫ палеогеографии и палеоклиматологии. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1982. 104 с.

РОНОВ А.Б. Вулканизм, карбонатакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода). - Геохимия, 1976, № 8, с.1252-1277.

СИНИЦЫН В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 232 с.

СИНИЦЫН В.М. Природные условия и климаты территории СССР в раннем и среднем кайнозое. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1980. 104 с.

СОЧАВА А.В. Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л.: Наука, 1979. 207 с.

СОЧАВА А.В. Сравнительный анализ докембрийских и фанерозойских терригенных карбонатных красноцветных формаций (на примере протерозоя Балтийского и Алданского щитов и мезозоя Средней и Центральной Азии). Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1982. 31 с.

ХАИН В.Е. Палеотектоника. Средний миоцен-четвертичный период. - В кн.: Палеогеография СССР. Т.4. М.: Недра, 1975, с.93-98.

ШИМАНСКИЙ В.Н., СОЛОВЬЕВ А.Н. Рубеж мезозоя и кайнозоя в развитии органического мира. М.: Наука, 1982. 40 с.

ЯНИШИН А.Л. Предисловие (о принципах выделения геологических формаций). - В кн.: Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972, с.5-12.

ЯСАМАНОВ Н.А. К вопросу об эволюции температурного режима в фанерозое. - Докл. АН СССР, 1979, т.249, № 6, с.1427-1429.

COWAN G.A., HAXTON W.C. A proposed geological solar neutrino measurement. Sci. Underground. Workshop, Los Alamos, N.M., 1982. New York, 1983, p.105-108.

CROWLEY T.I. The geologic record of climatic change. - NASA Techn. Memo., 1982, N 83956, vi, 146 p.

HOLLAND H.D. The role of the atmosphere and the hydrosphere in crustal evolution. - Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1981, A301, N 1461, p.375-380.

MADER D. Genese des mittelsuropaischen Buntsand steins. Entwicklungsgeschichte einer kontinentalen Rotformation. - Naturwissenschaften, 1982a, B.69, N 7, s.311-325.

MADER D. Entstehung der Rotfärbung im Buntsandstein der Westeifel. - Neues Jahrb. Geol. und Paleontol. Monatsh., 1982 b, N 6, s.347-366.

MADER D. Primare und sekundare Eisenoxide im Buntsandstein der westeifel - ein Beitrag zur Genese der Rotfarbung Pigmentgenese. - Z.Geol. Wissensch. 1983, 11, N 6, s.729-759.

SIGHINOLFI G.P. The problem of the Cretaceus-Tertiary Boundary event. Preliminary geochemical investigation on the seaglia rossa formation (Central Italy). - Period. miner. 1981, 50, N 1, p.91-111.

А.Ю.Нехаев

НИЖНЯЯ ГРАНИЦА КАЙНОЗОЙСКИХ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИССЫК-КУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

Кайнозойские красноцветные отложения широко распространены в Иссык-Кульской впадине. В печати неоднократно обсуждались вопросы связанные с их строением, структурой, составом, возрастом и условиями образования /Петрушевский, 1948; Шульц, 1948; Горячев, 1959; Мезозойские ..., 1965; Костенко, 1978; Параев, 1981, 1983а, б, 1984/. Важным вопросом при изучении любых отложений является их взаимоотношение с подстилающими породами. В статье приводятся некоторые дополнительные данные, позволяющие более полно осветить этот вопрос. На примере шести разрезов детально рассмотрена нижняя граница красноцветных отложений, их взаимоотношения с подстилающими породами.

Все изученные нами разрезы кайнозойских красноцветных отложений находятся на южном берегу озера Иссык-Куль, в предгорьях хр.Терской-Алатау (рис.1). Свое описание начнем с самого западного разреза, расположенного в горах Кызыл-Тау, в 5 км северо-западнее пос.Ак-Сай (рис.2).

На розовых, розовато-серых, серых, мелко-крупнозернистых гранитах, гранитоидах залегают (снизу вверх):

Мощность, м

I. Дресва светло-серая, серая, красно-серая. Содержит остроугольные зерна кварца, полевого шпата, неразрушенные жилы

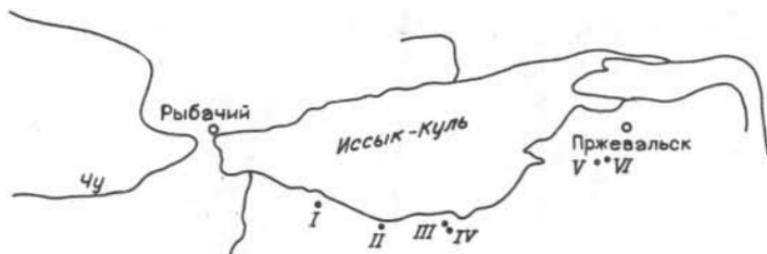


Рис. I. Район исследования.

Изученные разрезы: I - Ак-Сай, II - Каджи-Сай, III - Сугеты, IV - Тоссор, V - Джетн-Огуз-1, VI - Джетн-Огуз-2

- | | Мощность, м |
|---|-------------|
| кварца, мелкозернистого гранита, отдельные фрагменты пород. Вверх по разрезу увеличивается роль глинистого материала, уменьшаются размеры частиц | 0-7,0 |
| 2. Известняк светло-серый, серый, очень плотный. Содержит неокатанные, остроугольные обломки кварца, полевого шпата, замещенные в той или иной степени | 0-0,5 |
| 3. Паттум мелкообломочный красный, красно-коричневый, рыхлый, неслоистый. Содержит как отдельные неокатанные, остроугольные обломки кварца, полевого шпата, так и линзы крупнозернистого песчаника и среднеобломочного паттума | 3,0-5,0 |
| 4. Паттум среднеобломочный коричневый, красновато-коричневый. Обломки плохо окатанные остроугольные, представлены кварцем, полевым шпатом, гранитом. Характерна линзовидная косая слоистость, на подстилающих породах залегает с размывом ... | 3,0-4,0 |

Выше залегают косослоистые коричневые, светло-коричневые крупнозернистые песчаники, гравелиты, среднеобломочные паттумы. В 500 м восточнее можно наблюдать непосредственное залегание красно-коричневых мелкообломочных паттумов на гранитах и гранитоидах, дресва и тонкий слой карбонатных пород отсутствуют.

Следующий разрез, в котором наблюдается непосредственное залегание красноцветных отложений на нижележащие породы, нахо-

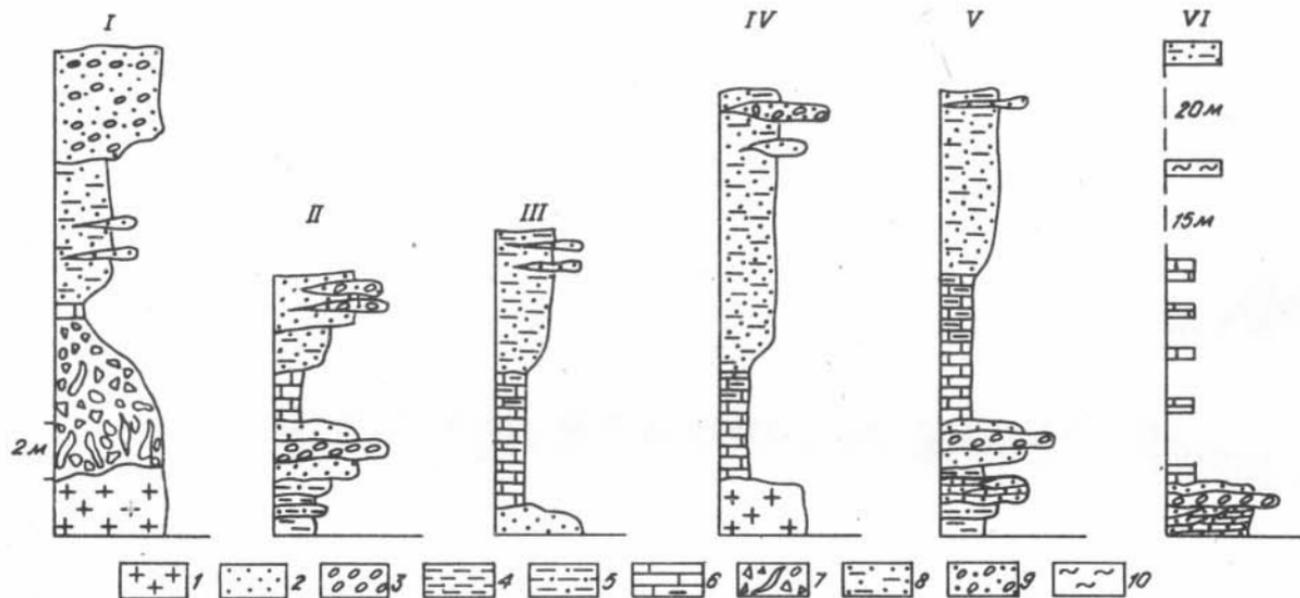


Рис.2. Разрезы нижней части красноцветных отложений:

I - Аксай, II - Каджи-Сай, III - Сугеты, IV - Тоссор, V - Джеты-Огуз-1, VI - Джеты-Огуз-2.
 I - гранит и гранитоиды, 2 - песчаник, 3 - гравелит, 4 - аргиллит, 5 - алевролит, 6 - известняк, 7 - дресва, 8 - мелкообломочный патум, 9 - среднеобломочный патум, 10 - мергель

дится в I км западнее пос.Каджи-Сай (рис.2). На пестроцветных (желтых, красных, фиолетовых, белесых, зеленых) глинистых, алевролитовых, песчанистых, гравелитовых нижнеурских породах /Юрские ..., 1981/ с размывом залегают следующие породы:

Мощность, м

1. Известняк светло-серый, серый, плотный. Содержит неокатанные, остроугольные обломки песчаной и гравийной размерности кварца, полевого шпата, плагиоклаза, гранита, зеленовато-серого алевролита. Переход в вышележащие породы постепенный 2,0-2,5
 2. Мелкообломочный паттум красно-коричневый, красный, неслоистый, рыхлый. Содержит неокатанные, остроугольные обломки кварца, кварцита, полевого шпата 1,0-1,5
 3. Песчаник крупнозернистый коричневый, красновато-коричневый, местами переходит в среднеобломочный паттум или гравелит. На подстилающих породах лежит с небольшим размывом, характерна косая линзовидная слоистость. Обломки неокатанные, остроугольные, представлены кварцем, полевым шпатом, гранитом, кремнем, кварцитом 1,5-2,0
- Выше продолжается разрез красноцветных пород.

Другой разрез находится в междуречье р.Тоссор и ур.Сугеты, в 1,5 км западнее высоты 2032,7 м. В бортах многочисленных слоев обнажаются породы, образующие крутую синклиналию складку. В ядро сложено пестроцветными средне-, нижнеурскими отложениями /Кузичкина, 1972/. Выше со следами размыва залегают следующие отложения (рис.2) (снизу вверх):

Мощность, м

1. Известняк светло-серый, серый, плотный. Содержит неокатанные, остроугольные обломки песчаной и гравийной размерности, представленных кварцем, полевым шпатом, гранитоидами, кварцитом. Количество и размер обломков сначала увеличивается, а затем уменьшается. Вверх по разрезу отмечается возрастание доли глинистого материала 4,5-5,0
2. Мелкообломочный паттум красно-коричневый, красный, неслоистый, рыхлый. Содержит редкие неокатанные, остроугольные зерна гравийной размерности кварца, гранита, полевого шпата. Количество песчаного материала возрастает вверх по разрезу 5,0-5,5

Выше залегают красноцветные отложения представленные чередованием линз и прослоев мелкозернистых паттумов, песчаников, гравелитов, среднезернистых паттумов.

В 10 км восточнее вышеупомянутого разреза в левом борту долины р.Тоссор наблюдается контакт красноцветных отложений (рис.2) с серыми, коричневыми гранитоидами (снизу вверх):

Мощность, м

1. Известняк светло-серый, белый, плотный массивный. Содержит редкие неокатанные, остроугольные обломки, представленные кварцем, полевым шпатом, кварцитом. Содержание глинистого и песчаного материала возрастает вверх по разрезу 4,0-4,5
2. Мелкообломочный паттум красно-коричневый, коричневый, рыхлый, неслоистый. Вверх по разрезу отмечается увеличение доли песчаного материала 9,0-10,0

Непосредственный контакт красноцветных отложений с подстилающими породами можно наблюдать в районе курорта Джеты-Огуз.

Здесь нами описаны два обнажения, первое из которых находится на правом борту долины р.Джеты-Огуз, в 1 км выше по течению от курорта Джеты-Огуз. На пестроцветных (красных, зеленых, желтых, белых, фиолетовых) глинах, алевролитах, косослоистых песчаниках и гравелитах средне-, нижнеюрского возраста /Урские ..., 1981/ (рис.2) залегают с размывом следующие породы (снизу вверх):

Мощность, м

1. Известняк серый, темно-серый, плотный, с редкими плохо окатанными, остроугольными обломками кварца и кварцита. Характерно присутствие коричневого глинистого материала, количество которого возрастает вверх по разрезу 5,0-5,5
2. Мелкообломочный паттум светло-коричневый, красновато-коричневый, рыхлый, неслоистый. Содержит небольшое количество полуокатанных, неокатанных обломков гравийной размерности, представленных кварцем, кремнем, кварцитом, зеленоватым известняком, серыми основными породами 6,0-7,0

Выше залегают красно-коричневые, красные мелкообломочные паттумы.

Второе обнажение расположено на правом склоне долины р.Джеты-Огуз, в 5 км выше курорта Джеты-Огуз. Местность сильно задернована и наблюдаются лишь отдельные выходы пород (см.рис.2). Выше

пестроцветных средне-нижнеюрских песчаников, алевролитов, глин и гравелитов наблюдаются (снизу вверх):

Мощность, м

1. Известняк светло-серый, с розовыми пятнами, массивный, плотный 7,0-8,0
Перерыв в обнаженности 15 м.
2. Мергель песчано-глинистый, коричневый, красно-коричневый. Обломки остроугольные, плохо окатанные, представлены кварцем, полевым шпатом, кварцитом 0,5-0,7
Перерыв в обнаженности 20 м.
3. Мелкообломочный паттум красно-коричневый, рыхлый, неслоистый 0,6-0,7
Далее залегают красноцветные отложения.

Из вышеизложенного можно сделать вывод, что характер взаимоотношений красноцветных отложений с нижележащими породами одинаков на значительной территории и мало зависит от типа подстилающих пород. Выделяются следующие два слоя, характерные для всех рассмотренных нами разрезов:

1. Плотная, массивная, сильно затвердевшая светло-серая, серая карбонатная порода, основную массу которой составляет мелкокристаллический кальцит, включает в себя остроугольные обломки кварца, полевого шпата, кварцита, гранита.

2. Рыхлый, неслоистый, красно-коричневый, красный мелкообломочный паттум.

Переход от первого слоя ко второму может быть как постепенным, так и резким, со следами размыва.

Плотная, сильно затвердевшая светло-серая, серая карбонатная порода по своей структуре очень похожа на каличе. Она является продуктом карбонатной коры выветривания, образованной во время длительного спокойного тектонического этапа в условиях полуаридного климата. Весь Северный Тянь-Шань в это время представлял из себя приподнятую денудационную равнину /Костенко, 1978/. Подобные известковистые пласты наблюдаются и в других красноцветных отложениях, например в Древнем Красном Песчанике Северного Уэльса /Петтиджон, 1981/. В олигоцене происходит активизация тектонических движений, намечаются зоны поднятия и опускания /Горячев, 1959/. В областях опускания на карбонатных отложениях начинают накапливаться красно-коричневые, красные мелкообломоч-

ные паттумы. Дальнейшая тектоническая активизация приводит к большей дифференциации рельефа и погрублению отлагавшихся осадков. Начинает накапливаться мощная красноцветная толща.

Литература

ГОРЯЧЕВ А.В. Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 180 с.

КОСТЕНКО Н.Н. Палеогеография бассейна озера Иссык-Куль в кайнозойскую эру. - Изв. АН КиргССР, 1978, № 1, с.18-25.

КУЗИЧКИНА Ю.М. Юрская система. - В кн.: Геология СССР. Т.25. Киргизская ССР. Кн.1. М.: Недра, 1972, с.208-223.

МЕЗОЗОЙСКИЕ и кайнозойские отложения Ферганской и Иссык-Кульской впадин / Габрильян А.М., Эхус И.Д., Климова А.М. и др. М.: Наука, 1965. 260 с.

ПАРАЕВ В.В. Континентальные красноцветные формации "паттумного" типа. - В кн.: Эволюция литогенеза в истории Земли. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с.36-41.

ПАРАЕВ В.В. Паттумные красноцветные формации межгорных впадин Тянь-Шаня. - Геол. и геофиз., 1983а, № 8, с.138-142.

ПАРАЕВ В.В. Сравнительная характеристика паттумных красноцветных формаций межгорных впадин Тянь-Шаня. - В кн.: Состав и строение осадочных формаций. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983б, с.5-27.

ПАРАЕВ В.В. Особенности кайнозойского красноцветного осадконакопления на территории Тянь-Шаня. - В кн.: Осадочные формации и условия их образования. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984, с.119-128.

ПЕТРУШЕВСКИЙ Б.А. Строение третичных отложений Тянь-Шаня. - Бюлл. МОИП. Отдел. геол., 1948, т.23, вып.1, с.31-53.

ПЕТТИДЖОН Ф.Дж. Осадочные породы. Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 751 с.

ШУЛЬЦ С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 222 с.

ЮРСКИЕ континентальные отложения востока Средней Азии / Алиев М.М., Генкина Р.З., Дубровская Е.Н., Никишова В.М. М.: Наука, 1981. 188 с.

И.С.Боровская

ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫЕ ФОСФОРИТЫ ДОКЕМБРИЯ
И ИХ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Высокоуглеродистые фосфориты тесно связаны с углеродистыми сланцами. Районами древнего докембрийского фосфатонакопления, где эти фосфориты наиболее распространены, являются: нагорье Сангилен в Туве, КМА, Кольский полуостров, Енисейский кряж, а также некоторые месторождения Алтае-Саянской складчатой области. Районы эти отличаются разной степенью изученности. Этот тип фосфоритов впервые был открыт и детально описан на нагорье Сангилен /Боровская и др., 1973; Юдин, 1965/. В этом районе высокоуглеродистые фосфориты наблюдаются в чартынской и нарынской свитах, широко распространенных в северо-западной части Тувино-Монгольского массива. Отложения этих свит относятся к углеродисто-сланцево-известняковой формации. Возраст их - верхний рифей-венд. Высокоуглеродистые фосфориты наблюдаются в широком интервале разрезов мощностью в 1,5 км. Углеродистые сланцы, содержащие их, расположены на нескольких стратиграфических уровнях и разделены мощными толщами мраморизованных известняков и кальцитовых мраморов.

К районам, где высокоуглеродистые фосфориты достаточно распространены, относится район КМА. Здесь в северо-западной части Воронежского кристаллического массива, в мегаблоке КМА, в пределах Алексеевско-Воронежской складчатой структуры, они наблюдаются в тимской свите оскольской серии. Вместе с подстилающей роговской эта свита входит в состав вулканогенно-карбонатно-сланцевой формации нижнепротерозойского возраста. Представлена она резко преобладающими тонкораскристаллизованными углеродистыми сланцами, разнообразными по составу и степени кристаллизации кристаллическими сланцами, кварцитами, доломитами и кальцит-доломитовыми силикатными мраморами, а также вулканическими образованиями - эффузивами андезитового состава, превращенными в ортосланцы и различными вулканокластами /Лазур и др., 1981/. Среди углеродистых сланцев наблюдаются глинистые, кремнистые, глинисто-кремнистые и карбонатные разновидности. Углеродистые сланцы слагают мощные толщи, выполняющие центральные части Тим-Ястребовской и

Рыльской синклиналей. Вулканические породы тимской свиты мощностью в несколько километров локализованы в восточной части Тим-Ястребовской структуры, которая рассматривается нами как область активного вулканизма. В разрезе этой свиты отмечается близость стратиграфического положения фосфатоносных углеродистых сланцев и вулканических пород андезитового состава, а также тесная пространственная связь района распространения черносланцевых пород с областью активного вулканизма. Существование последней в разной мере сказалось на литологических и текстурных особенностях пород, слагающих разрез черносланцевой толщи, и обусловило ее дифференцированность. Для черносланцевой толщи выделяются три литофациальных типа разреза, в разной мере удаленные от области активного вулканизма, — доломитово-углеродисто-сланцевый, углеродисто-сланцевый и кремнисто-карбонатно-сланцевый. Каждый из них характеризуется своеобразием типов пород, их текстурных особенностей, количественным содержанием в них свободного углерода, степенью метасоматических преобразований, а главное — разными по своим генетическим особенностям высокоуглеродистыми фосфоритами и их количеством.

На Енисейском крыже углеродистые фосфориты и фосфатизированные разности пород, ассоциирующие с углеродистыми сланцами, описаны в восточной его части, в междуречье Колами и Вангала, в тейской и низах сухопитской серий Центрального антиклинария /Злобин, 1983/. Возраст их в значительном интервале от нижнего протерозоя до нижнего и среднего рифея. Наибольшее количество фосфоритов отмечено в альдорадинской толще (кординская и горбилокская свиты). Вполне вероятно нахождение их в удерейской свите. Наибольшее количество фосфоритов и фосфатоносных пород приурочено к средней части альдорадинской толщи — переходной пачке между кординской и горбилоской свитами мощностью в 600 м, сложенной гранат-слюдисто-полевошпат-кварцевыми сланцами (алевролитами) с многочисленными прослоями гранат-амфибол-полевошпат-кварцевых сланцев (амфиболитизированных полевошпат-кварцевых мелкозернистых песчаников). Фосфатоносный интервал разреза мощностью в 100 м содержит до 10 прослоев черных слоек и линз с фосфоритами мощностью от первых до десятков сантиметров. Содержание P_2O_5 в отдельных пробах фосфоритов составляет 12–17 %.

На северо-востоке Балтийского кристаллического щита углеро-

дистые фосфориты описаны в нижней части нижнепильгуярвинской подсветы, входящей в состав вулканогенно-углеродисто-сланцево-терригенной формации /Бекасова, Лудкин, 1981/. Формация эта относится к карельскому осадочно-вулканогенному комплексу раннего докембрия, выполняющему Печенгский синклинорий. Фосфориты приурочены к нижней части подсветы, к пачке мощностью от 50 до 250 м. Она представлена ритмичным чередованием валунно-гравийно-галечных конгломератов, метагравелитов, метапесчаников, метапелитов. Фосфат наблюдается во всех породах, однако основными фосфатсодержащими породами в пачке являются метагравелиты, гравийные песчаники и метаконгломераты, залегающие, как правило, в основании ритмов и образующие слои мощностью от 0,001 до 2 м. Количество их в некоторых разрезах достигает 5-10 % от общей мощности пачки. Фосфатное вещество в этих породах присутствует в виде обломков, округлых и неправильной формы выделений с содержанием P_2O_5 от 0,11 до 8,21 %, при среднем содержании 2,39 %. Имеющиеся геологические материалы по Белкинскому и Тамалыкскому месторождениям фосфоритов также дают основание предполагать присутствие среди них углеродистых фосфоритов.

По условиям концентрации фосфатного вещества и минеральному составу нерудных компонентов среди высокоуглеродистых фосфоритов выделяются несколько генетических типов. Так, среди них наблюдаются седиментационные, слагающие слои или маломощные слойки с горизонтально-слоистой и нарушенной седиментационной текстурами, седиментационно-диагенетические - в виде конкреций, зерен, стяжений мономинеральных слойков и перестроенные седиментационные и седиментационно-диагенетические, образующие обломки в седиментационных брекчиях и гравелитах.

По минеральному составу нерудных компонентов они подразделяются на углеродисто-карбонатные, углеродисто-кремнистые, кремнисто-углеродистые, углеродистые, карбонатно-углеродисто-кремнистые.

Углеродисто-карбонатные фосфориты являются седиментационными образованиями, наблюдаются на Сангилене и в районе КМА. Характерная особенность углеродисто-карбонатных фосфоритов - тесная ассоциация фосфатного материала с карбонатом и углеродистым материалом, а также слоистый характер распределения в них фосфатного минерала. Это наиболее бедные среди высокоуглеродистых

фосфоритов разности. Они отличаются крайне низкими содержаниями фосфорного ангидрида — от 5 до 10 %, кремнезема I—10 %, графита — 0,65—6 %, редко свыше 10 %, высоким содержанием CaO и CO_2 — соответственно до 52 и 36 % и переменным количеством MgO . На КМА этот тип фосфоритов отличает достаточно высокая магниальность, здесь они связаны с доломитами, слагая слоистые или ритмично-слоистые пачки общей мощностью до I м, которые встречаются на 10 уровнях в интервале разреза в 100 м. Литофациальный контроль фосфатности, проведенный на большом фактическом материале по КМА, показал, что углеродисто-карбонатные фосфориты наблюдаются в доломитово-углеродисто-сланцевом типе разреза, наиболее удаленном от области активной вулканической деятельности. Фациально отложения этого типа разреза отличают спокойные условия седиментации морского бассейна, о чем свидетельствует тонкослоистая текстура как самих фосфоритов, так и вмещающих их пород, их правильная слоистость, отсутствие знаков течения, местных перемылов и т.д. Углеродисто-кремнистые, кремнисто-углеродистые и углеродистые фосфориты относятся к седиментационным и седиментационно-диагенетическим образованиям. Иногда они слагают маломощные слои, линзочки, чаще же образуют конкреции, зерна разной формы, стяжения, залегающие среди углеродисто-кварцевых сланцев. Их отличает невыдержанный характер залегания. Эти фосфориты характеризуются максимальным для рассматриваемого типа содержанием фосфорного ангидрида — до 33 % и графита — до 37 %, значительными колебаниями в количествах двуокси кремния — от десятых долей процента до 60 % и практическим отсутствием двуокси углерода. Фосфатный минерал в них находится в тесном сростании с углеродистым и кремнистым.

Это чаще встречающиеся фосфориты, которые наиболее распространены среди углеродистых сланцев на Сангилене, КМА, Енисейском кряже и Кольском полуострове. На Сангилене преобладают конкреции, размер которых достигает 10—20 см в диаметре, встречаются также небольшие линзы и стяжения протяженностью в первые десятки сантиметров при толщине 5—20 см. Иногда они образуют отдельности в виде брусков, отличающиеся гладкими прямоугольными поверхностями. Вмещающие их углеродисто-кварцевые сланцы образуют пласты мощностью от нескольких десятков сантиметров до 16 м и протяженностью от нескольких сотен метров до 1—3 км. Они широко

распространены по всем фосфатоносным интервалам разреза общей мощностью в 1,5 км. На Кольском полуострове углеродисто-кремнистые фосфориты в виде стяжений, конкреций присутствуют в терригенных породах, ступки их неправильной формы - в цементе этих пород /Бекасова, Дудкин, 1981/.

На КМА наряду с мелкими конкрециями очень часты маломощные слои толщиной до 1 см, а также разнообразной формы стяжения, иногда в форме мелких линзочек и "глазков" длиной до 2 см. Они приурочены к разрезам углеродисто-сланцевого типа, расположенным в относительной близости к области активного вулканизма, где наблюдаются в интервале от 200 до 250 м. Эти разрезы отличает то, что наибольшее количество фосфоритов в них приурочено к интервалам, которые характеризуются присутствием углеродистых сланцев, отличающихся седиментационными текстурами нарушения первичной слоистости. Формирование последних связано с условиями повышенной сейсмической активности, обусловленной относительной близостью области синхронного активного вулканизма. Еще в большей мере проявились эти процессы в разрезах кремнисто-карбонатно-сланцевого типа, расположенных в непосредственной близости к области активного вулканизма. Разрезам этим свойственны также интенсивно проявленные метасоматические процессы окремнения, окварцевания и др., связанные с гидротермальной деятельностью также седиментационного характера. Именно такие разрезы наиболее насыщены фосфоритами. Эти данные позволяют предполагать наличие вулканогенного источника фосфора в рассматриваемом районе. Существование такого источника вполне вероятно и для других районов распространения высокоуглеродистых фосфоритов.

Перестроенные высокоуглеродистые фосфориты, слагающие обломки в седиментационных брекчиях и гравелитах, наблюдались на КМА. Встречаются они и на Кольском полуострове /Бекасова, Дудкин, 1981/. На КМА седиментационные брекчии фосфоритов наблюдались в разрезах, расположенных в непосредственной близости к области активного вулканизма, где они слагают несколько слоев мощностью от 0,5 до 3,5 м.

Седиментационные брекчии фосфоритов осветлены и имеют пятнистую окраску - светлую, почти белую, с черными и темно-серыми пятнами на поверхности зерна, в изломе - разной тональности серую. По составу они неоднородны - углеродисто-кремнистые, угле-

родисто-карбонатные и смешанные - углеродисто-кремнисто-карбонатные. Также они неодинаковы по форме слагающих их обломков, четкости контуров, составу и размеру. Взаимоотношения между обломками и связующей их массой не всегда бывают ясными. Седиментационные брекчии фосфоритов углеродисто-кремнистого состава состоят из субпараллельно ориентированных, вытянутых, иногда слегка расплюснутых обломков фосфоритов с неправильными, иногда "рваными" краями или оскольчатыми окончаниями с резкими и нечеткими границами. Макроскопически в некоторых обломках хорошо заметна первичная слоистость породы, подчеркиваемая распределением углеродистого материала. Размер обломков - от одного до нескольких сантиметров, состав - неодинаков и отличается незначительными колебаниями основных породообразующих компонентов: кремнистого, углеродистого и фосфатного материала и разной степенью их вторичного окварцевания, развивающегося как за счет обломков, так и по цементирующему их материалу. Микроскопическое изучение показало, что в составе обломочной части брекчий можно различить: 1) обломки высокоуглеродистых и кремнисто-углеродистых фосфоритов, не измененных вторичными процессами окремнения и окварцевания, 2) обломки интенсивно окварцованных фосфоритов, сохранивших реликты углеродистых фосфоритов со слоистой текстурой, 3) обломки нацело окварцованных фосфоритов, сложенных мелко- и среднекристаллическим кварцем гранобластового облика, 4) редко встречающиеся обломки крупнокристаллического мраморизованного доломита.

Цементом служит тонкораздробленный материал такого же состава, интенсивно окварцованный, с прожилками кварца гранобластового облика, содержащий крупные фенокристаллы тремолита, пластинки флогопита и вторичного доломита. Структура породы - брекчиевая, текстура - параллельно линзовая, слоистая. В отдельных участках хорошо видна последовательность образования слоев кремнисто-углеродистого фосфорита и механического превращения его в обломочную породу. Четко сохраняется первичная слоистость породы - фрагменты слоев большей частью удлиненные, иногда несколько сплюснутые, сохраняют параллельную направленность в полном соответствии с первичной слоистостью вмещающих пород. В отдельных интервалах четко сохраняется общая первичная слоистость фосфорита - в этом случае он сравнительно мало разрушен и лишь распадается

ется на длинные, параллельные друг другу отдельности без следов механического перемещения. Слойки эти имеют толщину 1-3 см и разделяются слойками такой же толщины, состоящими из неразрушенного слоистого углеродисто-кремнистого фосфорита, содержащего хорошо видимые белые кристаллы кварца размером 1-2 мм. Фосфатность этих типов слойков приблизительно одинакова и составляет около 6 % P_2O_5 . При увеличении количества углеродистого вещества, обогащающего как обломки, так и связующую массу, содержание P_2O_5 увеличивается до 10-11 %. Углеродисто-карбонатные фосфоритовые седиментационные брекчии имеют аналогичное строение.

Редко встречающиеся хорошо окатанные гальки фосфоритов наблюдались в разрезах, расположенных на некотором удалении от области активного вулканизма.

Высокоуглеродистые фосфориты представляют собой метаморфизованные образования. Вмещающие их породы метаморфизованы в условиях преимущественно зеленосланцевой и редко амфиболитовой фации. Своеобразной особенностью этих фосфоритов является различная степень раскристаллизации в них фосфатного вещества. Значительная часть его раскристаллизована до образования средне- и крупнозернистого апатита, другая же находится в тонком субмикроскопическом проращении с графитом и кремнистым материалом и раскристаллизована слабо. Именно поэтому они рассматриваются как промежуточные образования между типичными фосфоритами и апатитами.

Фосфатный минерал изучался в высокоуглеродистых фосфоритах разных регионов. Химические анализы двух модификаций апатита - слабо и хорошо раскристаллизованных, из кремнисто-графитовых фосфоритов нагорья Сангилен и КМА, свидетельствуют о его фтор-гидроксилапатитовом составе /Боровская и др., 1973/.

Детальные исследования фосфатного материала, включающие химический и фазовый рентгеноструктурный анализ, инфракрасную спектроскопию и термографию, проведенные на углеродистых фосфоритах Енисейского кряжа и других, показывают, что он соответствует фторapatиту с незначительным содержанием гидроксила /Злобин, 1983/ или фторгидроксилапатиту /Боровская, 1970/.

Рассматриваемые нами высокоуглеродистые фосфориты характеризуются широким спектром геохимических ассоциаций. Это прежде

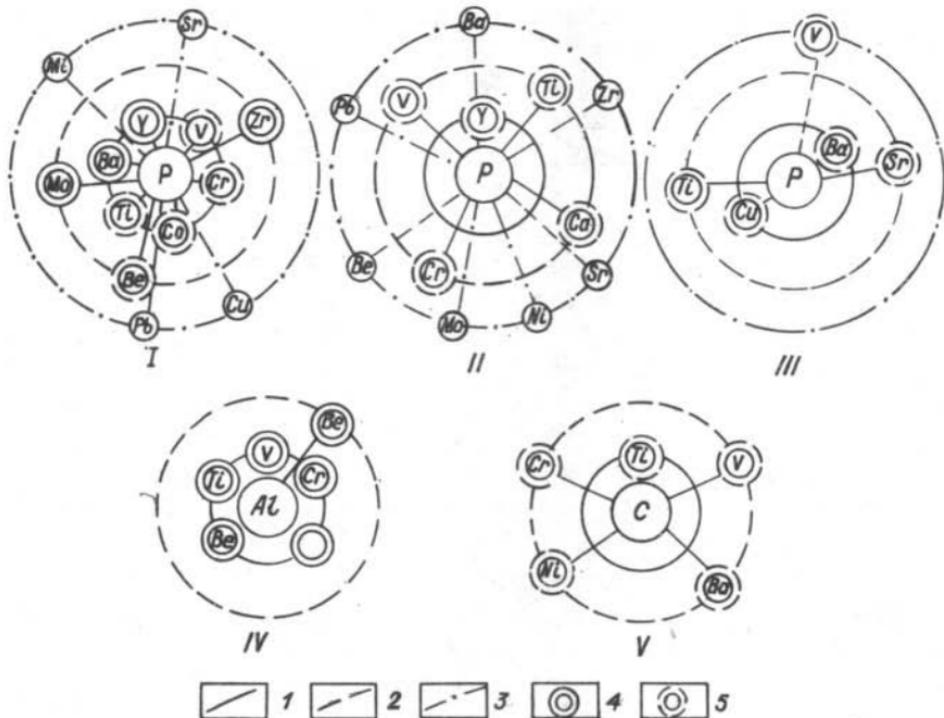
всего присутствие в них в значительных количествах свободного углерода. По данным химических лабораторий ИГЕМА и ГИНа, в фосфоритах Сангилены оно достигает 36 %, в фосфоритах КМА - 37 %. По обогащенности углеродистым материалом эти фосфориты не имеют аналогов. В фосфоритах Кольского полуострова содержание углерода достигает 8 %, в формации Фосфория до 10 %, в китайских - до 8 %. Следует отметить, что наибольшие содержания его (10-37 %) наблюдаются среди углеродистых и углеродисто-кремнистых фосфоритов, вмещающие их углеродисто-кремнистые сланцы содержат свободного углерода 0,5-5 %, в то время как бесфосфатные углеродисто-сланцевые породы 0,1-2,5 %. Карбонатные фосфориты включают 0,2-10 % свободного углерода; бесфосфатные карбонатные породы - первые проценты. При наличии постоянной тесной ассоциации фосфора и свободного углерода корреляционная связь между ними не устанавливается. Истинный коэффициент корреляции - 0,2 в графитовых и кремнисто-графитовых фосфоритах и 0,02 - в карбонатных.

Исследования углеродистого вещества в фосфоритах показали, что оно представлено графитом /Великанов, 1975; Злобин, 1983; Лазур и др., 1981/, в более молодых, калюских слоях венда, также содержащих фосфориты с невысоким количеством свободного углерода, по своей природе сходно с сапропелитами и имеет ярко выраженный углеводородный характер - в них содержание водорода повышено /Великанов, 1975/. Кроме того, в аргиллитах калюских слоев содержится повышенное по сравнению с другими слоями докембрия Подолы количество органического вещества, представленного обугленными остатками вендотениевых водорослей и бесструктурными битуминозными продуктами, тонкими линзовидными обособлениями пирита и т.д.

Рассматриваемые фосфориты отличают также и другие геохимические ассоциации. Это прежде всего повышенный фон и большая гамма малых элементов, благодаря чему эти фосфориты и вмещающие их углеродистые сланцы геохимически выделяются на общем фоне разрезов. В Кузнецком Алатау углеродисто-кремнистые сланцы содержат повышенные, приближающиеся к промышленным, содержания ванадия. Как показали детальные исследования, проведенные на большом фактическом материале тувинских фосфоритов и ассоциирующих с ними пород (500 спектральных анализов), состав элементов-примесей и их статистическая характеристика (количества, уровни кон-

центраций, дисперсии содержаний, моды, общий характер кривых вариаций и т.д.) различны для описываемых типов и вмещающих их пород. Так, в углеродистых кремнисто-углеродистых фосфоритах присутствуют иттрий, ванадий, титан, цирконий, несколько реже наблюдаются барий, стронций, спорадически встречаются хром, галлий, никель, бериллий, свинец, редко молибден. Содержания элементов-примесей, как правило, не превышают кларковые, исключение - иттрий, количества которого превышают кларк на пять порядков. В углеродисто-кварцевых сланцах, содержащих высокоуглеродистые фосфориты, количества ряда элементов-примесей сравнительно выше, чем в фосфоритах, и чаще превышают кларки, что и создает общий повышенный геохимический фон для фосфатносных интервалов разрезов. В количествах, близких к кларковым или превышающих их, здесь имеются ванадий, титан, галлий, иттрий, свинец, молибден. В углеродисто-карбонатных фосфоритах сокращается гамма редких элементов и резко уменьшается их количественная характеристика. Здесь присутствуют титан, барий, стронций, ванадий. В количествах, превышающих кларки для известняков, встречаются барий, стронций, количества ванадия и титана значительно ниже кларковых.

Анализ корреляционных связей редких и некоторых породообразующих элементов в высокоуглеродистых фосфоритах позволяет выделить элементы-примеси, отличающиеся сильными (истинный коэффициент корреляции равен 0,5-0,8) положительными или отрицательными связями с фосфором (рисунок). Для каждого из типов фосфоритов состав этих двух групп совершенно определен. Так, в углеродистых и кремнисто-графитовых фосфоритах сильные положительные связи с фосфором у иттрия, сильная отрицательная - с ванадием, хромом, титаном, барием, галлием; последние тесно связаны с алюминием, о чем свидетельствуют их высокие положительные коэффициенты корреляции. В карбонатных фосфоритах сильная положительная связь между фосфором и барием, несколько меньше она со стронцием, сильная отрицательная - с медью. Анализ коэффициентов корреляции показывает, что концентрация элементов-примесей в высокоуглеродистых фосфоритах обуславливается их избирательным накоплением в фосфатном минерале, алумосиликатах и карбонатах. В углеродисто-кремнистых фосфоритах иттрий концентрируется в фосфатном минерале, с которым он, по всей вероятности, связан изоморф-



Корреляционные связи редких элементов с фосфором (I, II, III), алюминием (IV), и свободным углеродом (V) в фосфоритах нагорья Сангилен

Типы фосфоритов: I - кремнисто-графитовые, II - кремнисто-графитисто-карбонатные, III - карбонатные. Корреляционные связи: I - сильная ($r^{\#} = 0,5-0,8$, $\rho^{\# \#} = 0,87-0,41$), 2 - слабая ($r = 0,3-0,5$, $\rho = 0,65-0,14$), 3 - связь не обнаружена. Характер связи: 4 - положительная, 5 - отрицательная. Коэффициенты корреляции: $\#$ выборочный, $\# \#$ истинный при коэффициенте доверия 0,99

но, а ванадий с избирательным концентрированием - в мусковите, точнее роскоалите, титан, барий, галлий - в гидрослюде и других глинистых минералах. В углеродисто-карбонатных фосфоритах с фосфатным минералом связан барий и стронций. Последний одновременно накапливался также и в кальците. Эти данные достаточно корректно согласуются с анализами, определяющими содержания элементов-при-

месей в мономинеральных фракциях фосфоритов, а также общим характером их концентрирования в ряду фосфориты - фосфатизированные углеродистые сланцы - бесфосфатные углеродистые сланцы. В фосфоритах корреляционные связи между элементами-примесями и фосфором по силе и характеру занимают совершенно определенное положение. Корреляционной связи между элементами-примесями и углеродистым веществом в фосфоритах не установлено.

Особого интереса заслуживают для докембрийских углеродисто-сланцевых фосфатоносных отложений, содержащих высокоуглеродистые фосфориты, концентрации золота и полиметаллов, которые наблюдаются в тимской свите КМА, в эльдорадинской толще Енисейского края и некоторых районах Алтае-Саянского фосфоритоносного района /Злобин, 1983; Лазур и др., 1981; Петров, 1977/. На КМА и Енисейском крае присутствие золота, как правило, связано с разрезами, для которых характерны углеродисто-кремнистые фосфориты. Такая связь может быть обоснована целым рядом причин, среди которых основной является литологический фактор - тесная, по-видимому, генетическая связь фосфоритов и золота с углеродистым веществом, его сорбционными свойствами, а также избирательное концентрирование фосфатного вещества и золота в глинистом материале, что было убедительно показано для золота Енисейского края. Повышенные концентрации полиметаллов в форме сульфидов свинца и цинка, а также арсенопирита, как показали материалы по КМА, более тяготеют к разрезам с углеродисто-карбонатными фосфоритами.

Еще одна характерная особенность - это связь высокоуглеродистых фосфоритов со значительными концентрациями марганца и железа. Именно фосфатоносные интервалы разрезов на КМА, некоторых месторождениях Сангилена и Алтае-Саянского фосфоритоносного бассейна содержат довольно разнообразную марганцевую минерализацию в виде марганецсодержащих карбонатов, спессартина с содержанием марганца до 17 % и алабандина на КМА /Лазур и др., 1981/ в виде повышенного содержания спессартина и марганецсодержащего кальция на Сангилене. Анализ имеющихся материалов по тимской свите КМА показывает, что наблюдается четкая приуроченность спессартиновой и алабандиновой минерализации к тем разрезам, где наиболее распространены углеродисто-кремнистые фосфориты. В разрезах, удаленных от области активной вулканической деятельности, в которых

присутствуют углеродисто-карбонатные фосфориты, гранатосодержащие сланцы, столь характерные для других разрезов, практически отсутствуют. Вполне вероятно описанная выше ассоциация и для углеродистых фосфоритов Енисейского края, где в фосфатоносном интервале присутствует большое количество гранатосодержащих сланцев /Злобин, 1983/. Четкая ассоциация марганецсодержащего кальция с углеродисто-карбонатными фосфоритами прослеживается для фосфоритов Сангилена. Следует обратить внимание на характер связи высокоуглеродистых фосфоритов с железными рудами, часто наблюдаемыми в докембрийских разрезах рассматриваемых регионов, где тенденция пространственной и относительной стратиграфической близости фосфора и железа проявлена достаточно четко. Особенно ясно и в определенном смысле этого слова дифференцированно она проявляется при анализе связи фосфатоносных черносланцевых отложений с концентрациями сульфидного железа и железа, содержащегося в железистых кварцитах, магнетитовых и хлорит-гематитовых рудах. В рассмотренных выше районах породы, содержащие то или иное количество пирита или пирротина, встречаются по всем фосфатоносным разрезам чартысской, нарынской, тимской, нижнепиль-гуярвинской, кординской и удерейской свит. Если же рассматривать только горизонты с высокоуглеродистыми фосфоритами или фосфатоносные интервалы разрезов, то содержание сульфидного железа в них всегда повышено. На КМА горизонты с обильной сульфидной вкрапленностью или содержанием пирита более 50 % также отличаются и повышенной фосфатоносностью, четко тяготея к углеродисто-сланцевому типу разреза, к которому приурочены и углеродисто-кремнистые фосфориты. Положение же железных руд типа железистых кварцитов, магнетитовых и хлорит-гематитовых относительно фосфатоносных интервалов разрезов крайне неопределенно. Так, на КМА железистые кварциты залегают значительно ниже фосфатоносной тимской свиты, будучи разделены значительным по мощности интервалом разреза /Щеголев, 1979/. На Енисейском крае, наоборот, хлорит-гематитовые руды Ангаро-Питского бассейна сосредоточены выше - в самых верхах докембрийского разреза, в венде. На Сангилене прослой магнетитовых руд, мощность которых достигает 3 м, а также Мугурского месторождения железистых кварцитов залегают непосредственно в основании фоссерии. Такой значительно более слабый характер связи, по-видимому, объясняется лишь общей стратиграфи-

еской приуроченностью как фосфоритов, так и этих руд к докембрийскому интервалу разреза. Описанная же выше связь фосфатоносных и марганцевосных концентраций, а также повышенных количеств сульфидных форм железа объясняются не только близостью фациальных условий накопления этих элементов, где главное – восстановительные условия седиментогенеза, но и вполне вероятной общностью вулканогенного источника для этих элементов.

Приведенные материалы показали – высокоуглеродистые фосфориты, являются характерными для ряда фосфатоносных районов Сибири и Европейской части СССР докембрийского возраста. Сравнительный анализ этих фосфоритов дает возможность выявить совершенно определенные черты сходства, которые можно считать типичными для их. Это прежде всего: 1) аномально высокие содержания углеродистого материала, тесная ассоциация его с фосфатным, кремнистым карбонатным материалом; 2) разная степень раскристаллизации фосфатного минерала, позволяющая рассматривать эти фосфориты в качестве промежуточных между фосфоритами и апатитами; 3) невысокие масштабы фосфатной минерализации такого типа, обусловленные либо малой мощностью источников фосфора, либо разными местами локализации высоких концентраций фосфора и углеродистого материала; 4) четко проявленная связь с марганцем и сульфидным железом, полиметаллами и золотом, а также с рядом элементов-примесей. Образование их происходило в восстановительных условиях при наличии аномально высоких содержаний углеродистого материала, и как показали проведенные исследования на КМА, – в условиях повышенной сейсмической активности, связанной с близостью области активного вулканизма. Анализ концентраций этих фосфоритов показал, что максимум ее связывается с механической нарушенностью первичных осадков их брекчированием и с вторичными метасоматическими процессами седиментационного характера – окремнением, окварцеванием и карбонатизацией, четко тяготея к области активного вулканизма. Эти данные позволяют предполагать вулканогенный источник фосфора для описанных выше фосфоритов.

Детальное изучение выделенных среди высокоуглеродистых фосфоритов нескольких разных по своим генетическим особенностям типов позволило четко определить петрохимическую характеристику каждого из них, свойственный ему определенный спектр геохимических ассоциаций и специфику их геохимических связей, а также лиофациальный контроль условий их образования.

Наличие углеродисто-сланцевых толщ в крупных фосфоритоносных бассейнах мира более молодого возраста /Еганов, 1983/ позволяет предполагать там присутствие описанных в статье фосфоритов. Очевидно, что дальнейшие исследования высокоуглеродистых фосфоритов позволят дать новый материал для понимания некоторых генетических вопросов фосфатонакопления.

Литература

БЕКАСОВА Н.Б., ДУДКИН О.Б. Состав и природа конкреционных фосфоритов раннего докембрия Печенги (Кольский полуостров). - Литолог. и полезн. ископ., 1981, № 6, с.107-113.

БОРОВСКАЯ И.С., ВАСИЛЬЕВА З.В., КУДЕЯРОВ И.С. О фосфатном веществе фосфоритов нагорья Сангилен (юго-восток Тувы). - В кн.: Рудоносность осадочных пород. М.: Наука, 1973, с.103-114.

БОРОВСКАЯ И.С. Об углеродистом веществе в рифейских фосфоритах Сангилена. - В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970, с.136-144.

ВЕЛИКАНОВ В.А. О закономерностях распределения фосфоритовых конкреций в калосских слоях венда Подолии. - Литолог. и полезн. ископ., 1975, № 6, с.84-90.

ЕГАНОВ Э.А. Структура комплексов фосфоритоносных отложений. Новосибирск: Наука, 1983. 135 с.

ЗЛОБИН В.А. Новые данные о фосфатопроявлениях в золотоносных толщах докембрия северной части Енисейского кряжа. - Геол. и геофиз., 1983, № 4, с.41-50.

ЛАЗУР Ю.М., КАЗАНЦЕВ В.А., ЕРМИЛОВ В.В. Сульфидная марганцевая минерализация в углеродистых отложениях протерозоя района КМА. - Докл. АН СССР, 1981, т.256, № 3, с.677-680.

ПЕТРОВ В.Г. Золото и органическое вещество в осадочно-метаморфических толщах докембрия Енисейского кряжа. - Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1977, вып.370, с.21-34.

ЩЕГОЛЕВ И.Н. Докембрийские железисто-кремнистые формации Курской магнитной аномалии, особенности их строения и сопоставление с аналогичными образованиями Европейской части СССР. - В кн.: Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. Новосибирск: Наука, 1979, с.91-97.

ЮДИН Н.И. Фосфоритоносность докембрийских отложений юго-восточной части Тувинской АССР. — Литолог. и полезн. ископ., 1965, № 2, с.28-37.

С.Ф.Бахтуров, В.С.Переладов

О ФОСФАТОНОСНОСТИ КУОНАМСКОЙ ФОРМАЦИИ

В конце нижнего — начале среднего кембрия (верхняя часть ботомского, тойонский и большая часть амгинского ярусов /Решение ..., 1983/ на обширных площадях северо-запада, северо-востока, востока и юго-востока Сибирской платформы происходила аккумуляция карбонатно-глинисто-кремнистых осадков куонамской битуминозной карбонатно-сланцевой формации, объединяющей отложения шумнинской, куонамской и иниканской свит /Савицкий и др., 1964; Конторович, Савицкий, 1970; Кембрий ..., 1972; Конторович и др., 1981; Жарков, Бахтуров, 1982; Бахтуров, Переладов, 1984; Геология ..., 1984; Бахтуров, 1985/. При такой громадной площади распространения формации для нее характерна очень малая мощность разрезов, колеблющаяся от 25 до 90 м, выдержанность отдельных маркирующих горизонтов, сильная обогащенность слагающих ее пород органическим веществом (до нескольких десятков процентов на породу) и ассоциирующих с ним ряда микроэлементов /Бахтуров, Переладов, 1982; Гулари и др., 1984/. Отличительной чертой куонамской формации является также наличие в ней нескольких стратиграфических уровней с повышенной фосфатоносностью, которые могут рассматриваться в качестве фосфатоносных горизонтов. Детальное описание одного из них, отмечающегося в верхней половине ботомского яруса, приводилось нами ранее /Бахтуров, Переладов, 1985/, здесь дается характеристика еще двух горизонтов. Следует заметить, что в настоящее время еще нет данных о фосфатности отложений куонамской формации в северо-западной части площади ее распространения, поэтому представляется материал лишь по северо-востоку, востоку и юго-востоку Сибирской платформы.

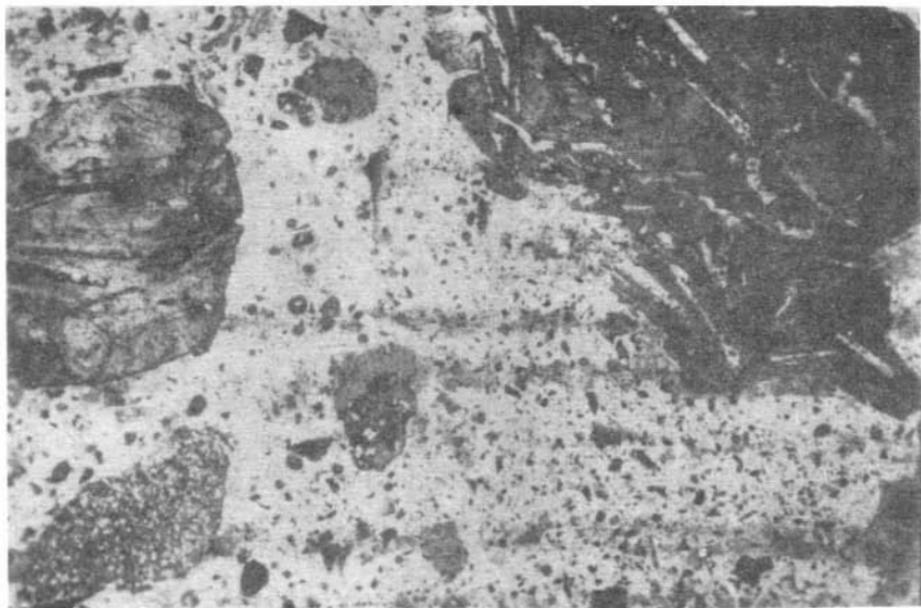


Рис. I. Известняк биоинтракластический, куонамская формация, р. Некекит. Видны отдельные биокласты
Темная масса - фосфатное и глинистое вещество, светлая - карбонатно-кремнистый материал. Шлиф. Николь I. Увеличение 16.

Характеристика фосфатносных горизонтов следующая.* Нижний из них выделяется в средней части ботомского яруса, на границе между куонамской формацией и подстилающими отложениями эмяксинской свиты Южного и Восточного Прианабарья (реки Мал. и Бол. Куонамка, Арга-Сала), еркекетской свиты юго-западного и южного склонов Оленекского поднятия (реки Некекит, Бородуолах, Молодо) и Мунского свода (р. Кылемке) и пестроцветной свиты Майско-Кыллахской зоны Сетте-Дабана (реки Юдома, Белая, Керби) и развит, за исключением северо-западных районов Сибирской платформы, на

* Аналитические работы выполнены в лабораториях СНИИГТМСа и ИГиГ СО АН СССР (лаборатории: генетической минералогии, химических методов исследования, спектрального анализа, ядерно-геохимических методов анализа). Для анализа микроструктур фосфоритов был применен метод электронной микроскопии.

Средний химический состав фосфатодержащих пород первого и второго горизонтов, в %
(в скобках дано число проб)

Горизонт	P ₂ O ₅	CaO	MgO	SO ₂	Al ₂ O ₃	SiO ₂	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	K ₂ O	Na ₂ O	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	Р. вал.	В. вал.	Спирит.	С. орг.	П. п. л.	Г ₁
Первый	6,09 (20)	30,09 (22)	3,35 (22)	25,72 (13)	4,89 (23)	20,10 (23)	4,1	1,82 (23)	0,14 (23)	12,7	3,85 (42)	2,4 (20)	2,02 (21)	0,55 (11)	25,67 (11)	0,11 (44)
Второй	22,64 (25)	39,42 (12)	1,13 (12)	-	2,14 (12)	12,44 (12)	5,8	0,54 (13)	0,226 (12)	2,4	2,28 (8)	2,36 (4)	2,12 (6)	4,33 (5)	16,76 (5)	0,104 (13)

всей площади распространения куонамской формации. Мощность горизонта изменяется от 0,2 до 1,6 м. Он выполнен сильно глинистыми и биомикрокластическими серыми и зеленовато-серыми известняками и аргиллитами. В последних часто отмечаются высокие содержания пирита - до 20 %. Все породы в различной степени обогащены органическим веществом - от 0,05 до 1,68 %, причем в восточных разрезах (реки Муна, Белая, Юдома) - в большей степени. Фосфатное вещество встречается в горизонте либо в виде тонкорассеянной примеси в основной массе пород, либо в виде коллоидных комков и обломков фосфатизированных биокластических (биодетритовых) известняков (рис.1). В кровле горизонта часто отмечаются неправильной формы фосфатные желвачки с массовыми зёрнами глауконита и пирита. Содержание P₂O₅ в них достигает 16,5-21 %. В горизонте в целом оно варьирует от 0,6 до 21 %. В таблице I показан средний химический состав фосфатонесных пород первого и второго горизонтов. Распределение малых и редких элементов в них приведено в таблице 2; Ga, Ba, Sr и Sn определялись методом количественного спектрального анализа, Pb, Cr, Ni, V, Mo, Cu, Zn, Co и Mn-методом атомной абсорбции, остальные элементы определялись приближенно-количественным спектральным анализом.

Второй горизонт развит на меньшей площади, чем первый. Он отмечается в нижней части куонамской формации на южном склоне Оленекского поднятия (р.Молодо) и Мунского свода (р.Кюленке), в юго-восточной части Сибирской платформы (реки Бе-

Распределение малых и редких землеческих элементов в фосфоритносных породах первого и второго горизонтов (ррм)
(в скобках дано число проф.)

Горизонт	V	Cr	K1	Co	Mo	Cu	Pb	Zn	Mn	Ga	In	Sr	Ba	Bi	As	Ge	Se	Te	Nb	Sb	La	Cd	Ag	Pd	Y	Sc	Zr
Первый	96	59	17	53	51	1667	632	8,7	286	710	8	56	100	3,2	2,3	15	525	193	15	0,71	1,7	23	12,6	123			
	(11)	(14)	(6)	(5)	(7)	(4)	(23)	(3)	(11)	(11)	(1)	(25)	(4)	(9)	(25)	(2)	(3)	(4)	(4)	(20)	(25)	(4)					
Второй	326	50	81	17	13	76	51	310	251	8,5	1552	2681	1,9	20	85	2,1	8,5	525	246	-	0,70	3,8	66	15	164		
	(5)	(4)	(4)	(3)	(1)	(3)	(3)	(1)	(11)	(25)	(24)	(25)	(7)	(23)	(9)	(10)	(25)	(2)	(20)	(20)							

лая, Аллах-Юна, Чухона, Юдома, Иникан) (рис.2).

В северо-восточной части площади своего развития рассматриваемый фосфоритносный горизонт сложен черными листоватыми и чешуйчатыми аргиллитами, обогащенными органическим веществом, содержащими черные желваки фосфоритов разнообразной формы - сферической, эллипсоидной, серповидной, цилиндрической, часто неправильной. Размеры желваков изменяются от первых сантиметров до 0,3 м. Мощность горизонта варьирует от 0,9 м (р. Кюленке) до 3,3 м (р. Молодо). Концентрация фосфоритовых желваков в горизонте колеблется от 5 до 70-80 %. Горизонт прослежен в серии обнажений по рекам Молодо и Кюленке и имеет трехчленное строение, более менее сходное в различных разрезах. На р. Молодо оно следующее (снизу вверх):

Мощность, м

1. Аргиллиты серые, листоватые и чешуйчатые с редкими (10-20 %) уплотненными фосфоритовыми стяжениями 0,5
2. Аргиллиты черные, преимущественно чешуйчатые с массовыми (до 50-60 %) сферическими и уплотненными серповидными фосфоритовыми желваками 1,4
3. Аргиллиты черные с редкими (до 10 %) мелкими сферическими и серповидными желваками фосфоритов. Снизу вверх их количество уменьшается 1,4

Фосфоритовые желваки распределены в горизонте неравномерно. Максимальные их количества (до 80 %) приурочены к нижней и средней его частям. По форме и строению выделяются три типа желваков. В основании горизонта распространены цилиндрические и сферические, в центральной части которых присутствует тонкорассеянный пирит (до 15-20 %), выше преобладают серповидные и в подчиненном количестве сферичес-

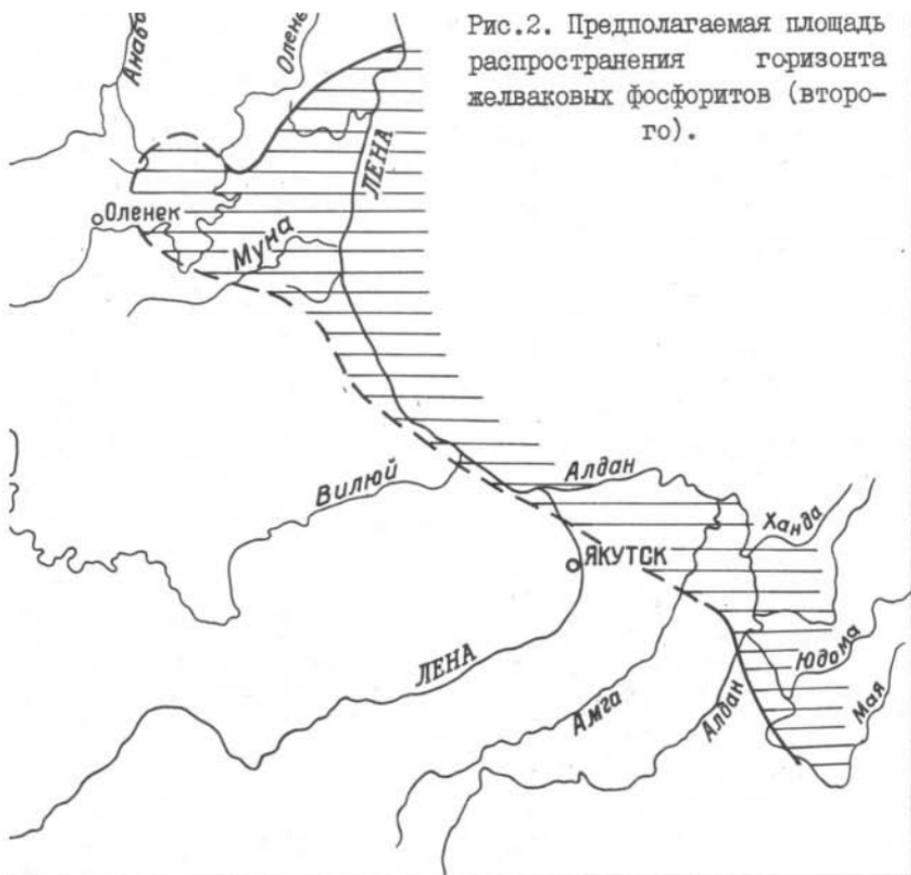


Рис.2. Предполагаемая площадь распространения горизонта желваковых фосфоритов (второго).

ие, в кровле отмечаются редкие мелкие сферические. В целом количество желваков в горизонте составляет около 25–35 % на р.Модо и 45–60 % на р.Коленке. Характерна приуроченность желваков прослоям чешуйчатых аргиллитов, где их концентрация достигает 0–80 %. В черных листоватых аргиллитах она не превышает 20–30%. Все типы фосфоритовых желваков характеризуются близким и довольно постоянным составом.

К юго-востоку от этих разрезов, в бассейнах рек Алдан и Ая фосфатосный горизонт имеет более простое строение. Он выолнен исключительно серыми и черными тонколистоватыми и чешуйчатыми аргиллитами, обогащенными органическим веществом. Мощ-

ность горизонта здесь изменяется от 2,8 м (р.Белая) до 0,7-1,2 м на реках Юдоме и Иникане (нижний приток р.Мая). Если учесть данные Е.А.Баскова и др. /1964/ о наличии желваковых фосфоритов в вышележащих кристаллических известняках, образующих линзовидные тела, то мощность горизонта на реках Юдоме и Иникане будет составлять 2 м. Желваки в составе горизонта распределены равномерно, и не наблюдаются какие-либо их заметные скопления. Они, как правило, сферической и эллипсоидной формы, уплощенные, размером от 2-3 до 5 см. В горизонте их содержание составляет 25-35 % от его объема; приурочены они, так же как и в северо-восточной части Сибирской платформы, к чешуйчатым аргиллитам.

Изучение минералогического состава желваков показало присутствие в них кварца, полевых шпатов, пирита, кальцита, доломита. Из аксессуарных минералов определены рутил, анатаз, сфен, циркон и апатит. Глинистые минералы представлены гидрослюдами.

При микроскопическом исследовании выяснилось, что основная породообразующая масса желваков представлена изотропным фосфатным веществом, в котором рассеяны редкие зерна кварца (до 1 %), карбонатов (до 10 %), а также пирит и гидроокислы железа. Пирит (0,5-6 %) встречается в виде мелких стяжений размером до десятых долей миллиметра или замещает остатки фауны, иногда выполняет норки сверляльщиков в краевых частях желваков.

В Майско-Кыллахской зоне (реки Юдома, Белая) встречаются желваки и линзы, сложенные темными фосфатными зернами (0,05-0,2 мм), которые сцементированы более светлым фосфатным веществом (рис.3). В них встречаются многочисленные обломки спикул и раковин брахиопод, выполненных частично фосфатным веществом, частично - кальцитом. На северо-востоке Сибирской платформы (реки Куленке, Молодо) в фосфоритовых желваках фаунистические остатки практически не встречаются, за исключением единичных неопределимых обломков.

Фосфатное вещество по данным термического и рентгеновского анализов представлено фторапатитом. Содержание P_2O_5 в фосфоритовых желваках варьирует от 14,5 до 29,5 % (см. табл.1). Значительные колебания испытывают и другие основные компоненты.

Третий фосфоритоносный горизонт, вследствие небольшого количества точек наблюдения, выделяется нами условно. Он фиксируется в амгинской части куонамской формации в бассейнах рек Муны

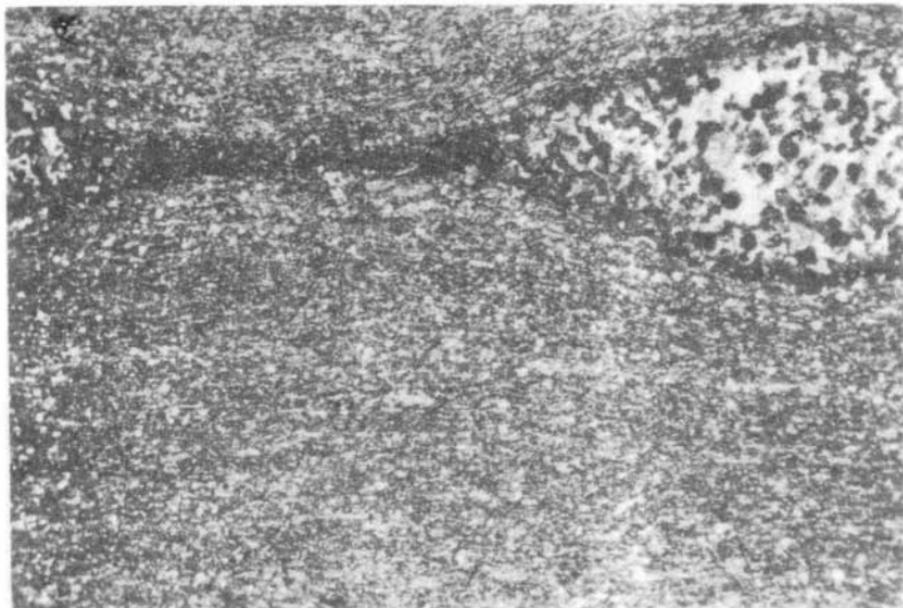


Рис.3. Линза зернистого фосфата в тонкозернистом глинистом известняке. Куонамская формация, р.Юдома
 Темные фосфатные зерна, сцементированные светлым карбонатом.
 Шлиф. Николь I. Увеличение 16

и Юдомы. Горизонт мощностью до 0,1 м выполнен черными листоватыми аргиллитами с округлой и неправильной формы фосфатными желваками (диаметром до 2 см (рис.4), содержание P_2O_5 в которых варьирует от 10,3 до 22,66 %, а их средний химический состав следующий: CaO - 35-43,2 %; MgO - 2,4-3,12 %; Al_2O_3 - 0,80-2,2 %; SiO_2 - 11,3-16 %; K_2O - 0,45-0,55 %; Na_2O - 0,24 %; Fe_2O_3 - 2,5-3,7 %; $S_{вал.}$ - 2,46 %; $S_{орг.}$ - 3-5 %.

Таким образом, в куонамской битуминозной карбонатно-сланцевой формации (включая переходные от нижележащих отложений слои) выделяется три уровня накопления фосфоритов, отличающиеся друг от друга как по концентрации фосфора, так и по площади распространения. Максимальную площадь развития имеет нижний, наблюдавшийся на всей территории Юдомо-Оленекской фациальной области /Савицкий, Шишкин, 1963; Кембрий ..., 1972/. Территория

развития второго горизонта включает междуречье рек Лени и Оленек, а также районы Майско-Кыллахской зоны Сетте-Дабана (рис.2). Контуры площади распространения верхнего фосфоритового горизонта предположительно соответствуют таковым среднего горизонта. В верхних двух уровнях повышенные концентрации P_2O_5 связаны с фосфатными желваками различной формы: цилиндрические, сферические, серповидные, нередко неправильной. В нижнем горизонте фосфатное вещество встречается либо в виде тонкорассеянной примеси в основной массе пород, либо в виде коллофановых комков и фосфатизированных обломков биокластических известняков.

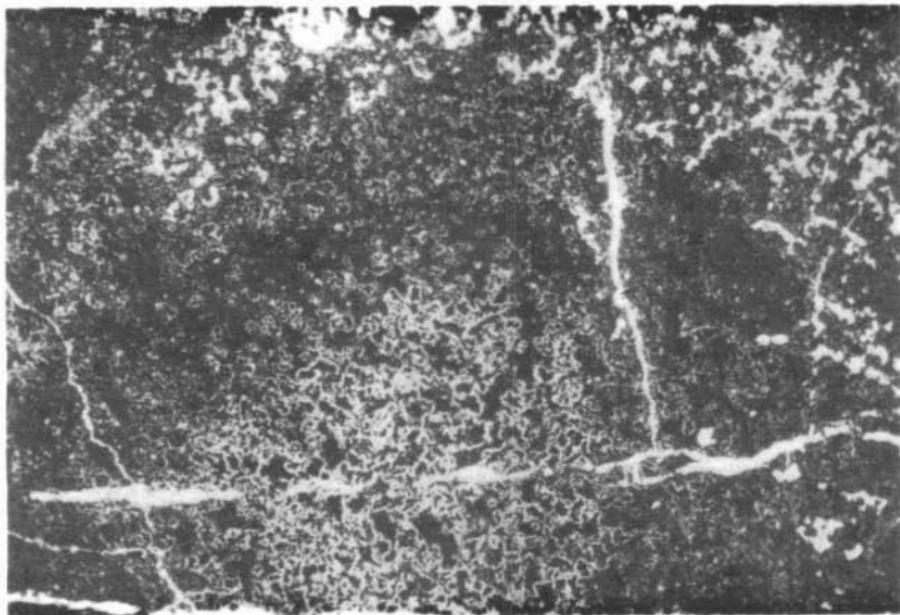


Рис.4. Фосфатный желвак. Куонамская формация, р.Цдома
Темная масса – фосфатное вещество, светлая – карбонатный материал. Шлиф. Николь I. Увеличение 16

Анализ распределения в фосфоритовых желваках малых и редких элементов (см. табл.2) показал, что отчетливо выделяются две группы элементов, связанных соответственно с фосфоритами и вмещающими породами /Бахтуров, Переладов, 1985/. К первой относятся

Pb, Ba, Sr, Co, Zn, Be, Tr, ко второй — Ti, Li, B, Tl, Ta, Ga, Cr, V, Mo, Bi, Nb, As, Yb, Zr, Sn. Для некоторых элементов такой закономерности не наблюдается. Никель, медь, кадмий и германий концентрируются преимущественно в фосфоритах, реже связаны с горючими сланцами. Для марганца и скандия наблюдается обратная закономерность.

Кроме отчетливых уровней накопления фосфора в куонамской формации встречаются породы кремнистого, глинистого и глинисто-карбонатного состава, обогащенные P_2O_5 до нескольких процентов. Это фосфатные кремни, отмеченные в основании тойонского и амгинского ярусов. Сильно глинистые известняки с повышенным содержанием P_2O_5 приурочены к отложениям ботомского и тойонского ярусов, а фосфатсодержащие аргиллиты зафиксированы в ботомском и средней части амгинского ярусов. Фосфатное вещество в этих породах тонко рассеяно в основной массе, максимальная концентрация P_2O_5 достигает 6 %. В таблице 3 приведены данные о содержании основных породообразующих компонентов этих пород.

Осадочные толщи сходные с куонамской битуминозной карбонатно-сланцевой формацией широко распространены в отложениях кембрийского возраста в различных районах Земного шара /Tremlet, 1959; Sodero and Hobson, 1979; Peter I. Cook, 1982; Youngs and Moorcroft, 1982 и др./. В некоторых из них, так же как и в куонамской, отмечаются фосфатоносные горизонты. На территории Китая они, в частности, зафиксированы в нижнекембрийской формации Сяэбулак, в формации Шуанин-Шань среднекембрийского возраста /Chang, 1980/, в верхней части нижнекембрийских формаций Юху-Цун, Мэйдипин и Денйин /Wan Yangeng, 1982/, фосфоритовые желвачки отмечены в основании формации Ниянтитан /Zhon Zhi-yi et al, 1979/. Широко развиты фосфориты в среднекембрийской формации Битл Крик (Австралия) /Russel, Trueman, 1971/, в нижнекембрийской каратауской фосфоритоносной агрегации (формации) (Малый Каратау) /Еганов, Советов, 1979/ и многих других толщах.

Характер распределения и содержания малых элементов в среднем горизонте желваковых фосфоритов востока Сибирской платформы, а также ассоциации его с ванадиеносными аргиллитами /Гавшин, Бобров, 1982/, замещающими отложения горизонта вверх по разрезу, а возможно, и по простирацию, свидетельствуют о его сходстве с некоторыми фосфатоносными толщами, в частности с пермской форма-

Средний химический состав аргиллитов, сильно глинистых известняков и кремней, обогащенных фосфором, (в скобках дано число проб) в %

Порода	P ₂ O ₅	CaO	MgO	CO ₂	Al ₂ O ₃	SiO ₂	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	K ₂ O	Na ₂ O	Fe-вал.	S-вал.	П.П.П.	Сорг.
Аргиллиты	1,42 (5)	8,82 (2)	3,77 (2)	1,43 (1)	5,74 (2)	58,84 (12)	10,25	1,94 (2)	0,15 (2)	1,33 (3)	0,48 (1)	14,92 (2)	4,58 (1)
Сильно глинистые известняки	3,14 (6)	33,07 (4)	3,01 (4)	28,84 (2)	4,73 (4)	24,82 (4)	5,24	1,46 (4)	0,18 (4)	2,07 (7)	0,53 (3)	27,7 (3)	1,8 (5)
Кремни	1,92 (8)	5,46 (4)	0,76 (4)	7,85 (1)	1,22 (4)	82,53 (4)	67,6	0,41 (4)	0,072 (4)	0,80 (5)	0,20 (1)	8,86 (4)	3,18 (3)

цией Фосфория, волжскими фосфоритами Русской платформы и др. /Блисковский, 1968; Бушинский, 1969; Гавшин, Бобров, 1982/. Кроме того, намечаются сходные палеогеографические и палеогеоморфологические позиции этих отложений. Они приурочены к зоне перехода от типично платформенных, относительно глубоководных конденсированных отложений к миогеосинклинальным /Башарин, 1967; Бушинский, 1969; Гогин и др., 1978; Сухов, Переладов, 1984/.

Литература

БАСКОВ Е.А., КЛИМОВ В.Л., Г.И.ЛИБРОВИЧ. О генетическом типе нижнекембрийских фосфатопроявлений на р.Юдоме (Восточная Сибирь).- Мин. сырье, 1964, № 10.

БАХТУРОВ С.Ф. Битуминозные карбонатно-сланцевые формации Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. 124 с.

БАХТУРОВ С.Ф., ПЕРЕЛАДОВ В.С. Доманикоидные отложения кембрия востока Сибирской платформы. - В кн.: Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. Новосибирск: Изд.СНИИГГиМСа, 1982, с.118-127.

БАХТУРОВ С.Ф., ПЕРЕЛАДОВ В.С. Строение и условия образования куонамской свиты востока Сибирской платформы. - В кн.: Осадочные формации и условия их образования. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984, с.79-99.

БАХТУРОВ С.Ф., ПЕРЕЛАДОВ В.С. Горизонт желваковых фосфоритов в основании ленского яруса востока Сибирской платформы. - Геол. и геофиз., 1985, № 1, с.33-39.

БАШАРИН А.К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М.: Наука, 1967. 203 с.

БЛИСКОВСКИЙ В.З. Молибден, хром и ванадий в фосфоритах. - Геохимия, 1968, № 9, с.1082-1091.

БУШИНСКИЙ Б.И. Формация Фосфория. М.: Наука, 1969. 105 с.

ГАВШИН В.М., БОБРОВ В.А. Закономерности распределения микроэлементов в баженовской свите. - В кн.: Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. Новосибирск: Изд. СНИИГТМСа, 1982, с.76-91.

ГЕОЛОГИЯ и перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы. М.: Недра, 1984. 165 с.

ГОГИН И.Я., КРОПАЧЕВ А.П., ИОГАНСОН А.К. Стратиграфия нижне- и среднекембрийских отложений Сетте-Дабана. - В кн.: Новое в стратиграфии и палеозое Средней Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978, с.75-88.

ГУРАРИ Ф.Г., ГАВШИН В.М., МАТВИЕНКО Н.И. и др. Геохимия микроэлементов в морских планктоногенных отложениях нижнего-среднего кембрия Сибирской платформы. - В кн.: Ассоциация микроэлементов с органическим веществом в осадочных толщах Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984, с.41-69.

ЕГАНОВ Э.А., СОВЕТОВ Ю.К. Каратау - модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 187 с.

ЖАРКОВ М.А., БАХТУРОВ С.Ф. Палеозойские битуминозные карбонатно-сланцевые формации Восточной Сибири. - В кн.: Особенности строения осадочных формаций. Новосибирск: Наука, 1982, с.103-115.

КЕМБРИЙ Сибирской платформы. М.: Недра, 1972. 198 с.

КОНТОРОВИЧ А.Э., ЕВТУШЕНКО В.М., ИВЛЕВ Н.Ф., ЛАРИЧЕВ А.И. Закономерности накопления органического вещества на территории Сибирской платформы в докембрии и кембрии. - В кн.: Литология и геохимия нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. М.: Наука, 1981, с.19-42.

КОНТОРОВИЧ А.Э., САВИЦКИЙ В.Е. К палеогеографии Сибирской платформы в раннюю и среднюю кембрийскую эпохи. - В кн.: Вопросы литологии и палеогеографии Сибири. Новосибирск, 1970, с.95-106.

РЕШЕНИЕ Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск: Изд. СНИИГГиМСа, 1983. 215 с.

САВИЦКИЙ В.Е., ШАБАНОВ Ю.Я., ШИШКИН Б.Б. Стратиграфия нижнекембрийских и ранне-среднекембрийских отложений Игарского района. - В кн.: Геология нефтегазоносных районов Сибири. Новосибирск: Изд. СНИИГГиМСа, 1964, с.42-68.

САВИЦКИЙ В.Е., ШИШКИН Б.Б. О фосфатности нижнекембрийских отложений северного склона Анабарского щита. Л.: Гостоптехиздат, 1963, с.105-114.

СУХОВ С.С., ПЕРЕЛАДОВ В.С. Депрессионный комплекс отложений. - В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы. М.: Недра, 1984, с.116-125.

CHANG W.T. A review of the Cambrian of China. - Journ. of Geol. Soc. of Australia, 1980, N 27, p.137-150.

SODERO D.E. and HOBSON J.P. Depositional Facies of Lower Paleozoic Allen Bay Carbonate Rocks and Contiguous Shelf and Basin Strata, Cornwallis and Griffith Island, Northwest Territories, Canada. - AAPG Bull, 1979, v.63, N 7, p.1059-1081.

PETER J. COOK. The Cambrian Paleogeography of Australia and Opportunities for Petroleum Exploration. - The APEA Journ. 1982, v.22 Part 1, p.42-64.

RUSSEL R.T., TRUEMAN N.A. The Geology of the Duchess Phosphate Deposits Northwestern Queensland, Australia. - Econ. Geol., 1971, v.66, N 8, p.1186-1214.

TREMLLET W.E. The Pre-Cambrian rocks of southern Co. Wicklow. - Geol. Mag. 1959, N 96, p.58-68.

YANGENG W. The Phosphate-bearing strata of the late precambrian to cambrian in upper Yantze Region, China. - In: Regional Geological Survey Team, Geological Bureau of Guizhou. Hui-shui, China, November, 1982, p.9.

YOUNGS B.S. and Moorcroft E. The petroleum potential of the eastern Arrowie basin and from embayment. - The APEA Journ. 1982, v.22, Part 1, p.82-101.

ZHOU ZHI-YI, YUAN JIN-LIANG, ZHANG ZHENG-HUA et al. Camb-

А.Г.Земляйлова, Ю.Н.Занин

К СРАВНИТЕЛЬНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ
ФОСФАТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОРДОВИКА

БАССЕЙНОВ СРЕДНИХ ТЕЧЕНИЙ РЕК ПОДКАМЕННОЙ ТУНГУСКИ И АНГАРЫ

Вопросы фосфатоносности среднеордовикских отложений криво-луцкого и мангазейского ярусов западной части Сибирской платформы привлекали внимание многих исследователей. В настоящей статье авторы на основе сравнительного анализа фосфатоносности отложений бассейна средних течений рек Подкаменной Тунгуски и Ангары хотели бы показать специфику фосфатонакопления этих районов, определяющую перспективы их потенциальной фосфатоносности.

Бассейн р.Подкаменной Тунгуски

Фосфатоносные отложения в бассейне р.Подкаменной Тунгуски исследовались на участке Перевалочная база - Гурьевское месторождение (проявление).

Фосфатоносные отложения криволуцкого яруса в бассейне р.Подкаменной Тунгуски имеют достаточно хорошую стратиграфическую привязку. Они характеризуются довольно многочисленной фауной (брахиоподы *Planidorse lenaica* (Gir), *Lenorthis girard.* Andr., трилобиты *Homotelus lenaensis* (Z.Мох.).

Литологически отложения криволуцкого яруса представлены сероцветными, иногда пестроцветными породами, преимущественно терригенными (гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты), лишь изредка содержащими тонкие прослой или конкреции известняков. Фосфоритоносными являются песчаники и гравелиты. Мощность отложений колеблется от 12-20 до 35 м, изредка выше.

Отложения мангазейского яруса разделяются на две весьма различные по составу пород и мощности пачки. Нижняя из них фосфатноносная, пестроцветная, мощностью от 1,4 до 5-6 м, характеризуется преимущественно красным, вишнево-красным цветом и весьма неоднородным составом — от аргиллитового, с тонкими прослоями зеленовато-серых известняков, до гравийно-конгломератового. Часто встречаются рассеянные зерна, гальки или маломощные линзы фосфоритов. В известняках содержатся отпечатки брахиопод *Mimella rapna*, позволяющих относить эти отложения к чертовскому горизонту мангазейского яруса. В некоторых случаях, по нашему мнению, аналоги данной пачки включаются в состав кривоуццкого яруса. Эти породы, совместно с нижележащими отложениями кривоуццкого яруса, иногда рассматриваются в качестве единой усть-столбовой свиты.

Несмотря на общую хорошую стратиграфическую изученность отложений, положение в разрезе самих фосфоритоносных горизонтов в пределах среднеордовикской толщи определялось ранее не всегда правильно. В частности, положение фосфоритоносного пласта в районе Перевалочной базы связывалось с самыми нижними горизонтами кривоуццкого яруса. Предполагалось, что этот пласт залегает непосредственно на кварцевых песчаниках байкитской свиты /Марков, Занин, 1979/. В процессе работ по одной из скважин этого участка, в 16 м стратиграфически ниже продуктивного горизонта, был найден остаток наутилоидеи, определенный О.К.Боголеповой как *Sactoceras artassense* Balashov, что характеризует вмещающие породы как самый нижний, волгинский горизонт кривоуццкого яруса. Что же касается отложений, вмещающих фосфориты, то их следует относить к верхней части объединенного киренско-кудринского горизонта; иногда их относят к чертовскому горизонту.

Отложения кривоуццкого яруса и чертовского горизонта мангазейского яруса обладают в бассейне р.Подкаменной Тунгуски существенно изменчивым составом, в связи с чем ниже будет дана характеристика их по основным изученным разрезам.

Одним из наиболее полно охарактеризованных является разрез отложений кривоуццкого яруса на участке Перевалочная база, где Средне-Енисейской экспедицией ПГО "Красноярскгеология" был пробурен профиль колонковых скважин, и выше мелкозернистых светло-серых известковистых песчаников байкитской свиты вскрыт следующий разрез:

Мощность, м

1. Песчаники среднезернистые, несколько более темные, чем нижележащие, с линзочками аргиллита (отсутствующими в нижележащих породах), местами пиритизированные, неслоистые 4
Данные песчаники относятся к криволучскому ярусу условно.
2. Алевролиты зеленовато-серые с включениями неправильной формы и прослоями песчаника. В одном из таких прослоев мощностью 2,5 см наблюдаются в количестве 10-15 % мелкие зерна фосфорита 12
3. Чередование зеленовато-серых алевролитов с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников 10
4. Аргиллиты зеленовато-серые с более яркими зелеными оттенками, чем нижележащие породы, очень непрочные ... 3,3
5. Темно-серые алевролиты и мелкозернистые песчаники, образующие переслаивающиеся прослои мощностью в несколько десятков сантиметров, неслоистые, непрочные. В интервале I-I,5 м от подошвы пачки - брекчированные породы с зернами фосфорита.. 10

Выше в разрезе залегает пласт грубозернистых песчаников мощностью I,6-I,7 м с многочисленными зернами фосфорита. Он является продуктивным, прослеживается на расстоянии I км, рассматривается как завершающий разрез криволучского яруса.

Пласт фосфоритов вскрыт расчисткой на левом берегу р.Подкаменной Тунгуски, в 60 км выше устья р.Вельмо, непосредственно выше по течению устья ручья Белого. Здесь залегают (сверху вниз):

Мощность, м

1. Фосфориты черные, зернистые, выветрелые, полностью дезинтегрированные 0,20
2. Фосфориты мелкозернистые, черного цвета, в значительной степени затронуты выветриванием, непрочные 0,10
3. Фосфориты плитчатые (толщина плиток 7-8 см), с крупной (до I см) фосфатной галькой на некоторых плоскостях напластования. Размер большинства фосфатных зерен - в пределах 2 мм; содержание их в породе (ориентировочно) - 50 %. Встречаются редкие обломки брахиопод 0,40
4. Фосфориты массивные, разномзернистые, в основании слоя до гравелистых, обохренные 0,15

- | | | |
|-----|---|------|
| 5. | Фосфориты зернистые, вдоль верхнего и нижнего контактов слоя содержат фосфоритовую гальку размером до 2 см.. | 0,15 |
| 6. | Фосфориты, залегающие в виде сплошной плиты | 0,14 |
| | Наблюдается слой мощностью 3-4 см, расположенный в средней части плиты, резко обедненный фосфатными зернами. | |
| 7. | Фосфориты относительно тонкоплитчатые (3-8 см), в интервале 8-II см от кровли слоя, переходящие в кварцевый песчаник с фосфатными зернами | 0,25 |
| 8. | Фосфориты гравийные и мелкогалечные с размером как фосфатных, так и кварцевых зерен в основном 2-5 мм, с редкими обломками раковин | 0,10 |
| 9. | Фосфориты крупнопесчаной и гравийной размерности, более мелкозернистые, чем вышележащие | 0,02 |
| 10. | Песчаник кварцевый разрушенный, рыхлый, с зернами фосфорита | 0,27 |
| II. | На забое - крупные уплощенные (0,3x0,08 м) конкреции фосфатизированного пирита. | |

Общая мощность пласта определена в 1,52 м (по данным других геологов - 1,8-1,9 м). Содержание P_2O_5 в нем составляет 18-19 %.

Фосфориты перекрываются в данном разрезе сравнительно мощной (до 4 м) красноцветной пачкой, относимой к чертовскому горизонту мангазейского яруса, сложенной здесь по преимуществу аргиллитами, включающими пласт фосфатсодержащих гравелитов и прослой известняков с фауной. Нижняя граница пачки очень четкая, в самом основании ее лежит слой зеленого аргиллита мощностью 0,5 см. Внутри же пачки многие границы между литологическими разновидностями пород весьма нечеткие.

- I. Красно-бурая порода сложного состава. В основной глинистой и глинисто-алевритовой массе практически повсеместно (но значительно более редко в нижней части слоя мощностью 0,40 м) наблюдаются зерна кварца и фосфорита крупнопесчаной размерности и гравийные, и мелкогалечные зерна последнего. Насыщенность фосфатными зернами верхней части слоя (мощностью также 0,40 м) до 10-15 %. Повышенное содержание галек, гравия и песка фосфорита отмечается в интервале 5-10 и 20-25 см от подошвы второй половины слоя. Размер галек фос-

- форита - до 2,5 см 0,80
2. Фосфоритсодержащий гравелит (фосфорит). Порода крастоватого цвета, сложенная зернами кварца и фосфорита крупнопесчаной и гравийной размерности. Зерна фосфорита черные, хорошо окатанные (до округлых), с преобладающим размером 2-3 мм, более крупные (5-6 мм) - плохо окатанные. Насыщенность породы фосфатными зернами до 25-30 %, местами выше (по визуальной оценке). Зерна кварца в породе преобладают; кварц белый и розовый - последнее связано главным образом (но не всегда) с окраской его оболочки. В цементе присутствует кальцит. Наблюдаются также охристые примазки и скопления (результат выветривания пирита?). Характерно практически полное отсутствие глинистого материала. Данная порода весьма близка к "типичным" фосфоритам руч.Белого. Ее отличие - розовый цвет (а не черный, как у "типичных" фосфоритов), несколько более низкое содержание фосфатных зерен, повышенная карбонатность. Все эти признаки, однако, не принципиальны. Иногда по трещинам в поверхностных частях образцов карбонат выщелочен и фосфорит более близок к "типичному". Мощность - 13-15 см. Границы данного слоя гравелитов четкие; по нижней из них проходит поверхность напластования; верхняя выражена лишь литологически, по сути, данный слой представляет собой своеобразный - "базальный конгломерат". Встречаются редкие зерна глауконита.
3. Порода, близкая к описанной в слое I. В основной глинистой массе рассеяны крупнопесчаные зерна кварца и фосфорита. Количество этого материала едва ли превышает 10-15 % и в общем содержание его в верхней части разреза ниже, чем в нижней. В верхней половине слоя - остатки наутилоидей плохой сохранности. Особенно богата остатками самая верхняя часть 0,6
4. Аргиллиты шоколадно-коричневые с тонкими (0,5 см) известковыми прослоями, содержащими остатки брахиопод; отпечатки брахиопод встречены и в самих аргиллитах 0,17
5. Аргиллит высококарбонатный, бурый с серыми, серо-зелеными не ярко выраженными разводами, весьма плотный. Содержит остатки фауны очень плохой сохранности 0,14

6. Аргиллиты красно-бурые, алевритистые, с заметным лиловым оттенком, без четкой послойной плитчатости; более ярко в обнажении проявлены трещины отдельности. Примесь песчаного материала, наблюдаемого местами, - мелкозернистая. Большой частью, однако, он отсутствует. В верхней части слоя (где материал явно более тонкозернистый) появляются округлые зеленые немногочисленные пятна размером от 0,5 до 2 см. В верхней части слоя лиловый оттенок выражен более ярко ...
..... 1,0
7. Известняк глинистый бурого с зелеными разводами и зеленого цвета. Порода плотная. Содержит многочисленные остатки брахиопод 0,08
8. Аргиллит лилово-бурый с зелеными разводами, во многих местах карбонатный 0,3
9. Зеленая глинисто-известковая порода с тончайшими прослоями зеленого и коричневого аргиллита 0,10
10. Аргиллиты шоколадно-коричневые, в верхней части с лиловым оттенком 0,90
- II. Аргиллиты зелено-серые, относятся уже к мангазейской свите (соответственно к более высоким горизонтам мангазейского яруса) 0,4
12. Высокоизвестковые аргиллиты зеленого цвета, с многочисленной фауной, в первую очередь брахиопод 0,28
Полная мощность горизонта 4,72

Рассмотрим полный разрез усть-столбовой свиты на правом берегу р.Подкаменной Тунгуски в 26 км ниже Кузьмовки, в 6,5-7 км ниже устья руч.Белого. Здесь на светло-серых с желтым оттенком песчаниках байкитской свиты залегают:

- I. Песчаники желто-серые, мелкозернистые, с включениями неправильной формы глинистого материала зеленого цвета, с черными марганцевистыми примазками 0,10
2. Песчаник бурый крупнозернистый, с остатками фауны и зернами фосфорита размером до 2 мм, нечетко индивидуализированными. 0,07
Содержание P_2O_5 - 9,33; CaO - II,90; MgO - 0,50 %, '
3. Аргиллит зелено-серый, тонкоплитчатый, раскальвающийся на

	Мощность, м
мелкие остроугольные плиточки	0,35
4. Песчаники средне-крупнозернистые, серо-зеленого цвета, с точечными ржавыми пятнами, многочисленными, но очень тонкими частицами детритного материала и зернами фосфоритов, ориентированными по слоистости. В основании пласта - слой более мелкозернистого зелено-серого песчаника мощностью 10-12 см, постепенно переходящего в более крупнозернистый. Мощность таких, в общем зелено-лилово-серых, песчаников	0,90
Содержание P_2O_5 - 7,44 %; CaO - 10,00; MgO - 0,40 %. Выше, без четкой границы в интервале 0,9-1,00 м - песчаник грубозернистый до гравелитов с более ясным лиловым оттенком и с более высоким содержанием детрита. Содержание P_2O_5 - 9,48 %; CaO - 16,40 %; MgO - 0,10 %. Еще выше в интервале 1,00-1,35 м - песчаники более мелкозернистые, местами ржаво-бурые. В интервале 1,35-1,70 - песчаник в общем подобный нижележащему с сильным "ржавым" оттенком (отчетливое следствие гипергенных процессов), более светлые. Содержание P_2O_5 - 6,43 %; CaO - 13,70 %; MgO - 0,40 %.	
Выше (1,70-1,85) порода становится вновь несколько более грубозернистой, а в последних 0,10 м - размер зерен еще более возрастает, на плоскостях напластования появляются крупные, до 2-3 мм, фосфатные зерна. Содержание P_2O_5 - 11,24%; CaO - 14,10 %; MgO - 0,20 %. Общая мощность	1,95
5. Аргиллиты зелено-серые различных оттенков, в значительной степени связанные с гипергенными процессами, с примесью алевроитового материала	0,5
6. Пачка преимущественно коричневых аргиллитов, чередующихся с зелеными, не образующих выдержанных прослоев. Изредка встречаются карбонатные конкреции и карбонатизированные остатки фауны (маутилоидеи)	3,6
7. Алевролиты зелено-серые, глинистые, непрочные. Встречаются карбонатизированные конкреции	1,60
8. Аргиллиты табачно-зелено-серые, тонкоплитчатые, листоватые.	0,60
9. Алевролиты зелено-серые, массивные, с довольно обильной фосфатной галькой. Размер галек - от первых миллиметров до	

- 2,5 см. Распределена галька в пределах слоя весьма неравномерно, но в общем содержание ее невелико. Поверхность их большей частью окатанная, форма округлая, овальная или неправильная. Плоские гальки обычно залегают параллельно слоистости. В пределах слоя встречаются линзовидные участки, обогащенные галькой 0,50
- Содержание P_2O_5 - 7,08 %; CaO - 7,0 %; MgO - 0,60 %.
10. Алевролиты, сцементированные значительно плотнее, чем выше- и нижележащие слои, с многочисленными мелкими (до I см) зернами фосфорита 0,10
- Содержание P_2O_5 - 21,64 %; CaO - 28,20 %; MgO - 0,75 %.
11. Аргиллиты зелено-серые, тонкоплитчатые, с относительно редкими зернами фосфорита 0,70
12. Верхний слой предыдущего пласта мощностью 3-5 см приобретает песчаный состав и обогащен галечными фосфоритами. Гальки большей частью относительно крупные: I-2 см и крупнее.
13. Алевролиты песчанистые зелено-серые, слоистые, нефосфатные 0,25
14. Аргиллиты зелено-серые, тонкоплитчатые 0,10
15. Песчаник плохо отсортированный, глинисто-гравелистый, красно-бурый, с зернами фосфорита; повышенной концентрации последних в какой-либо части слоя не наблюдается .. 0,77
- Нижняя часть пласта мощностью 0,37 м - более красная по цвету, более глинистая, в обнажении менее прочная. Верхняя 0,40 м - более крепкая, с ясным лиловым оттенком, в низах этой части пласта содержится галька размером до 2 и даже 3 см. Мощность обогащенной ею части пласта - 0,10 м. В самой верхней части пласта песчаник содержит сравнительно небольшое количество мелких фосфатных зерен размером до 5-7 мм. Крупная галька здесь отсутствует. Содержание P_2O_5 - 4,79 %; CaO - 7,50 %; MgO - 1,60 %.
- Полная мощность усть-столбовой свиты здесь II,10
- Следующий полный разрез фосфоритоносных отложений изучался в обнажениях левого берега р. Столбовой, в 5 км от устья. Описание начато со слоев нижней части кривоулицкого яруса, где они опускаются наиболее низко.

1. Песчаники кварцевые серые, с крупными волновыми знаками. Гребни знаков протягиваются в меридиональном направлении. Расстояние между гребнями до 0,40 м, высота гребня — до 0,10 м. Западный склон гребня более пологий, восточный — более крутой. Эти породы относятся к байкитской свите чунь-ского яруса нижнего ордовика. Выше следуют отложения среднего ордовика.
2. Аргиллит зелено-серый, тонкоплитчатый 0,5
3. Песчаник известковистый, серый, с многочисленными фосфатными зернами, а также тонким фосфатным детритом. В верхней части слоя мощностью 3–4 см фосфатных образований нет или они представлены редкими фосфатными зернами; в нижней мощности 3–5 см насыщенность породы фосфатными ингредиентами (в первую очередь зернами), как это видно в стенке обнажения, весьма высокая 0,20
Содержание P_2O_5 — 6,99 %; CaO — 11,20 %; MgO — 0,70 %.
4. Алевролиты зеленовато-серые, весьма неоднородные, с линзами и пропластками карбонатных мелкозернистых песчаников и карбонатов. Среди алевролитов наблюдаются прослои, содержащие фосфатные зерна. Такие прослои, не имеющие четких ограничений, встречены в интервалах 5–8 и 25–27 см от кровли слоя, 12–15 см от подошвы и возможны в других местах. Содержание фосфатных зерен во всех этих случаях очень низкое 0,30
Содержание P_2O_5 — 0,73 %; CaO — 8,46 %; MgO — 0,70 %.
5. Песчаник мелкозернистый, карбонатизированный, плотный. Мощность слоя весьма ориентировочна, так как нижняя граница его очень нечеткая. Плотно сцементированные карбонатные песчаники "опускаются" в виде конкреций в нижележащие алевролиты. Данный слой образует второй (после плотных песчаников) карниз в обнажении, очень хорошо выдержанный 0,20
6. Песчаник мелкозернистый, голубовато-серый, разрушенный, но неслоистый, с включениями более прочных линзовидных желтых песчаников 0,60
7. Песчаник среднезернистый, серый, массивный, с охристыми включениями. Очень редки в верхней части слоя фосфатные га-

	лечки размером до I см. Слой дает весьма устойчивый выход..	0,35
	Содержание P_2O_5 - 5,56; CaO - 8,00 %; MgO - 0,90 %.	
8.	Алевролит зелено-серый, глинистый, с фосфатными конкрециями. Конкреции черного цвета размером до 2-3 см, неправильной формы	0,25
	Содержание P_2O_5 - 3,26 %; CaO - 7,20 %; MgO - 1,40 %.	
9.	Аргиллит зелено-серый	0,40
10.	Алевролит глинистый, с карбонатными конкрециями, редкими, но крупными, до 10-15 см. На нижней поверхности крупные рельефные следы илоедов	0,30
11.	Аргиллиты зелено-серые	0,5
12.	Конкреционный прослой известняка с весьма неровной нижней поверхностью	0,10
13.	Алевролиты зелено-серые	0,30
14.	Аргиллиты темно-зелено-серые, с примесью алевритистого материала, хорошо выдержанные, тонкоплитчатые. В нижней части прослой известняка с зернами фосфорита, редкими и мелкими	0,75
	Содержание P_2O_5 - 1,54 %; CaO - 26,00; MgO - 1,60 %.	
15.	Алевролиты красно-бурые, дающие в обнажении хороший уступ..	0,4
16.	Аргиллиты красно-бурые, переслаивающиеся с известняками и аргиллитами зелено-серого цвета	0,50
17.	Алевролиты красно-бурые	0,35
18.	Алевролиты красно-бурые, глинистые, переходящие к низу слоя в аргиллиты, с редкими фосфатными зернами	0,20
	Содержание P_2O_5 - 5,2 %; CaO - 10,30 %; MgO - 2,60 %.	
19.	Переслаивание красно-бурых и зелено-серых аргиллитов и известняков с резко переменной мощностью	0,40
20.	Аргиллиты красно-бурые с прослоями известняков и зеленого фосфатного песчаника. Известняк в интервале 0,25-0,27 м от кровли слоя. Прослой фосфатного известковистого песчаника с зернами фосфорита в интервале 0,70-0,75 м	2,5
	Содержание P_2O_5 - 8,50 %; CaO - 30,00 %; MgO - 1,60 %.	
21.	Алевролиты светло-серые, в низах интервала более глинистые, раскалывающиеся на кусочки, а не на тонкие слойки. В алев-	

- ролитах прослой известняка в интервале 5–10 см от кровли
слоя, а также конкреции 1,10
22. Аргиллиты зелено-серые, листоватые с конкрециями .. 1,7
23. Алевролиты относительно крупные, зеленовато-серые, хорошо
выдержанные и прослеживающиеся в обнажении, с редкими фос-
фатными гальками 0,10
Содержание P_2O_5 - 6,87 %; CaO - 12,0; MgO - 1,70 %.
24. Гравелиты красно-бурые. Порода сложена ими практически це-
ликом; наряду с гравийными зернами, встречаются и гальки
размером в несколько, а в нижней части слоя до 10–12 см ...
..... 0,80
Содержание P_2O_5 - 10,57 %; CaO - 19,90 %; MgO - 0,30 %.
25. Аргиллиты красно-бурые с фосфатными зернами и редкими, но
крупными (до 3 см) гальками кварца 0,08
Содержание P_2O_5 - 2,56 %; CaO - 4,20 %; MgO - 3,00 %.
26. Гравелит, переходящий в мелкогалечный конгломерат, красно-
бурого цвета. Галька фосфатная и кварцевая, карбонатная.
Цементирующая масса - глинисто-карбонатная 0,10
Содержание P_2O_5 - 8,96 %; CaO - 20,50; MgO - 1,40 %.
27. Аргиллит красно-бурый с мелкой фосфатной галькой. На грани-
це с нижележащим слоем гравелитов - галечка более крупная..
..... 0,10
28. Алевролиты зелено-серые с красно-бурыми пятнами, с глауко-
нитом, с более плотными карбонатсодержащими конкрециями, с
мелкой галечкой черных фосфоритов, весьма редкой .. 0,15
Содержание P_2O_5 - 5,82 %; CaO - 9,60 %; MgO - 1,35 %.
29. Аргиллиты зелено-серые, тонкоплитчатые 1,08
Слой 2–23 м относим к криволуцкому ярусу, а начиная с 24
(и более высокие) - к чертовскому горизонту мангазейского яруса.

Полная суммарная мощность отложений криволуцкого и мангазейского ярусов в бассейне среднего и нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски, по данным А.Т. Стулова и других работающих здесь геологов, определяется не более чем в 90 м.

Как видно из изложенного, в разрезе фосфатоносных отложений среднего ордовика мало выдержанных горизонтов. В то же время сама фосфатоносная толща (усть-столбовая свита) выделяется в разрезе весьма четко. Нижняя граница ее проводится по смене средне-

крупнозернистых сахаровидных песчаников байкитской свиты чуньского яруса мелкозернистыми серыми песчаниками или зеленовато-серыми аргиллитами криволучского яруса. Верхняя граница свиты также четко ограничивается кровлей красноцветной (или пестроцветной) пачки плохо отсортированных глинисто-песчаных или глинисто-гравелистых (до конгломератных) пород, относимых к чертовскому горизонту мангазейского яруса, с зеленоцветными аргиллитами и известняками более верхних горизонтов мангазейского яруса. Одним из наиболее выдержанных горизонтов в разрезе фосфоритоносных отложений является именно завершающая пестроцветная пачка пород чертовского горизонта.

Пласты фосфоритов в разрезе толщи достигают мощности 2 м, но значительно чаще она не превышает первых десятков или даже единиц сантиметров.

Прежде чем перейти к характеристике вещественного состава фосфоритов, следует определить, что именно следует понимать под этим термином. Геологический словарь /1973/ определяет фосфориты как горные породы, более чем на 50 % сложенные фосфатами кальция группы апатита. Нижний предел содержания P_2O_5 в фосфорите составляет 18 %. Это петрографическое определение термина, рассматривающего фосфорит как горную породу.

Однако фосфорит — не только горная порода, но и руда для получения фосфора и фосфорных удобрений. И в этом случае ему нередко дается и иное определение. Так, в работе "Фосфориты и апатиты Сибири" /1980/ он определен как осадочная горная порода, содержащая более 5 % P_2O_5 . Именно такое толкование термина "фосфорит" наиболее широко принято в практике.

Широко известные ракушечные фосфориты Прибалтики содержат 6-7 % P_2O_5 , желваковые фосфориты Русской платформы и Казахстана II-12 % P_2O_5 . В работе "Геология месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков" /1980/ нижний предел содержания P_2O_5 в фосфорите указан равным 12 %. Такое определение нам кажется неудачным, поскольку оно не является ни строго петрографическим, ни экономическим. Мы придерживаемся приведенного выше определения, которое было дано авторами работы "Фосфориты и апатиты Сибири" /1980/.

Фосфориты среднего ордовика бассейна р.Подкаменной Тунгуски могут классифицироваться по двум основаниям: по типу фосфатного материала и по типу вмещающей этот материал породы.

В первом случае могут быть выделены фосфориты ракушечные, зернистые и смешанные (ракушечно-зернистые), во втором — известковые, песчаные, гравелитовые и конгломератовые. Ракушечные фосфориты сложены остатками фосфатных раковин, главным образом, беззамковых брахиопод, зернистые — зернами, представляющими большей частью кластический нефосфатный материал в фосфатном цементе. Поскольку фосфатный материал редко бывает в породе преобладающим, петрографию фосфоритов дадим по составу нефосфатной части породы.

Известковые фосфориты встречаются относительно редко. Они образуют маломощные (I0—I5) слои в нижней части кривошунского яруса, в частности на Гурьевском месторождении (проявлении), а также в обнажении правого берега р.Подкаменной Тунгуски, в 7 км ниже устья р.Юдолмо (в 5 км выше с.Кузьмовка). В обоих случаях кальцит в породе преобладает. На Гурьевском месторождении он цементирует фосфатные зерна, обломки раковин и многочисленные зерна кварца. При этом материал фосфатных зерен и цемента совершенно различен. Фосфатные зерна имеют размер до 5—8 мм. Некоторые из них сложены почти полностью тонкозернистым фосфатным материалом, отдельные частицы которого неразличимы. В этой абсолютно преобладающей фосфатной массе в небольшом количестве содержатся мелкие (в основном сотые доли миллиметра) частицы слюды, кварца, карбоната. Размер зерен двух последних минералов достигает 0,1 мм. В других случаях зерна кварца алевритовой размерности (до 0,1 мм), а также сильно измененного глауконита, слюды, часто карбоната буквально переполняют породу. Иногда в зернах встречаются остатки фосфатизированной фауны. Материал, заполняющий пространство между фосфатными зернами, сложен в основном крупнозернистым кальцитом с размером зерен — от десятых долей до 1 мм и более; иногда пойкилитовый. Содержит очень редкие проблематичные остатки фауны кальцитового и фосфатного составов. Размер фосфатных раковин достигает 2 мм.

В большем количестве содержатся зерна кварца. Они в большинстве своем песчаные, средне- и крупнозернистые, полуокатанные, в отличие от алевритового размера их в составе фосфатных зерен. Преобладающий размер зерен кварца — 0,35 мм.

В проявлении между устьем р.Юдолмо и с.Кузьмовка порода имеет качественно иной состав. Среди карбонатного материала ин-

тенсивно развиты или преобладают сложенные кальцитом остатки ископаемых; содержится примесь зерен кварца алевритового состава. Фосфатный материал представлен остатками фауны, имеющей обычно меньшие размеры, чем кальцитовые реликты.

Химический состав (табл. I) подтверждает, что ведущими компонентами породы являются кальцит, кварц, фосфат. Содержание P_2O_5 в известковых фосфоритах составляет в образцах 9,37-5,96 %.

Таблица I

Химический состав известкового фосфорита, %

Компонент	Обр. I004I	Обр. I0I95
SiO ₂	25,00	20,00
Al ₂ O ₃	5,10	2,80
TiO ₂	0,28	0,10
Fe ₂ O ₃	1,10	-
FeO	1,18	1,01
CaO	33,00	40,50
MgO	0,60	0,65
MnO	0,60	0,66
Na ₂ O	0,25	0,36
K ₂ O	0,56	0,41
P ₂ O ₅	5,96	9,37
CO ₂ [*]	24,22	21,30
П. п. п.	26,24	24,52
Сумма	99,87	100,38

Примечание. * В сумму не входит. Обр. I004I - правый берег Подкаменной Тунгуски, в 50 км выше с. Кузьмовка; обр. I0I95 - Гурьевское месторождение (проявление), правый берег р. Подкаменной Тунгуски, в 300 м ниже устья руч. Гуриловский.

Песчаные и гравелитовые фосфориты занимают среди фосфатосодержащих пород среднего ордовика бассейна р. Подкаменной Тунгуски ведущее место.

Рассмотрим петрографический состав песчаных фосфоритов из нижней части разреза кривошунского яруса правого берега р. Подка-

менной Тунгуски в 7 км ниже ключа Белого (в 26 км ниже с. Кузьмовка). Терригенный нефосфатный материал в породах представлен исключительно кварцем. Зерна его обычно плохо окатаны, часто регенерированы. Структура породы в пределах фосфатноносного пласта неодинакова. В самой нижней части пласта порода очень плохо отсортирована. Крупноалевритовые и мелкопесчаные зерна соседствуют со средне- и крупнопесчаными (обр. I0064). Фосфатный материал представлен почти исключительно обломками раковин. Несколько выше песчаный материал почти полностью среднезернистый; алевритовые зерна отсутствуют (обр. I0065). Еще выше (обр. I0066) кварцевый материал почти полностью крупнозернистый. Характерно, что он наиболее богат фосфором (табл. 2). Вверх по разрезу этот крупнозернистый материал сменяется средне-крупнозернистым, и содержание P_2O_5 здесь падает. Наряду с биогенным фосфатным материалом, присутствуют фосфатные зерна размером до 3 мм. В их составе мелкие алевритовые зерна кварца сцементированы фосфатным цементом.

В цементе породы постоянно присутствует кальцит и в значительном количестве — окислы железа. Химический состав фосфоритов данного разреза приведен в таблице 2. Обращает на себя внимание повышенное содержание в них железа.

Крупнозернистые и гравелитовые фосфориты рассмотрим на примере пласта фосфоритов в верхней части криволучского яруса района Перевалочной базы.^ж Они описаны здесь Е. П. Марковым и Ю. Н. Заниным /1979/. Макроскопически эти фосфориты представляют собой плотные породы черного цвета, сложенные кварцевыми и фосфатными зернами. Размер кварцевых зерен достигает нескольких миллиметров, фосфорных — до 1–2 см, т. е. мелкогалечной величины. В небольшом количестве (первые проценты) присутствуют обломки фосфатных раковин. В большинстве фосфатные зерна имеют размер в пределах 0,5–2 мм. Фосфат в зернах в поляризационном микроскопе выглядит колломорфным. Электронно-микроскопические снимки его показывают радиально-лучистую ультрамикроструктуру. Фосфатные кристаллы в различной степени удлинены и характеризуются плотной упаковкой. В одних случаях они хорошо окристаллизованные, короткопризматические, сравнительно правильной формы, в других — лейстовид-

^ж В ряде работ данные отложения предположительно отнесены к чертовскому горизонту мангазейского яруса.

Таблица 2

Химический состав песчаных фосфоритов, %
 Правый берег р.Подкаменной Тунгуски,
 в 26 км ниже с.Кузьмовка /Занин и др., 1983/

Компо- ненты	Номер образца и высота отбора от подошвы слоя, м						
	I0065	I0066	I0067	I0068	I0069	I0070	I0071
	0,25	0,65	1,00	1,30	1,55	1,75	1,85- 1,95
SiO ₂	67,00	64,00	61,00	67,00	72,00	72,00	59,00
Al ₂ O ₃	4,40	5,20	2,40	1,45	0,90	1,35	2,30
TiO ₂	0,20	0,24	0,16	0,28	0,02	0,22	0,35
Fe ₂ O ₃ * ‡	5,30	9,50	5,40	5,80	3,50	2,10	9,40
CaO	11,00	10,00	16,40	13,70	11,80	12,20	14,70
MgO	0,75	0,40	0,10	0,40	0,20	отс.	0,20
MnO	0,15	0,15	0,20	0,40	0,20	0,12	0,25
Na ₂ O	0,13	0,15	0,19	0,15	0,15	0,15	0,19
K ₂ O	0,11	0,16	0,10	0,11	0,11	0,10	0,15
P ₂ O ₅	5,71	7,44	9,48	6,43	6,55	10,25	11,24
CO ₂ ‡	2,66	0,53	5,32	3,19	3,19	0,53	2,66
П.п.п.	5,78	3,68	4,88	6,06	5,50	2,10	2,54
Сумма	100,53	100,92	100,31	101,78	100,93	100,59	100,32

* Железо общее. ‡ В сумму не входит.

ные, интенсивно удлиненные, без четких граней, неправильных очертаний.

По составу фосфатные зерна могут быть подразделены на относительно мономинеральные и фосфатно-песчаные. Песчаный материал в составе последних представлен исключительно кварцем размером 0,1-0,25 мм. Размер же кварцевых зерен в промежутках между фосфатными, как правило, крупнее входящих в состав последних и изменяется от 0,3-0,35 мм до 1,5-2 мм. Кварцевые зерна в основном окатаны плохо, часто наблюдается их регенерация.

Химические анализы фосфоритов участка Перевалочная база в печати уже приводились /Марков, Занин, 1979; Занин и др., 1983/. В табл.3 даны дополнительные анализы по полному пересечению плас-

да в месте выхода его на поверхность в нижней части склона левого берега р.Подкаменной Тунгуски, в 35 м выше устья руч.Белого. Содержание P_2O_5 по отдельным пробам колеблется от 13,1 до 20,4 %; по ранее приведенным данным оно составило 12,02–23,99 %. Фосфориты в данном разрезе выветрелны, что особенно заметно в верхней его части, где существенно понижено содержание как фосфора, так и кальция. По пробе 34п, отобранной в самой верхней части разреза, где фосфорит по визуальной характеристике выветрен наиболее сильно и почти полностью дезинтегрирован, содержание окиси кальция недостаточно, чтобы связать весь фосфор в карбонатапатит, и следует ожидать присутствия здесь алюмо- или железо-фосфатных минералов. Железо в фосфоритах первично было связано главным образом с пиритом, который постоянно присутствует в невыветрелых или слабо выветрелых их разновидностях. В свежих фосфоритах участка Перевалочная база /Марков, Занин, 1979/ содержание окиси железа не превышает 2 %.

Проба 50п, характеризующая пиритную конкрецию из подстилающих фосфориты отложений, содержит и заметное (7,6 %) количество пентоксида фосфора.

Конгломератовидные фосфориты встречаются в наиболее типично выраженном виде в бассейне р.Столбовой в отложениях чертовского горизонта мангазейского яруса^ж. Эти отложения представлены здесь пачкой плохо отсортированных пород, в которой галька и гравийные зерна заключены в аргиллитовый и алевролитовый субстрат. Содержание гравийных зерен может быть очень высоким, и порода в этом случае переходит в гравелит. Размер галек достигает 10–12 см, отнесены могут быть они к полукатанным, состав их также сложный. Они представляют собой большей частью зернистый фосфорит, в котором зерна фосфатно-кварцевого состава заключены в карбонатный материал, включающий также зерна кварца. Как и ранее, размер кварцевых зерен внутри фосфатных (алевролитовый или мелкозернистый песчаный) значительно меньше, заполняющих (вместе с карбонатом) пространство между фосфатными (крупнозернистый и гравелитовый, до 2,5 мм). Размер фосфатных зерен в гальке – до 5 мм. Обломки фосфатных раковин содержатся лишь в некоторых зернах. Химический состав галек этого типа приведен в табл.4, обр.10132, 10133.

^ж Не исключена корреляция данных отложений с пластом фосфоритов участка Перевалочная база.

Таблица 3

Химический состав песчано-гравелитовых фосфоритов
участка Перевалочная база, %

Компо- ненты	Номер образца и интервал от кровли пласта, м						
	34п	35п	36п	37п	39п	48п	50п
	0-0,2	0,2-0,3	0,3-0,7	0,7- 0,85	0,85- 1,14	1,14- 1,49	1,50- 1,60
SiO ₂	56,00	56,00	53,00	48,00	50,00	40,00	35,00
Al ₂ O ₃	6,20	1,20	1,50	2,65	2,40	2,85	1,70
TiO ₂	0,34	0,28	0,38	0,35	0,56	0,48	0,20
Fe ₂ O ₃ ^ж	3,75	2,50	2,40	2,70	2,60	3,10	18,70
CaO	14,40	17,70	20,30	22,50	21,30	26,50	9,90
MgO	0,85	4,25	0,75	0,80	0,80	0,95	0,45
MnO	0,28	0,38	0,38	0,38	0,44	0,44	0,16
Na ₂ O	0,24	0,25	0,25	0,28	0,27	0,33	0,18
K ₂ O	1,21	0,34	0,38	0,50	0,47	0,50	0,30
P ₂ O ₅	13,1	14,4	16,0	18,05	16,7	20,4	7,6
CO ₂	0,83	0,58	1,10	1,10	1,16	0,66	0,33
SO ₃	Не обн.	0,36	1,29	0,52	0,43	Не обн.	23,8
F	1,17	1,26	1,50	1,49	1,39	1,87	0,69
H ₂ O ⁺	2,01	0,96	0,95	1,10	1,32	1,64	2,38
H ₂ O ⁻	0,60	0,52	0,42	0,34	0,30	0,60	0,76
Сумма I	100,98	100,98	100,60	100,76	100,14	100,32	102,15
0 соотв. F	0,49	0,53	0,63	0,62	0,58	0,79	0,29
Сумма II	100,49	100,45	99,97	100,14	99,56	99,53	101,86

^ж Железо общее.

Встречаются гальки и иного состава, в которых песчано-алевритовые фосфатные зерна сцементированы глинистым материалом с высоким содержанием окислов железа, а также сложенные зернами кварца в фосфатно-железистом цементе, не содержащие в своем составе индивидуализированных фосфатных зерен. Мы рассматриваем гальки чертовского горизонта как продукты разрушения и переотложения пород криволуцкого яруса - главным образом его верхней части, но иногда и нижней.

Таблица 4

Химический состав фосфоритных и фосфатсодержащих галек чертовского горизонта, р. Столбовая, %

Компоненты	IOI32	IOI33	IOI34	IOI35	IOI35 ^a
SiO ₂	51,00	49,00	53,00	54,00	21,00
Al ₂ O ₃	3,50	3,10	15,45	12,60	5,60
TiO ₂	0,28	0,18	1,37	0,76	0,22
Fe ₂ O ₃	5,87	5,22	4,96	4,12	1,64
FeO	0,57	0,89	3,31	2,53	1,78
CaO	21,50	22,00	10,20	10,20	30,50
MgO	0,50	0,85	1,50	1,35	0,45
MnO	0,36	0,24	0,26	0,20	0,20
Na ₂ O	0,22	0,25	0,13	0,18	0,28
K ₂ O	0,31	0,38	1,78	2,75	1,00
P ₂ O ₅	14,35	11,10	3,88	5,64	24,70
CO ₂ [*]	2,66	3,73	3,19	3,19	3,19
П.п.п.	2,48	7,90	7,68	7,50	4,00
Сумма	100,94	101,11	100,82	101,83	-

* В сумму не входит.

Фосфоритные гальки встречаются не только в отложениях чертовского горизонта. Как было отмечено выше, они наблюдаются и в верхней части криволучского яруса, а изредка и в более низких горизонтах. Так, в алевролитах нижней части криволучского яруса (но не в самом его основании) в разрезе ниже устья р. Юдолмо, а также на Гурьевском месторождении (проявлении) нам встречались тонкие прослой фосфоритных галек в алевролите. Мощность слоя их 1–2 см, и таковы же максимальные размеры галек, среди которых встречаются и гравийные зерна. Практически все гальки располагаются в породе в один слой. Степень их окатанности хорошая, форма плоская, удлиненная, состав в шлифах весьма однороден. Они сложены очень мелкими (0,01–0,05 мм) зернами кварца, сцементированного глинисто-фосфатным материалом с небольшой примесью карбоната. Соотношение кварца и фосфата в зернах колеблется очень сильно (табл. 4, обр. IO034, IO035, IO035^a). Обращает на себя внимание

высокое содержание фосфора в обр. 10035^a - 24,7 %. Интересно отметить, что подобная фосфористая галька ("зерна") встречается и в составе более крупных галек чертовского горизонта р. Столбовой, иногда и в самой нижней части криволучского яруса.

Бассейн р. Ангары

В бассейне р. Ангары были изучены фосфатоносные отложения криволучского яруса в 2,2 км ниже с. Рожкова. Здесь в левом борту долины реки вскрывается разрез, самая нижняя часть которого условно относится к чуньскому ярусу (бадарановская свита). Нижняя граница криволучского яруса (мамьрокая свита) также условно проводится по появлению в породе заметного количества фосфатных раковин. Породы в обнажении моноклинально падают с северо-запада на юго-восток, так что наиболее низкие слои обнажены в более низко расположенной по течению реки части обнажения.

Мощность, м

- | | | |
|----|---|------|
| 1. | Алевролит глинистый, темно-серый, с песчано-карбонатными овальными конкрециями размером от 5 до 20 см. Конкрекции зональные, внутренние части их более карбонатные, часто с фауной, подчеркнутой образованиями крупнокристаллического кальцита. Во внутреннем ядре конкреции наблюдается сеть кальцитовых прожилков толщиной до 0,5-0,7 см, не пересекающих её внешнюю оболочку | I |
| 2. | Аргиллит зелено-серый, горизонтально-слоистый ... | 0,15 |
| 3. | Алевролиты зелено-серые, с песчано-карбонатными уплотненными конкрециями до 40 см в диаметре. Внутренняя часть песчаная с кальцитовыми прожилками, а внешняя - карбонатная; иногда включения фосфатных раковин | I,2 |
| 4. | Песчаники зелено-серые, мелкозернистые, слоистые, с четкой слоистостью, с трещинами усыхания | 0,6 |
| 5. | Алевролиты зелено-серые, близкие к мелкозернистым песчаникам | 0,35 |
| 6. | Песчаник зелено-серый, тонкоплитчатый, мелкозернистый, интенсивно кальцитизированный | 4,10 |
| 7. | Песчаник с битым ракушняком и карбонатными конкрециями. Порода в слое имеет желтый цвет, размер отдельных фрагментов | |

- ракушняка — первые миллиметры. В слое — многочисленные карбонатные конкреции, уплотненные или неправильной формы; размер уплотненной конкреции в поперечнике до 15 см при мощности в 2–3 см. Сами конкреции ракушняка не содержат. Этот слой условно принят за основание криволуцкого яруса мамырской свиты 0,07
- Содержание P_2O_5 — 3,58 %; CaO — 28,50; MgO — 10,40 %.
8. Аргиллиты зелено-серые 0,03
9. Песчаник мелкозернистый, зелено-серый, переходящий постепенно вверх в алевролиты 0,25
10. Алевролиты зелено-серые, с фрагментами крупных цефалопод (до 25 см в поперечнике) 2,9
- II. Песчаники зелено-серые, мелкозернистые, плотно сцементированные, карбонатные, в самой верхней части обогащены детритом черного цвета; верхний и нижний контакты этого прослоя довольно резкие 0,8
- Содержание P_2O_5 — 1,95 %; CaO — 6,50 %; MgO — 3,95 %.
12. Алевролит глинистый зелено-серый, непрочный 0,8
13. Песчаник мелкозернистый, зелено-серый, в нижней части — конкреции размером до 0,3 м. Характерным является наличие среди песчаников прослоев, содержащих битую ракушку. Обогащенная детритом зона находится в интервале 1,6–2,4 м от подошвы слоя. Представляет собой чередование маломощных слоев алевролита (мощность — 0,5–1 см) и песчаника с детритом 3,7
- По обогащенным детритом прослоям среднее содержание P_2O_5 — 5,07 %; CaO — 11,39 %; MgO — 2,55 %.
14. Мощная пачка алевролитов зелено-серых, слоистых с тонкими прослоями зелено-серых, мелкозернистых песчаников горизонтально-слоистых с песчано-карбонатными конкрециями. В интервале 10–15 см от подошвы слоя — конкреция с детритом и галькой фосфоритов 4,5
- В составе конкреции содержание P_2O_5 — 5,36 %; CaO — 16,50%; MgO — 4,70 %.
15. Пачка сравнительно плотно сцементированного песчаника с линзами аргиллитов, с детритом 0,60
16. Переслаивание глинистых алевролитов, переходящих в аргилли-

- Мощность, м
- ты, с мелкозернистыми песчаниками 6
17. Песчаники мелкозернистые серые, горизонтально-слоистые, тонкоплитчатые. В нижней части - прослой песчаника мощностью 3-3,5 см, интенсивно насыщенный фосфатными обломками. Местами в фосфатном песчанике встречаются кальцитизированные остатки фауны 0,75
В песчанике с детритом содержание P_2O_5 - 7,84 %; CaO - 11,40 %; MgO - 1,30 %.
18. Алевролиты песчанистые, серые с линзами аргиллитов .. 0,45
19. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, горизонтально и косослоистые, дающие хороший выход. Местами наблюдается тонкий детрит 1,0
В одном из детритовых прослоев содержание P_2O_5 - 24,22 %; CaO - 30,50 %; MgO - 0,40 %.
20. Продолжение чередования алевролитов с относительно маломощными прослоями песчаников. Плотносцементированные песчаники с детритом в интервале 1,60-1,65 м от подошвы слоя 3,6
В песчанике с детритом содержание P_2O_5 - 6,15 %; CaO - 17,8 %; MgO - 4,40 %.
21. Аргиллиты темно-серые, однородные, непрочные 0,6
22. Алевролиты зелено-серые, переслаивающиеся с аргиллитами и песчаниками. Для пород характерна смешанность состава. Встречаются песчано-карбонатные конкреции, в некоторых случаях содержащие в средней части остатки детрита .. 0,40
23. Фосфоритовый слой, залегающий на неровной поверхности подстилающих песчаников, представлен массовым скоплением крепких обломков лингул (и целых их экземпляров) в песчаном материале, причем детритная составляющая является преобладающей. Слой имеет характерный бурый оттенок и хорошо выделяется. Мощность пласта колеблется в пределах 5-7 см. Как фосфоритовый слой он прослеживается неповсеместно. В обнажении он наблюдается на расстоянии 30-40 м и в одном направлении (вниз по падению) уходит под наносы, а в другом - фосфатные раковины в нем исчезают почти полностью. Содержание P_2O_5 - 10,77 %; CaO - 33,50 %; MgO - 1,50.

24. Песчаник мелкозернистый серо-зеленый, плотно сцементированный, с редким детритом. Образует тонкий, но хорошо выраженный выход 0,05
25. Алевролиты зелено-серые, с пропластками слабосцементированных, мелкозернистых песчаников 1,22
Содержание P_2O_5 - 1,26 %; CaO - 3,65 %; MgO - 2,67 %.
26. Фосфоритовый прослой, представленный песчаником с довольно высоким содержанием фосфатных раковин. Прослежен он на несколько десятков метров. Обломки раковин крупные (до 0,5-1 см) расположены беспорядочно. Мощность колеблется в пределах 0,05-0,07
Содержание P_2O_5 - 9,25 %; CaO - 19,80 %; MgO - 4,30 %.
27. Пачка часто переслаивающихся алевролитов, аргиллитов и песчаников. Мощности слоев - 0,5-0,2 м. В песчаниках обломки детрита, повышенное содержание которых отмечено в нижней части слоя 2,10
28. Пачка переслаивающихся песчано-алеврито-глинистых пород. В песчаниках небольшое количество детрита 0,9
29. Аргиллиты красно-бурые 0,04
30. Песчаники розовые, близкие к алевритам, тонкоплитчатые, разрушенные на мелкие обломки с линзами зелено-серых карбонатных конкреций 2
31. Перерыв в обнажении, оцениваемый в несколько метров.
32. В небольшой ложбине вскрывается разрез красноцветных отложений - переслаивающихся алевролитов, аргиллитов, песчаников 8
33. Перерыв в обнажении, величина которого не ясна. Она может быть оценена в первые десятки метров.
34. Завершающая (в данном обнажении) разрез мамырской свиты пачка песчаников розовых и зеленовато-серых, переслаивающихся с красноцветными алевролитами и аргиллитами. Характерны косослоистость пород, невыдержанность пластов по мощности и составу, быстрое их выклинивание. Фосфатный материал в данной части разреза не встречен 10,82
Полная мощность мамырской свиты в районе, в состав которой наряду с отложениями кривоулицкого яруса включаются и породы нижней части мангазейского, составляет, по данным геологической съемки, 320-350

Как видно из приведенного описания, фосфатный материал в разрезе отложений встречается часто, но он, как правило, рассеян. Более богатые обособления образуют линзы или тонкие прослойки мощностью не более 5–8 см.

Среди фосфоритсодержащих пород мамырской свиты по типу фосфатного материала выделяются исключительно ракушечные фосфориты, а по нефосфатной составляющей – песчаные и песчано-известковые, содержащие более 15 % кальцита.

Песчаные фосфориты, содержащие также примесь алевроитового материала, слагаются в массе зернами кварца размером от 0,08 до 0,20 см, от угловатых до полуокатанных, часто регенерированных. Раковины фосфатных брахиопод или их обломки, за исключением единичных случаев, занимают подчиненное положение; размер их колеблется от I до 15 мм. Они часто окатаны или полуокатаны, сложены скрытокристаллическим фосфатом. Цемент породы глинисто-карбонатный с примесью гидроокислов железа. Количество глинистого и карбонатного материала различно; первый всегда занимает тем не менее подчиненное положение по отношению к терригенному, а количество карбоната иногда сопоставимо с содержанием кварца или даже превышает его. Карбонатный материал в основном тонкокристаллический, но иногда и крупнокристаллический.

Химический состав фосфоритов приведен в таблице 5. Как видно, содержание фосфора достигает значительной величины, превышая иногда 20 %, но следует иметь в виду, что мощности слоев и линз таких фосфоритов, как правило, очень малы.

Сравнивая фосфатоносные отложения бассейнов рек Ангары и Подкаменной Тунгуски, можно акцентировать внимание на следующих их различиях:

1. Существенные различия мощностей фосфатоносных отложений. Если на р.Ангаре мощность отложений только криволуцкого и нижней части мангазейского ярусов определяется в 320–350 м, то в бассейне р.Подкаменной Тунгуски полная мощность этих ярусов не превышает в рассматриваемом районе 90 м, местами сокращаясь еще более.

2. Разрез криволуцкого и нижней части мангазейского ярусов на р.Ангаре представлен исключительно терригенными породами, в то время как на р.Подкаменной Тунгуске в нем встречаются и известняки.

Химический состав ракушняковых фосфоритов Криволукского яруса.
(Обнажение на левом берегу р. Ангары, 2,2 км ниже с. Рожкова.)

Таблица 5

№ п/п	№ пробы	С о д е р ж а н и е, %												
		CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма					
10269	3	35,00	8,20	0,84	5,00	20,50	4,20	1,58	0,65	1,03	4,72	15,76	18,30	100,02
10282	14	42,00	8,90	0,50	4,10	16,50	4,70	0,60	0,35	1,08	5,36	11,71	16,44	100,53
10284	17	64,00	7,70	0,20	2,00	11,40	1,30	0,20	0,65	1,33	7,84	1,49	4,72	101,34
10285	19	20,00	2,45	0,50	8,40	30,50	0,40	0,42	0,33	0,19	24,22	0,42	13,32	100,73
10286	20	46,00	6,30	0,72	3,30	17,80	4,40	0,62	0,25	0,91	6,15	11,29	14,70	101,15
10290	23	24,00	8,30	0,36	2,30	33,50	1,50	0,60	0,43	1,22	10,77	13,31	17,24	100,22
10293	26	44,00	5,77	0,60	3,15	19,80	4,30	0,51	0,33	0,72	9,25	7,19	12,66	101,09
10297	28	68,00	4,60	0,54	1,10	9,55	2,40	0,34	0,33	0,60	4,90	5,11	8,76	101,12
10298	28	49,00	6,80	0,42	1,30	17,80	3,00	0,40	0,48	1,0	10,07	5,96	10,50	100,77

Железо общее. В сумме не входит.

3. На р. Ангаре состав фосфатов исключительно ракушечный, тогда как на р. Подкаменной Тунгуске он зернистый и ракушечно-зернистый; роль ракушечного материала в последнем случае явно уменьшается в направлении на восток.

4. Существенно различными являются имеющиеся материалы по фосфатности этих районов. Перспективы промышленной фосфатности в бассейне р. Подкаменной Тунгуски оцениваются в целом высоко /Занин и др., 1983/, а на р. Ангаре, в рассматриваемом районе, пластов фосфоритов сколько-нибудь существенной мощности не выявлено.

Указанные различия определяются в первую очередь палеогеографической и палеотектонической обстановкой фосфатонакопления. Значительно большие скорости осадконакопления в бассейне р. Ангары по сравнению с районом р. Подкаменной Тунгуски, большие мощности отлагавшихся в первом случае терриген-

ных осадков приводили к разубоживанию накопивавшегося здесь фосфатного материала, что заставляет рассматривать этот район потенциально менее перспективным.

Вопрос о причинах различий типов фосфоритов в указанных двух регионах далеко не ясен. В.Л.Либрович /1957/ указывал, что широкое развитие фосфатных лингул в западной части Иркутского амфитеатра связано с некоторым распреснением здесь морского бассейна в результате привноса пресных вод с континента. Этот вывод отвечает и рассматриваемому району. Мощность среднеордовикских отложений здесь одна из наиболее высоких применительно ко всему амфитеатру, что было предопределено значительным привносом материала с области суши — и соответственно притоком пресных вод, что касается, очевидно, всей западной части амфитеатра.

В то же время природа первичных фосфатных зерен, широко развитых в бассейне р.Подкаменной Тунгуски, затуманена. Как показывают электронные фотографии, материал здесь перекристаллизован скорее всего в процессах катагенеза. Возможно, солевой режим бассейна был здесь более близок к нормально-морскому, что и определило иной путь осаждения фосфора — хемогенный или микробильный.

Основные выводы

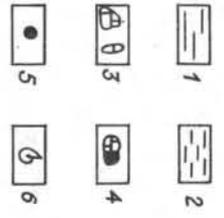
1. Фосфатносные отложения бассейнов средних течений рек Ангара и Подкаменной Тунгуски характеризуются определенными различиями мощностей, состава пород, типов фосфоритов. Эти различия определяются в первую очередь большими мощностями развитых в бассейне р.Ангара терригенных отложений и соответствующим разубоживанием фосфатного материала, что заставляет сделать вывод о меньшей потенциальной перспективности данного района.

2. Подтверждается сделанный ранее В.Л.Либровичем вывод о преимущественной приуроченности лингулового фосфатного материала к распресненным частям бассейна в западной части Иркутского амфитеатра.

3. Остается открытым вопрос о генезисе зернистых фосфоритов в бассейне р.Подкаменной Тунгуски в связи с выявленной перекристаллизацией (как следует думать, в катагенезе) первичного фосфата.

Литература

- ГЕОЛОГИЯ месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков. М.: Недра, 1980. 247 с.
- ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ словарь. М.: Недра, 1973, т.П. 391 с.
- ГИММЕЛЬФАРБ Б.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М.: Недра, 1965. 307 с.
- ДОМИНИКОВСКИЙ В.Н., ЛИБРОВИЧ В.Л. О закономерностях распределения ордовикских фосфоритов в южной части Сибирской платформы. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. т.П, М.: Изд-во АН СССР, 1959, с.202-220.
- ДОМИНИКОВСКИЙ В.Н., ЛИБРОВИЧ В.Л. Типы мелководных фосфоритоносных отложений среднего ордовика Иркутского амфитеатра. - Разведка и охрана недр, 1957, № 8, с.6-10.
- ЗАНИН Ю.Н., МАТУХИНА В.Г., МАРКОВ Е.П. и др. Лено-Тунгусский фосфоритоносный бассейн. - В кн.: Месторождения фосфоритов и апатитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с.13-66.
- КРАСИЛЬНИКОВА Н.А. Фосфориты Катангского бассейна. - В кн.: Геология месторождений горно-химического сырья. М.: Госхимиздат, 1959, с.79-106.
- КРАСИЛЬНИКОВА Н.А., СМИРНОВ А.И. Об ордовикских фосфоритах Сибирской платформы. - В кн.: Геология горно-химического сырья. М.: Госхимиздат, 1955, с.127-141.
- ЛИБРОВИЧ В.Л. Литология ордовикских фосфоритоносных отложений Иркутского амфитеатра. - Автореф. канд. дисс... Л., 1957. 18 с.
- МАРКОВ Е.П., ЗАНИН Ю.Н. Зернистые фосфориты ордовика в бассейне р.Подкаменной Тунгуски. - Геол. и геофиз., 1979, № 3, с.100-104.
- ФОСФОРИТЫ и апатиты Сибири. Новосибирск: Наука, 1980. 232 с.



В а л а н ж и н													Готерив		Ярус																	
Н у ж н и й													Верхний		Подъярус																	
Klimovskiensis			astierptychus			ramulicosta			beani			? polyptychus		Нижний	bojarkensis	Зона																
Klimovskiensis			quadrifidus												Подзона																	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	1	2	3	4	5	6	7
Литология																																

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	1	2	3	4	5	6	7
0,6	1,5	3,5	2,5	2,2	1,5	0,8	8	8	8,5	7,1	3,3	13,6	6,7	4,7	7,5	4,2	6,7	4,7	9,4	3,8	5,6	4,7	11,3	7,5	5	5	7,5	5,8	4,5	5	8	10,8

Мощность, м
<i>Tollia (Neotollia) klimovskiensis</i>
<i>Temnoptychites (Temnoptychites) sp. ind.</i>
<i>T. (T.) aff. borealis</i>
<i>Thorsteinssonoceras bulungensis</i>
<i>Euryptychites (Propolyptychites) ex gr. quadrifidus</i>
<i>E. (Pr.) arcticus</i>
<i>E. (Pr.) ex gr. globulosus</i>
<i>E. (Pr.) globulosus</i>
<i>E. (Pr.) quadrifidus</i>
<i>E. (Pr.) aff. quadrifidus</i>
<i>E. (Pr.) stubendorffi</i>
<i>E. (Euryptychites) astierptychus</i>
<i>Siberites cf. ascendens</i>
<i>S. ramulicosta</i>
<i>S. sp. ind.</i>
<i>S. ascendens</i>
<i>Polyptychites (Polyptychites) ex gr. beani</i>
<i>P. (P.) sp. ind.</i>
<i>?Partsehiceras sp. ind.</i>
<i>Buchia sublaevis</i>
<i>B. keyserlingi</i>
<i>B. inflata</i>
<i>Polyptychites (?Dichatomites) sp. ind.</i>
<i>Homoisomites bojarkensis</i>

Распространение аммонитов и бучий по разрезу

Разрез нижнемеловых отложений по реке Литян-Драк (обнажения № 1 и 2)
 I - глина; 2 - аледрит; 3 - карбонатные конкреции; 4 - фосфатно-карбонатные конкреции; 5 - карбо-
 нажно-фосфатные конкреции; 6 - находки биостратиграфически важных видов аммонитов

Ю.И.Богомолов, К.В.Зверев,
О.В.Хоментовский

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО РЕКЕ ТИГЯН-ЮРЯХ (Северо-Восток Хатангской впадины)

Фосфатоносные меловые отложения широко распространены в пределах Хатангской впадины. Однако степень стратиграфического и литологического изучения их, включая фосфатоносность, развитую здесь регионально, во многих районах остается недостаточной. Одним из них является район р.Тигян-Юрях.

В 1984г. группа сотрудников ИГиГ СО АН СССР в составе Ю.И.Богомолова, К.В.Зверева, О.В.Хоментовского и студентов ИГГ НГУ Н.К.Лебедевой и В.Б.Морякина посетила реку Тигян-Юрях с целью изучения разреза нижнемеловых отложений. В задачу работ входило детальное биостратиграфическое расчленение разреза и литологическое изучение, с особым акцентом на анализ его фосфатоносности. К.В.Зверев выполнял литологические исследования; Ю.И.Богомоловым и О.В.Хоментовским проводились палеонтолого-тафономические наблюдения с послынным отбором фауны, Н.К.Лебедева и В.Б.Морякин отбирали пробы на спорово-пыльцевой анализ и микрофауну.

На лабораторном этапе исследования К.В.Зверевым было изучено 170 шлифов с целью выяснения особенностей литологического состава пород, слагающих разрез, и их фосфатоносности; аммониты определялись Ю.И.Богомоловым, двустворчатые моллюски - В.А.Захаровым, гастроподы - А.Л.Бейзелем.

Изученный разрез (рисунок) расположен на правом берегу р.Тигян-Юрях, в 16 км от ее устья и в 1,2 км вверх по течению от устья ручья Чайдах-Сети. Здесь в двух обнажениях вскрываются валанжинские и нижнеготеривские терригенные отложения, прослеживающиеся на расстоянии до полукилометра, в склонах высотой 15-20 м. Породы залегают в крыле антиклинальной складки и падают под углом 20° (аз. пад 215° ю.з.). Ниже по течению реки выходят среднеюрские глины, выше несогласно залегают пески бегичевской свиты (готерив).

Толща по литологическому составу довольно монотонна. В своей нижней части, в обнажении № I, она представлена алевроитистыми глинами темно-серого и серого цвета, с количеством алевроитового

материала до 15 %. Это в основном в различной степени корродированные угловатые обломки кварца и в значительно меньшей степени слюды и полевого шпата. Зерна последних в основной массе сильно выветрелые. Местами алевритистая глина содержит в незначительном количестве карбонатный материал. В глинах часто встречаются небольшие линзы и пятна ярозита с примесью гипса.

Обнажение № 2, вскрывающее верхнюю часть разреза, сложено алевритовой глиной в своей нижней части, переходящей вверх в сильно глинистый алеврит. Снизу вверх по разрезу происходит постепенное возрастание содержания алевритового материала (от 15-20 % до 50-60 %).

Для разреза характерно значительное количество конкреций карбонатного и глинисто-карбонатного состава, карбонатно-фосфатные распространены намного меньше. Размер карбонатных и глинисто-карбонатных конкреций колеблется от 0,1 м до 2,0х0,7 м. Форма их очень разнообразная: от лепешковидной, сигарообразной до фигурной. Карбонатно-фосфатные конкреции шарообразной формы, мелкие, диаметром до 0,05 м.

Общая мощность разреза около 206 м. Ниже дается более подробное его описание (снизу вверх).

О п и с а н и е р а з р е з а

Обнажение № I

Меловая система

Нижний отдел

Валанжинский ярус

Нижний подъярус

Зона *Tollia* (*Neotollia*) *klimovskiensis*

Подзона Т. (N.) *klimovskiensis*

С л о й I.

Глина алевритистая, темно-серая, мелкооскольчатая, с редкими линзочками коричневой глины. Местами встречаются пятна ярози-

та неправильной формы до 0,1 м в поперечнике. По слою рассеяны караваеобразные конкреции глинистого известняка (0,05 м х 0,1 м), в его верхах наблюдаются вертикально расположенные конкреции сигарообразной формы диаметром до 0,025 м и длиной до 0,07 м.

В средней части караваеобразных конкреций незначительное количество фосфата. В конкрециях редкие включения сульфидов до 0,5-1 мм.

Фауна. Аммониты *Tollia* (*Neotollia*) *klimovskiensis* (редко), *T.* (*Neotollia*) *sp. indet.* (очень редко). Белемниты: (очень редко). Двустворчатые моллюски: *Buchia inflata* (очень редко). Брахиоподы: *Rynchonellidae* (*gen. et sp. indet.*) (очень редко).

Видимая мощность слоя 4 м.

С л о й 2.

Глина алевролитовая, темно-серая, мелкооскольчатая. В основании слоя редкие, крупные (0,25х0,3 м), округлые конкреции глинистого известняка с фиолетовым оттенком на поверхности. По слою рассеяны небольшие фигурные карбонатные конкреции (лепешковидные, вертикально вытянутые с поперечными выростами и др.).

В кровле - очень плотные, редкие, шарообразные конкреции диаметром 2-3 см. В них редкие зерна сульфидов до 1 мм.

Фауна. Аммониты: ?*Temnoptychites sp. indet.* (очень редко). Белемниты: (очень редко). Двустворчатые моллюски: *Limatula sp. indet.* (очень редко).

Мощность слоя 1,5 м.

С л о й 3.

Глина алевролитистая, темно-серая с зеленоватым оттенком, от мелкооскольчатой в основании слоя до крупнооскольчатой в кровле. В нижней части слоя изредка встречается ярозит в виде небольших пятен (до 0,1 м) неправильной формы, желтовато-коричневого цвета. По всему слою встречаются конкреции глинистого известняка. В основании - редкие конкреции шарообразной и сигарообразной формы. Последние расположены по всему обнажению перпендикулярно напластованию. С середины слоя и далее вверх до кровли редко встречаются конкреции шарообразной формы диаметром 0,02-0,04 м, темно-серые в средней части и светло-серые, почти белые с поверхности. В этих конкрециях содержится в значительном количестве фосфат (50 %) как в ядре, так и на периферии. В осипи слоя наблюдались крупные караваеобразные карбонатные конкреции (0,35х0,4 м).

Конкреции содержат в небольшом количестве включения сульфидов неправильной или вытянутой формы до 0,5 мм в диаметре и менее.

Фауна. Двустворчатые моллюски: *Buchia* sp. indet. (часто); *Limatula* sp. indet. (часто). Гастроподы: gen. et sp. indet. (часто). Брахиоподы: *Terebratulidae* (gen. et sp. indet) (редко).

Мощность слоя 2,2 м.

С л о й 4.

Глина алевролитистая, темно-серая, мелко- и среднеоскольчатая, в верхней части слоя с линзами глинистого алевролита. В подошве слоя крупные карбонатные конкреции караваеобразной формы (0,15 x 0,2 м). В метре от подошвы слоя и вплоть до кровли встречаются редкие карбонатно-фосфатные конкреции шарообразной формы до 0,04 м в диаметре со значительным количеством фосфата (50 %), такие же как и в предыдущем слое. В кровле - караваевидные глинисто-карбонатные конкреции (0,15 x 0,2 м).

Фауна. Белемниты: gen. et sp. indet. (очень редко), фрагмоконы белемнитов (очень редко).

Мощность слоя 2,5 м.

С л о й 5.

Глина алевролитистая, темно-серая, от мелкооскольчатой в нижней части слоя до крупнооскольчатой в кровле. В подошве - прослой уплощенных конкреций глинистого известняка до 0,1 м длиной. По слою рассеяны округлые карбонатно-фосфатные конкреции до 0,05 м в диаметре со значительным количеством фосфата (50 %). Он образует в ядре скопления округлой формы диаметром 0,15-0,2 мм или удлиненной формы до 1 мм в длину. На периферии его меньше. В кровле слоя - фигурные, субтреугольные в поперечном сечении и вытянутые перпендикулярно напластованию конкреции глинистого известняка.

Фауна. Двустворчатые моллюски: *Buchia* sp. indet. (очень редко).

Мощность слоя 1,5 м.

Подзона Euryptychites (Propolyptychites)

quadrifidus

С л о й 6.

Глина алевролитистая, темно-серая, мелкооскольчатая до крупнооскольчатой в кровле. В основании слоя уплощенные конкреции глинистого известняка до 0,1 м в длину. До средней части его редко встречаются рассеянные карбонатные конкреции дынеобразной формы до 0,25 м в длину. Конкреции из основания слоя содержат в ядре незначительные количества рассеянного фосфата и мелких (до 1-2 мм и меньше) зерен сульфидов.

Фауна. Аммониты: *Euryptychites (Propolyptychites) ex gr. quadrifidus* (очень редко). Двустворчатые моллюски: *Buchia keyserlingi* (редко); *Inoceramus sp. indet.* (очень редко). Гастроподы: *Proconulus paksensis* (редко).

Мощность слоя 3,5 м

С л о й 7.

Глина алевролитистая, с единичными окатанными обломками пород (кварцита?) (размер до 1 мм в длину), темно-серая, крупнооскольчатая. В подошве слоя редкие дынеобразные карбонатные конкреции (до 0,2 м в длину), трещиноватые, в трещинах - кальцит. В незначительном количестве очень мелкие (до 1 мм) зерна сульфидов.

Фауна. Аммониты: *Euryptychites (Propolyptychites) arcticus* (очень редко). Двустворчатые моллюски: *Buchia cf. keyserlingi* (редко). Гастроподы: *gen. et sp. indet.* (часто). Ходы илоедов (часто).

Мощность слоя 0,6 м.

С л о й 8.

Глина алевролитистая темно-серая, средне- и крупнооскольчатая. В верхней части в ней рассеян в незначительном количестве фосфатный материал. В основании слоя уплощенные конкреции глинистого известняка до 0,2 м в длину. Выше встречаются более или менее равномерно рассеянные по слою конкреции глинистого известняка - лепешковидной, округлой и дынеобразной формы. Размер их постепенно уменьшается в кровле до 0,07 м в поперечнике. Мелкие конкреции имеют темно-серое ядро и светло-серый цвет на периферии. Фосфатного материала в них или нет или его крайне мало. В цент-

ральных частях конкреций скопление сульфидного материала до 5 мм в диаметре, состоящего из мелких до 0,1 мм зерен округлой формы.

Фауна. Аммониты: *Euryptychites* (*Propolyptychites*) *ex gr. globulosus* (очень редко); *E. (Pr.) globulosus* (очень редко). Белемниты: *gen. et sp. indet.* (очень редко). Двустворчатые моллюски: *Buchia keyserlingi*.

Мощность слоя 8,0 м.

С л о й 9.

Глина в нижней и верхней частях слоя алевролитисто-известковистая, в средней части - алевролитистая, серая, крупнооскольчатая. В подошве слоя крупные конкреции глинистого известняка (0,5 x 1,5 м). В слое наблюдается три горизонта карбонатных и карбонатно-фосфатных конкреций (1,2; 4 и 6,5 м от подошвы). Конкреции разнообразной формы и размеров. В горизонте 1,2 м от подошвы слоя встречаются мелкие (до 0,05 м) шарообразные или слегка приплюснутые сверху и снизу карбонатно-фосфатные конкреции со значительным содержанием фосфата в ядре и на периферии (до 50 %). По всему слою развито ожелезнение в виде бурых пятен неправильной формы. В конкрециях рассеяны редкие мелкие (до 0,3 мм) зерна сульфидов.

Фауна. Аммониты: *Euryptychites* (*Propolyptychites*) *sp. juv.* (очень редко). Двустворчатые моллюски: *Buchia cf. keyserlingi* (часто); *Pinna sp. indet.* (очень редко). Гастроподы: *Proconulus paksensis* (очень часто). Ходы илюедов (часто).

Мощность слоя 8,0 м.

С л о й 10.

Глина алевролитистая, серая, крупно- и мелкооскольчатая. В средней части прослой мощностью 0,2-0,3 м ожелезненной алевроитовой глины бурого цвета с линзочками желтых глин. В основании уплощенные конкреции глинистого известняка до 0,2 м длиной. Разнообразные по форме (фигурные, уплощенные, яйцевидные) конкреции глинистого известняка рассеяны по всему слою. В конкрециях - включения редких и мелких (до 0,1 мм) зерен сульфидов.

Фауна. Аммониты: *Thorsteinssonoceras bulungensis* (очень редко); *Tollia (Neotollia) klimovskiensis* (редко); *Euryptychites (Propolyptychites) cf. arcticus* (очень редко); *E. (Pr.) quadrifidus* (очень редко). Белемниты: *gen. et sp. indet.* (очень

редко). Двустворчатые моллюски: *Buchia keyserlingi* (часто); *Номоуа cf. literata* (очень редко). Ходы илоедов (часто). Гастроподы: *Khetella cf. ventrosa* (очень редко).

Мощность слоя 8,5 м.

С л о й II.

Глина алевролитистая, светло-серая, среднеоскольчатая. По всему слою рассеяны редкие уплощенные конкреции глинистого известняка до 0,2-0,3 м длиной. В нижней части наблюдаются конкреции с небольшим содержанием фосфатов в ядре. В средней - горизонт редких конкреций до 0,5 м в поперечнике.

Фауна. Аммониты: *Euryptychites* (*Propolyptychites*) *aff. quadrifidus* (редко); *Tollia* (*Neotollia*) *klimovskiensis* (редко). В осипи слоя собраны: *Euryptychites* (*Propolyptychites*) *globulosus* и *E. (Pr.) quadrifidus*.

Мощность слоя 7,1 м

С л о й I2.

Глина алевролитистая, серая, среднеоскольчатая, с мелкими частыми пятнами (до 0,05 м) ожелезнения (ярозит?). В подошве слоя - уплощенные известковые конкреции глинистого известняка (0,1 x 0,15 м). В середине - карбонатные конкреции длиной до 0,1 м. Среди последних встречаются карбонатно-фосфатные конкреции со значительным содержанием фосфатов (до 50 %).

Фауна. Аммониты: *Tollia* (*Neotollia*) *klimovskiensis* (очень редко); *Euryptychites* (*Propolyptychites*) *stubendorffi* (редко); *E. (Pr.) quadrifidus* (очень редко). В осипи собраны: *E. (Pr.) stubendorffi*.

Мощность слоя 3,3 м.

С л о й I3.

Глина алевролитистая, серая, среднеоскольчатая. В слое часто встречаются линзы ярозита, в нижней части - шарообразные (до 0,05 м) и яйцевидные карбонатно-фосфатные конкреции со значительным содержанием фосфата в ядре. В 2,5 м от кровли прослой крупных (до 0,2 м) конкреций глинистого известняка.

Фауна. Аммониты: *Tollia* (*Neotollia*) *klimovskiensis* (редко); *Euryptychites* (*Propolyptychites*) *arcticus* (очень редко); *E. (Pr.) cf. globulosus* (очень редко); *E. (Pr.) aff. quadrifidus* (очень редко); *E. (Pr.) stubendorffi* (очень редко); Двустворчатые моллюски: *Buchia keyserlingi* (часто). В осипи

собраны: *Tollia* (*Neotollia*) *klimovskiensis* и *Euryptychites* (*Propolyptychites*) sp. juv.

Мощность слоя 13,6 м.

Зона *Euryptychites* (*Euryptychites*)

astierptychus

С л о й 14.

Глина алевролитистая, серая, среднеоскольчатая. В подошве — удлиненные конкреции глинистого известняка (1 ~ 0,2 м). В средней и верхней частях слоя такие же конкреции (1 ~ 0,15 м) лепешковидной формы. В верхней встречены небольшие пятна ярозита.

Фауна. Аммониты: *Euryptychites* (*Euryptychites*) *astierptychus* (очень редко).

Мощность слоя 6,7 м.

С л о й 15.

Глина алевролитистая, темно-серая, мелко- и крупнооскольчатая. В основании встречены лепешковидные (1 ~ 0,1-0,2 м) и шарообразные конкреции (\varnothing ~ 0,03 м) глинистого известняка. Последние содержат в незначительном количестве фосфатный материал. Развито ожелезнение (пятна ярозита). В кровле — редкие, сигарообразные (\varnothing ~ 1,5 см), вертикально расположенные, карбонатные конкреции. По слою рассеяны редкие крупные конкреции известняка до 0,4 м в поперечнике.

Фауна. Аммониты: *Euryptychites* (*Euryptychites*) *astierptychus* (очень редко). Двустворчатые моллюски *Buchia* sp. juv. (очень редко). Ракообразные: *Decapoda* (очень редко). В осипи собраны: *Euryptychites* (*Euryptychites*) *astierptychus*.

Мощность слоя 4,7 м.

С л о й 16.

Глина алевролитистая, темно-серая, мелкооскольчатая, переходящая к кровле в алевроитовую. В подошве — уплощенные рассланцованные караваяобразные конкреции глинистого известняка (1 ~ 0,4 м). В 2 м от неё такие же конкреции до 0,7 м в поперечнике, а также рассеянные по слою шарообразные (\varnothing ~ 3 см) конкреции. В крупных конкрециях часто встречаются обломки минерализованной древесины и мелкие (до 0,1 мм) включения сульфидов.

Фауна. Аммониты: *Euryptychites* (*Euryptychites*) *astieriptychus* (редко). *E.* (*Propolyptychites*) *sp. juv.* Белемниты: *gen. et sp. indet.* (редко). Двустворчатые моллюски: *Inoceramus ex gr. bojarkensis* (часто). Гастроподы: *Petropoma fulgens* (очень редко); *Riselloidea sp. indet.* (очень редко).

Мощность слоя 7,5 м.

С л о й 17.

Глина алевролитистая, крупнооскольчатая. В подошве слоя находятся крупные конкреции глинистого известняка, содержащие в себе веретеновидные конкреции, расположенные вертикально. В верхней части — крупные дынеобразные конкреции известняка (1 ~ 0,3 м). В них — мелкие (до 0,05 мм) включения сульфидов.

Фауна. Аммониты: *Euryptychites* (*Propolyptychites*) *sp. indet.* (очень редко). Очень мелкие неопределимые гастроподы (часто) и двустворки (часто). В осьми собраны: *Euryptychites* (*Euryptychites*) *astieriptychus*; *Buchia keyserlingi*.

Мощность слоя 4,2 м.

С л о й 18.

Глина алевролитистая, темно-серая, крупнооскольчатая. В подошве слоя и по слою встречаются редкие лепешковидные, уплощенные конкреции глинистого известняка (1 ~ 0,1-0,4 мм).

Фауна. Аммониты: *Euryptychites* (*Euryptychites*) *astieriptychus* (очень редко); *E.* (*E.*) *cf. astieriptychus* (очень редко); *Temnoptychites* (*Temnoptychites*) *aff. hoplitoides* (очень редко). Двустворчатые моллюски: *Buchia ex gr. keyserlingi* (очень редко); *Buchia ex gr. sublaevis* (очень редко); *Inoceramus ex gr. bojarkensis* (очень редко). В осьми собраны: *Euryptychites* (*Euryptychites*) *astieriptychus*.

Мощность слоя 6,7 м.

С л о й 19.

Глина алевролитистая, темно-серая, мелкооскольчатая. В основании слоя прослеживаются редкие конкреции известняка. Они расщеплены, трещины заполнены белым кальцитом. Размер конкреций до 0,5 м в поперечнике. В 2 м ниже кровли — монолитные конкреции известняка таких же размеров.

Фауна. Аммониты: *gen. et sp. indet.* (очень редко). Двустворчатые моллюски: *Limatula sp. indet.* (очень редко).

Мощность слоя 4,7 м.

Зона *Siberites rectangulatus*

С л о й 20.

Глина алевролитистая, темно-серая, крупнооскольчатая. В подошве — частые крупные конкреции глинистого известняка (0,5 х 2,0 м). По слою рассеяны небольшие лепешковидные конкреции глинистого известняка (1 ~ 0,25 м), фигурные и сигарообразные ($\varnothing \sim 0,05$ м). В кровле — пятна ярозита. В конкрециях — редкие и мелкие (до 0,3 мм) включения сульфидов.

Фауна. Аммониты: *Siberites cf. ascendens* (очень редко); *Siberites ramulicosta* (очень редко). Двустворчатые моллюски: *Buchia ex gr. keyserlingi* (очень редко); *B. sublaevis* (редко); *Inoceramus bojarkensis* (очень редко); *I. sp. indet.* (очень редко). Гастроподы: *Helicacanthus insuetus* (очень редко). Ходы илоедов (часто). В осыпи собраны: *Euryptychites (Euryptychites) astierptychus*; *Siberites ramulicosta*.

Мощность слоя 9,4 м.

С л о й 21.

Глина алевролитистая, серая, среднеоскольчатая. В подошве слоя редкие конкреции глинистого известняка, округлые до 0,3 м в поперечнике. На уровнях 1,5 и 2 м от подошвы — редкие дынеобразные карбонатные конкреции (1 ~ 0,2 м). В кровле — небольшие карбонатно-фосфатные конкреции ($\varnothing \sim 0,02$ м) со значительным содержанием фосфатного материала (> 50 %) в ядре. В конкрециях — редкие и мелкие (до 0,1 м) включения сульфидов.

Фауна. Аммониты: *Siberites sp. indet.* (редко); ?*Partschiceras sp. indet.* (очень редко). Двустворчатые моллюски: *Buchia ex gr. keyserlingi* (очень редко); *B. sublaevis* (редко). В осыпи собраны: ?*Siberites sp. indet.*

Мощность слоя 3,8 м.

С л о й 22.

Глина алевролитистая, темно-серая, мелко- и крупнооскольчатая. В подошве слоя редкие округлые карбонатные конкреции до 0,6 м в поперечнике. В кровле часто встречаются зерна (до 0,1 мм) сульфидов.

Фауна. Аммониты: *Siberites ascendens* (очень редко). Двустворчатые моллюски: *Buchia sublaevis* (часто); *Pleuromya sp. indet.* (очень редко). Гастроподы: gen. et sp. indet. (очень редко).

Мощность слоя 5,6 м.

Зона *Polyptychites* (*Polyptychites*) *beani*

С л о й 23.

Глина алевролитистая, темно-серая с зеленоватым оттенком, крупнооскольчатая. По слою - редкие пятна ярозита. В основании - лепешковидные конкреции глинистого известняка (1 ~ 0,5 м) В конкрециях - мелкие (до 0,1 мм) редкие включения сульфидов, по мелким трещинам развивается кальцит.

Фауна. Аммониты: *Polyptychites* (*Polyptychites*) *ex gr. beani* (редко). Двустворчатые моллюски *Buchia sublaevis* (редко); *Nuculoma* *sp. indet.* (очень редко); *Tancredia* *sp. indet.* (очень редко). Ходы илоедов (очень часто).

Мощность слоя 4,7 м.

С л о й 24.

Глина алевролитистая, темно-серая, от мелко- до крупнооскольчатой. На уровнях 2,0 м и 6,8 м от подошвы - прослой до 0,2 м светло-серой с желтоватым оттенком глины с ярозитом по краям (желтого цвета). В основании слоя - уплотненные (1 ~ до 0,2 м) конкреции глинистого известняка с включениями ($\beta \sim 0,025$ мм) сульфидов.

Фауна. Аммониты: *Polyptychites* *subgen. et sp. indet.* (очень редко). Белемниты: *Pachyteuthis* (*Pachyteuthis*) *subrectangulata* (редко). Двустворчатые моллюски: *Pleuromya* *sp. indet.* (очень редко); *Buchia sublaevis* (редко).

Мощность слоя II,3 м.

С л о й 25.

Глина алевролитистая, темно-серая, от крупно- до мелкооскольчатой. В подошве - конкреции глинистого известняка с включениями ($\beta \sim 0,25$ мм) сульфидов. По слою - редкие пятна ярозита.

Фауна. Аммониты: *Polyptychites* (*Polyptychites*) *sp. indet.* (очень редко). Белемниты: *Pachyteuthis* (*Pachyteuthis*) *cf. subrectangulata* (очень редко). Двустворчатые моллюски: *Buchia ex gr. sublaevis* (очень редко).

Мощность слоя 7,5 м.

С л о й 26.

Глина алевролитистая, темно-серая, от крупно- до мелкооскольчатой. В подошве слоя - конкреции известняка ($\beta \sim 0,3$ м) с мелкими (0,1 мм) редкими включениями сульфидов. По всему слою развито ожелезнение.

Фауна. Аммониты: *Polyptychites subgen et sp. indet.*
(очень редко). Двустворчатые моллюски: *Limatula sp. indet.* (очень редко).

Мощность слоя > 5 м.

Общая мощность описанного разреза составляет около 150 м.

Далее разрез прерывается широким логом. На противоположной стороне лога выходят породы обнажения № 2, состав которых характеризуется увеличением в глинах алевроитового материала.

Обнажение № 2

Верхний валанжин

Зона *Polyptychites (Polyptychites)*
polyptychus (?)

Слой I.

Глина алевроитовая, светло-серая, среднеоскольчатая, с редкими линзами алевроитовых глин с ярозитом.

Фауна. Очень редкие мелкие неопределимые двустворчатые моллюски.

Мощность слоя > 5,0 м.

Слой 2.

Глина алевроитовая, светло-серая, крупнооскольчатая, с линзами ярозита. В подошве слоя - крупные рассланцованные конкреции алевроитистого известняка.

Фауна. Аммониты: *gen. et sp. indet.* (очень редко). Двустворчатые моллюски: *gen. et sp. indet.* (очень редко). Ходы илоедов (очень часто).

Мощность слоя 7,5 м.

Слой 3.

Алевроит сильноглинистый крупнооскольчатый. По слою - конкреции известняка (1 ~ 0,2 м) с редкими и мелкими (до 0,3 мм) включениями сульфидов.

Фауна. Белемниты: *gen. et sp. indet.* (очень редко). Ходы илоедов (очень часто).

Мощность слоя 5,8 м.

С л о й 4.

Алеврит сильноглинистый, серый, среднеоскольчатый. В основании слоя — горизонт конкреций (до 0,3 м) алевритистого известняка. Такие же конкреции рассеяны по слою. Кроме того, встречается уплотненная зональная конкреция, центральная часть которой выполнена бело-желтым крупнокристаллическим кальцитом.

Ф а у н а. Аммониты: *Polyptychites* (?*Dichotomites*) sp. indet. (очень редко). Двустворчатые моллюски: *Limatula* ex gr. *consobrina* (очень редко).

Мощность слоя 4,5 м.

С л о й 5.

Алеврит сильноглинистый, серый, крупнооскольчатый. По слою редко рассеяны конкреции известняка небольших размеров (до 0,15 м) с мелкими включениями (до 0,04 мм) сульфидов. Границы этого слоя со слоями 4 и 6 задернованы.

Видимая мощность 4,5–5,0 м.

С л о й 6.

Алеврит сильноглинистый, серый, среднеоскольчатый. В нижней части — горизонт конкреций алевритистого известняка (1,0 x 0,4 м). По слою рассеяны многочисленные фигурные конкреции того же состава. В них — редкие, мелкие (до 0,4 мм) включения сульфидов.

Мощность слоя 8,0 м.

Зона *Homolosomes bojarkensis*

С л о й 7.

Алеврит сильноглинистый, серый до темно-серого и коричневого в кровле. В подошве — горизонт крупных конкреций алевритистого известняка (1,0 x 0,5 м). По слою рассеяны фигурные конкреции. В них — редкие включения сульфидов.

Ф а у н а. Аммониты: *Homolosomes bojarkensis* (редко). Двустворчатые моллюски: *Limatula consobrina* (очень редко).

На размытой кровле слоя залегают пески бегичевской свиты.

Мощность слоя 10,8 м.

Общая мощность обнажения № 2 ≈ 47,5 м.

Из приведенного выше описания видно, что рассматриваемые отложения представлены глинистыми породами, алевритами и конкрециями карбонатного, глинисто-карбонатного, карбонатно-фосфатного и фосфатно-карбонатного состава. Весьма характерным является также присутствие по всему разрезу небольших линзочек и пятен (до 0,1 м) ярозита с примесью гипса, желтого и желтовато-бурого цвета. Весь разрез в обнажении I и в самой нижней части обнажения 2 сложен алевритистыми глинами, которые выше сменяются алевритовыми глинами и еще далее вверх появляются сильно глинистые алевриты. Породы преимущественно рыхлые или слабосцементированные. Небольшие линзочки или пятна ярозита распространены по разрезу неравномерно, а иногда совсем отсутствуют в слоях.

Глинистые породы в зависимости от содержания алевритового материала относятся либо к алевритистым глинам (до 5-15 % алевритового материала), либо к алевритовым глинам (25-40 % алевритового материала). Структура их пелитовая или алевропелитовая. Распределение алевритового материала в породе - часто неоднородное, в результате чего в шлифе наблюдаются участки, обогащенные или обедненные им. Нередко отмечается и горизонтальная микрослоистость, образованная прерывистыми слоями темно-бурого цвета (до 0,5-1 мм мощностью) либо изгибающимися, светло-серыми. Довольно часто в шлифе наблюдается присутствие в породе как темных, так и светлых слоев, вытянутых более или менее в одном направлении, реже они сильно изгибаются, и в этом случае их общую направленность довольно трудно установить. Темные слои сложены большей частью тонкоглинистым материалом, возможно, с преобразованным растительным детритом и с незначительным количеством алевритового материала. Светлые - представлены в значительной мере алевритовыми частицами: зернами кварца (до 0,025-0,035 мм) и в небольшом количестве полевого шпата и слюды.

В алевритах выделяется одна разновидность: сильноглинистые алевриты, содержащие 50-60 % алевритового материала, который часто распределен по породе неравномерно, образуя участки с более или менее высоким его содержанием.

В составе алевритовых частиц в глинистых породах и алевритах всегда в большом количестве присутствует кварц (80-95 %),

значительно меньше чешуек слюды (5–20 %) и еще меньше (обычно единичные зерна) полевого шпата. Зерна кварца угловатые, плохо окатанные, изометричные или удлиненные. Их размер колеблется от 0,01 мм до 0,1 мм. Иногда в алевритах встречаются единичные зерна песчаной размерности (до 0,5 мм). Зерна кварца почти всегда в той или иной степени корродированы и довольно часто по краям замещаются кальцитом. Слюды наблюдаются в виде вытянутых чешуек толщиной 0,005–0,01 мм и длиной до 0,07–0,08 мм. Почти все они сильно измененные, бурого цвета и очень редко видны цвета интерференции различных порядков. Среди слюд встречаются мусковит, хлорит и реже биотит. Полевые шпаты, как уже отмечалось выше, обычно видны в виде единичных зерен таблитчатой формы, часто слегка вытянутые, реже неправильной формы, размером 0,025–0,05 мм. Они, как и слюда, довольно часто бурные, мутные, сильно измененные, двойники не выражены. Это, по-видимому, несдвоенные полевые шпаты. Очень редко зерна полевого шпата имеют параллельное полисинтетическое двойникование (плаггиоклаз) и еще реже – решетчатое (микроклин).

Для всего разреза характерна насыщенность конкрециями. По составу они разделяются на карбонатные, глинисто-карбонатные, карбонатно-фосфатные и фосфатно-карбонатные.

Карбонатные конкреции встречаются в меньшем количестве, чем глинисто-карбонатные, составляющие основную массу. Форма карбонатных и глинисто-карбонатных конкреций разнообразная: лепешковидная, эллипсоидная, сигарообразная и фигурная. Размеры колеблются в значительных пределах – от 0,1 x 0,15 м до 2 x 1,5 м. Крупные конкреции (2 x 1,5 м) обычно содержат в себе в небольшом количестве более мелкие (0,1 x 0,2 м), лепешковидной формы или сигарообразные, расположенные вертикально. Наиболее распространенной формой карбонатных и глинисто-карбонатных конкреций является лепешковидная и эллипсоидная. Во вмещающих отложениях они располагаются в виде цепочек или беспорядочно. Самые крупные (2 x 1,5 м) – довольно редки и образуют в разрезе всего три горизонта на разных его уровнях. Какой-либо закономерности в распределении конкреций обоих типов нет. Горизонты их в основании и в самих слоях представлены в основном лепешковидной или эллипсоидной формой. Сигарообразные конкреции встречаются реже, беспорядочно и всегда ориентированы перпендикулярно напластованию по-

род. Размер их обычно в поперечнике от 0,025 до 0,05 м и длина от 0,07 до 0,2 м. Крупные сигарообразные конкреции очень часто имеют раздувы (обычно один), от которых отходят, на одном уровне, пологонаклонные, направленные вверх, короткие отростки диаметром до 0,01 м. В самой нижней части, описанной в разрезе толщи (между слоями I и 2), в осипи, было найдено несколько крупных конкреций 0,4 м в поперечнике с фунтиковой текстурой.

Состав карбонатного материала конкреций обоих типов — кальцитовый. Содержание глинистого вещества в глинисто-карбонатных конкрециях, по визуальной оценке в шлифах, не превышает 10%. Оно распределено в них либо в рассеянном виде, не образуя скоплений, либо образует линзовидную или пятнистую текстуру: линзочки или овальные включения длиной до 5 мм, отличающиеся от основной массы более темной окраской. Краевая часть некоторых конкреций окрашена в желтовато-бурый цвет.

Во всех конкрециях наблюдается два типа структур: мелкозернистая и реже микрозернистая. Мелкозернистая характерна для большинства конкреций и характеризуется значительным преобладанием зерен с размером от 0,015 до 0,03 мм. Реже встречаются зерна до 0,05–0,07 мм. У всех сигарообразных конкреций наблюдается постепенное увеличение раскристаллизованности основной массы к периферии, выражающееся в увеличении размера всех зерен до 0,05–0,06 мм. Форма мелких зерен в основном округлая, крупных — овальная, округло-многоугольная, неправильная, редко таблитчатая. Микрозернистая структура наблюдалась значительно реже. Форма зерен трудно различима, так как их размер менее 0,01 мм.

Кроме глинистого вещества наиболее распространенной примесью является незначительное количество терригенного материала (до 10%). Это, как правило, корродированные в различной степени зерна кварца. В обнажении I их количество в средней части конкреций не превышает 1–3%, а к периферии у многих постепенно возрастает до 7%. Конкреции в обнажении 2 состоят из алевритистого известняка, в котором примесь зерен кварца в среднем достигает 7–10%. Форма зерен кварца обычно неправильная, они плохо окатаны, их размер колеблется от 0,01 до 0,03 мм, реже 0,04–0,05 мм. Очень часто зерна кварца по краям замещаются кальцитом и реже — почти целиком.

Карбонатно-фосфатные и фосфатно-карбонатные конкреции явля-

ются наименее распространенными в разрезе. Приблизительное содержание фосфора в них определялось в шлифах и методом инфракрасной спектроскопии. Все конкреции этих типов присутствуют только в обнажении I и образуют либо редкие цепочки в средней части или в основании некоторых слоев, либо рассеяны по слою. В обоих случаях они встречаются в незначительном количестве. Карбонатно-фосфатные конкреции, богатые фосфатным материалом (более 50 %), имеют почти идеальную сферическую форму размером от 0,03 до 0,06 м, очень крепкие, с гладкой или слегка неровной поверхностью. Фосфатно-карбонатные конкреции, содержащие незначительное количество фосфатного материала (доли процента или первые проценты), по форме лепешковидные или эллипсоидные, 0,1-0,2 м длиной, с шероховатой и слегка неровной часто белого или светло-серого цвета поверхностью. Карбонатно-фосфатные конкреции имеют сложное внутреннее строение. Их ядро, занимающее большую часть конкреции, имеет карбонатно-фосфатный состав. Кальцит представлен удлиненными или овальными зернами до 0,03-0,035 мм длиной, образующими скопления (до 0,4 мм) или равномерно распределенными среди фосфатного материала. Последний также распределен равномерно среди зерен кальцита или реже образует округлые пятна диаметром 0,2-0,35 мм с небольшой (до 15 %) примесью кальцита. К периферии количество зерен кальцита в фосфатном материале уменьшается, и появляется слой шириной 3-4 мм более светлый, чем внутреннее ядро и с большим содержанием фосфата. В некоторых конкрециях между богатыми фосфатами ядром и периферией находится слой шириной до 4 мм, сложенный в основном глинистым и алевролитистым материалом. Для всех конкреций характерно постепенное увеличение (до 10 %) к периферии остроугольных, плохо окатанных, в различной степени корродированных зерен кварца (0,02-0,05 мм) и чешуек слюды. В фосфатно-карбонатных конкрециях, бедных фосфатным материалом, он рассеян по всей массе конкреций.

Следует также отметить присутствие рассеянного фосфата в незначительном количестве среди алевролитистой глины в верхней части слоя 8. Наибольшее количество богатых фосфором карбонатно-фосфатных конкреций встречено в самой нижней части разреза, где они рассеяны в средней или верхней частях слоев 3,4,5. Следующий интервал этих конкреций отмечается на уровне слоев 9,12,13; выше они исчезают, и только в самой верхней части обнажения I, в слое

2I, единичные конкреции вновь появляются. Фосфатно-карбонатные конкреции наблюдаются в слоях, расположенных выше и ниже слоев с карбонатно-фосфатными, как бы ограничивая их распространение по разрезу.

Характерной и постоянной примесью всех типов конкреций данного разреза является присутствие в них сульфидов (пирита). Образование их, по-видимому, связано с окислением органики при возникновении конкреций в диагенезе. В конкрециях сигарообразной формы вдоль всей центральной части наблюдается круглый в сечении канал (до 5 мм диаметром), целиком заполненный сульфидом, который также разветвляется и в описанные выше отростки. Реже внутри эллипсоидных конкреций встречается несколько изгибающихся каналов (до 3-4 мм в диаметре), заполненных сульфидом, местами окисленным. В конкрециях иногда наблюдаются плотные гнезда сульфида диаметром 5-7 мм, неравномерно рассеянные в их средней части. В мелких конкрециях (особенно в карбонатно-фосфатных) скопления сульфида редки; обычно они представляют собой гнезда овальной и округлой формы размером до 1,5 мм в их центре, состоящие из скоплений своеобразных "капель" сульфидов идеальной шарообразной формы диаметром 0,01-0,02 мм, которые, в свою очередь, там же могут образовывать скопления до 0,15 мм диаметром. Единичные скопления (до 0,5 x 0,9 мм в поперечнике) таких мелких "капель" сульфидов встречаются и за пределами центральных частей конкреций.

Биостратиграфическое расчленение разреза

Изучение распространения аммонитов по разрезу позволило нам произвести зональную разбивку разреза с выделением ряда зон и подзон (см. рисунок). Предлагаемая зональная схема несколько отличается от опубликованных ранее /Шульгина, Бурдыкина, 1983; Климова, 1984/ и является более детализированной. Следует заметить, что отложения, вскрытые в обнажении I и отнесенные нами к нижнему валанжину, намного лучше охарактеризованы аммонитами как в количественном, так и систематическом отношении по сравнению с отложениями в обнажении 2 (?верхний валанжин - нижний готерив).

В нижней части обнажения I (слои I-I3) выделена зона Tol-

lia (*Neotollia*) *klimovskiensis* с двумя подзонами: Т. (N.) *klimovskiensis* и *Euryptychites* (*Propolyptychites*) *quadrifidus*. Подзона *klimovskiensis* (слои I-5) включает следующий комплекс аммонитов: *Tollia* (*Neotollia*) *klimovskiensis*, *Temnoptychites* (*Temnoptychites*) *sp. indet.* Подзона *quadrifidus* (слои 6-13) охарактеризована целым рядом представителей *Euryptychites* (*Propolyptychites*) *spp.*: *E. (Pr.) arcticus*, *E. (Pr.) globulosus*, *E. (Pr.) quadrifidus*, *E. (Pr.) stubendorffi*, *E. (Pr.) ex gr. globulosus*, *E. (Pr.) ex gr. quadrifidus*, *E. (Pr.) aff. quadrifidus*. Кроме того, в комплекс аммонитов этой подзоны входят *Tollia* (*Neotollia*) *klimovskiensis* и *Thorsteinssonoceras bulungensis*.

Разрез, вскрытый в верхней части обнажения I (слои I4-26), разделен на три зоны: зона *Euryptychites* (*Euryptychites*) *astieriptychus* (слои I4-I9) содержит: *E. (E.) astieriptychus*, *E. (Propolyptychites) stubendorffi* (только в нижней части, слои I4-I6), *Temnoptychites aff. hoplitoides*. Вышележащие отложения, относимые к зоне *Siberites rectangulatus* (слои 20-22), включают: *Euryptychites* (*Euryptychites*) *astieriptychus* (только в нижней части зоны, слой 20), *Siberites ascendens*, *S. rectangulatus*, *S. cf. ascendens*, *?Partschiceras sp. indet.* И, наконец, венчают разрез нижнего валанжина в обнажении I глины, рассматриваемые нами в составе зоны *Polyptychites* (*Polyptychites*) *beanii* (слои 23-26), содержащие очень редких *P. (P.) ex gr. beanii* и *P. (P.) sp. indet.*

Породы обнажения 2 литологически несколько отличаются от таковых обнажения I и, кроме того, почти не содержат фауны. По имеющимся в нашем распоряжении данным следует предположить перерыв в наблюдении в объеме всей или большей части зоны *Polyptychites* (*Polyptychites*) *polyptychus* верхнего валанжина. Обломок аммонита из слоя 4 обнажения 2 определен нами как *Polyptychites* (*?Dichotomites*) *sp. indet.* Но уверенности в точном определении все же нет. Поэтому, слои I-6 в обнажении 2 мы рассматриваем в составе зоны *polyptychus* лишь условно и без выделения подзон. Алевриты слоя 7, венчающие обнажение 2, содержат в себе известковые конкреции с представителями *Homolosomes bojarkensis* на различных возрастных стадиях. На этом основании мы относим слой 7 к зоне *Homolosomes bojarkensis* нижнего готерива.

В обнажении I установлено три горизонта по бухиям *Buchia inflata* (слои I-5), *B. keyserlingi* (слои 6-18) и *B. sublaevis*

(слои I9-26). Объемы и границы выделенных по бухиям горизонтов весьма близки к таковым, выделенным нами ранее при описании разреза валанжина, расположенного на Восточном берегу Анабарской губы /Богомолов и др., 1983/.

Основные выводы

1. Изученный разрез по реке Тигян-Юрх включает в себе отложения, рассматриваемые нами в составе пяти аммонитовых зон и одной подзоны нижнего валанжина (обнажение I) и (?) верхнего валанжина - нижнего готерива (обнажение 2).

2. Проведенное изучение разреза показало, что вся фосфатность приурочена к нижней его части (обнажение I). Фосфатный материал содержится в основном в карбонатно-фосфатных и фосфатно-карбонатных конкрециях и в незначительном количестве рассеян в некоторых слоях. В самих конкрециях он также неравномерно распределен от значительного его содержания до очень малого (до первых процентов). Образование фосфатосодержащих конкреций происходило в условиях низкой динамики среды, пониженной аэрации и повышенного количества органики. Значительная мощность отложений обуславливает большую рассеянность фосфатосодержащих конкреций; можно ожидать увеличения их количества в зонах пониженных мощностей отложений.

Литература

БОГОМОЛОВ Ю.И., ЗАХАРОВ В.А., ПЛОТНИКОВ Ю.И. Разрез валанжина на Восточном берегу Анабарской губы. - В кн.: Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. М.: Наука, 1983. 180 с.

КЛИМОВА И.Г. Межрегиональная зональная схема неокома Сибири. - В кн.: Проблемы ярусного расчленения систем фанерозоя Сибири. Новосибирск: Изд. СНИИГТИМСа, 1984, с.66-73.

ШУЛЬГИНА Н.И., БУРДЫКИНА М.Д. Детализация опорных разрезов валанжина реки Боярки и полуострова Пахса. - В кн.: Палеонтологическое обоснование расчленения палеозоя и мезозоя арктических районов СССР. Л., 1983, с.77-87.

Ю.Н. Занин, А.Г. Замирайлова

К ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ФОСФАТОВ КАЛЬЦИЯ
ИЗ ФОСФОРИТОВ ТЕРРИГЕННЫХ
И ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОРДОВИКА
ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ордовикские фосфориты широко распространены в отложениях среднего ордовика Сибирской платформы. Они приурочены к отложениям главным образом кривошунского и нижней части мангазейского ярусов. Эти фосфориты являются объектом поисковых работ, проводимых в различных районах платформы. Геологические особенности отдельных фосфатопоявлений и петрография фосфоритов этого региона описаны в ряде работ /Виноградов и др., 1981; Доминиковский, Либрович, 1957, 1959; Красильникова, 1959; Красильникова, Смирнов, 1955; Марков, Занин, 1979; Фосфориты и апатиты Сибири, 1980 и др./. Состав кальциевых фосфатов (апатита) этих фосфоритов ранее изучался по Гурьевскому месторождению (р.Подкаменная Тунгуска) Н.А.Красильниковой /1959/, которой были приведены параметры элементарной ячейки кальциевого фосфата, слагающего фосфатный детрит ($a = 9,34 \text{ \AA}$, $c = 6,87 \text{ \AA}$, объем элементарной ячейки - 519 \AA^3), и один его химический анализ (неполный).

Н.А.Красильниковой было предположено, что часть CO_2 , полученного в анализе, входит в кристаллическую решетку фосфата; отношение $\text{CO}_2:\text{P}_2\text{O}_5$ составляет (по минимальным значениям) 0,035-0,045.

Нами проведен химико-минералогический анализ концентратов фосфатов кальция, выделенных из фосфоритов наиболее распространенных типов - ракушечных, желваковых, зернистых (мелкогалечных или мелкожелваковых), отобранных на различных участках их распространения в бассейнах рек Подкаменной Тунгуски, Ангары, на Лено-Киренгском междуречье.

В таблице представлены результаты химического анализа указанных фосфатных концентратов. Для сравнения приведены также результаты анализа условно-мономинеральных фракций фосфатов кальция желваковых фосфоритов Восточно-Европейской платформы, ракушечных фосфоритов Прибалтики, пластовых фосфоритов Каратау.

Как видно из таблицы, средние значения отношений $\text{CO}_2:\text{P}_2\text{O}_5$ в фосфатах кальция (принимая весь карбонат-ион за связанный в структуре апатита) составляет 0,06, отвечая данным Н.А.Красиль-

Компоненты	Фосфориты ордовика Сибирской платформы							Среднее	Ракучешные фосфориты ордовика Прибалтики	Желваковные фосфориты Восточно-Европейской платформы	Пластовые фосфориты Каратау	
	10067	4788-а 0,1-0,25	4794	4796	4797-1	4797-3	4798					4799
												по 2 пробам* (месторождение Маарду)
SiO ₂	7,2	12,00	0,92	0,78	7,7	5,1	7,4	3,82	5,61	1,44	4,23	3,86
TiO ₂	0,19	0,33	0,06	0,07	0,47	0,10	0,14	0,05	0,18	0,12	0,40	0,08
Al ₂ O ₃	0,19	2,10	0,92	1,02	1,71	1,33	2,05	0,91	1,28	0,40	0,97	0,47
Fe ₂ O ₃	2,01	0,91	0,30	0,48	0,62	1,60	1,85	0,50	1,03	4,04 ^{ннн}	2,14 ^{ннн}	0,62 ^{ннн}
FeO	Не опр.	0,37	0,21	0,14	0,43	0,36	0,50	0,21	0,33	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CaO	49,35	44,81	52,60	52,19	46,83	48,23	46,13	50,33	48,81	48,64	47,76	52,13
MgO	0,62	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,08	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MnO	0,23	Не опр.	0,29	0,41	0,77	0,82	0,55	0,33	0,42	0,06	0,10	0,06
SO ₃	0,62	Не опр.	0,71	0,73	0,40	0,34	1,03	0,97	0,6	Не опр.	Не опр.	Не опр.
P ₂ O ₅	35,9	32,1	37,2	38,2	34,9	37,2	33,4	35,0	35,49	34,08	30,65	36,71
K ₂ O	0,10	0,71	0,05	0,13	0,42	0,28	0,39	0,09	0,27	0,06	0,23	0,15
Na ₂ O	0,43	0,76	0,69	0,75	0,41	0,35	0,81	0,81	0,63	0,95	1,40	0,82
CO ₂	1,38	1,48	2,59	2,70	1,73	2,70	1,30	3,24	2,14	2,85	5,48	2,10
F	2,77	2,8	2,40	2,40	2,80	1,90	2,50	2,70	2,53	2,65	2,82	3,04
H ₂ O ⁻	0,18	0,42	0,70	0,80	0,60	0,50	0,70	0,20	0,51	Не обн.	0,36	0,05
H ₂ O ⁺	0,80	1,16	0,84	1,05	1,54	0,58	1,53	2,01	1,19	2,62 ^{ннн}	4,43	1,15
Сумма I	101,97	99,95	100,48	101,85	101,33	101,39	100,28	101,17	101,05	98,23	100,97	101,26
-OF	1,17	1,18	1,01	1,01	1,18	0,80	1,05	1,14	1,07	1,12	1,19	1,28
Сумма II	100,80	98,77	100,47	100,84	100,15	100,59	99,23	100,03	100,11	97,11	99,78	99,98
CO ₂ /P ₂ O ₅	0,038	0,046	0,07	0,071	0,050	0,07	0,039	0,09	0,06	0,063	0,179	0,057
Na ₂ O/P ₂ O ₅	0,012	0,024	0,018	0,020	0,012	0,009	0,024	0,023	0,018	0,028	0,046	0,022
H ₂ O ⁺ /P ₂ O ₅	0,022	0,036	0,022	0,027	0,044	0,016	0,046	0,006	0,033	0,077	0,144	0,031

никовой /1959/. В соответствии с классификацией Г.И.Бушинского /1956/, такие фосфаты следует рассматривать как низкокарбонатные апатиты - франколиты, отношение $\text{CO}_2:\text{P}_2\text{O}_5$ в которых находится в пределах $0,07\pm 0,04$, в отличие от штаффелитов, где это отношение составляет $0,18\pm 0,03$. К последним относятся, в частности, фосфаты кальция желваковых фосфоритов Восточно-Европейской платформы.

Значение данного отношения в рассматриваемых фосфатах кальция ниже, чем в ракушечных фосфоритах Прибалтики, где оно составляет $0,08$ (см. таблицу), и близко к значению его в фосфатах кальция фосфоритов Каратау, равному $0,057$.

Одновременно пониженным содержанием в составе фосфатов кальция фосфоритов ордовика Сибирской платформы характеризуются два других компонента - Na_2O и H_2O^+ . Отношения их здесь к пятиокиси фосфора, равные соответственно $0,018$ и $0,033$, ниже по сравнению и с желваковыми, и с ракушечными фосфоритами Восточно-Европейской платформы, где они составляют $0,046$ и $0,144$ для первых и $0,028$ и $0,077$ для вторых, и близки к значениям этих отношений у фосфоритов Каратау ($0,022$ и $0,033$).

Ранее было показано /Занин, Кривоуцкая, 1976, 1979/, что уменьшение содержания в структуре карбонатапатита CO_2 , H_2O^+ и Na_2O связывается с преобразованиями их в катагенезе в условиях повышенных температур и давлений. Такими являются, в частности, и фосфориты Каратау. Этому процессу сопутствует улучшение кристаллической структуры апатита и как следствие - снижение лимоннорастворимости, т.е. ухудшение агрохимических свойств фосфата. Исходя из вышесказанного можно предполагать, что среднеордовикские фосфориты Сибирской платформы претерпели существенно большие катагенетические преобразования, чем нижнеордовикские фосфориты Восточно-Европейской платформы, близкие к преобразованиям фосфоритов бассейна Каратау. Следует ожидать, что их лимонная растворимость ниже, чем ордовикских фосфоритов Восточно-Европейской платформы.

Остановимся еще на одной особенности фосфоритов ордовика Сибирской платформы. Отношение $\text{F}:\text{P}_2\text{O}_5$ в фосфатах кальция этих фосфоритов составляет $0,071$, в то время как у фосфоритов Прибалтики оно равно $0,07$, у фосфоритов Каратау - $0,083$, в фосфатах кальция мезозойских фосфоритов Восточно-Европейской платформы - $0,092$. Как видно, ордовикские фосфориты в обоих случаях характе-

ризуются пониженным содержанием фтора. Требуется дальнейшего уточнения, насколько это положение верно для ордовикских фосфоритов других регионов.

Литература

БУШИНСКИЙ Г.И. Фосфаты кальция фосфоритов. - В кн.: Вопросы геологии агрономических руд. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с.49-64.

ВИНОГРАДОВ В.П., ПЕРМЯКОВ С.А., ШАМЕС П.И. Зернистые фосфориты ордовика Лено-Киренгского междуречья. - Геол. и геофиз., 1981, № 8, с.136-138.

ДОМИНОВСКИЙ В.Н., ЛИБРОВИЧ В.Л. О закономерностях распределения ордовикских фосфоритов в южной части Сибирской платформы. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.П, М.: Изд-во АН СССР, 1959, с.209-220.

ДОМИНОВСКИЙ В.Н., ЛИБРОВИЧ В.Л. Типы мелководных фосфоритовых отложений среднего ордовика Иркутского амфитеатра. - Разведка и охрана недр, 1957, № 8, с.6-10.

ЗАНИН Ю.Н., КРИВОПУЦКАЯ Л.М. Преобразование апатитового вещества фосфоритов при катагенезе. - Докл. АН СССР, 1976, т.230, № 6, с.1414-1416.

ЗАНИН Ю.Н., КРИВОПУЦКАЯ Л.М., ВАХРАМЕЕВ А.М. и др. Преобразование состава и структуры фосфатов кальция фосфоритов в процессах катагенеза и выветривания и влияние этих преобразований на растворимость. - В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979, с.37-45.

КРАСИЛЬНИКОВА Н.А. Фосфориты Катангского бассейна. - В кн.: Геология месторождений горно-химического сырья. М.: Госхимиздат, 1959, с.79-106.

КРАСИЛЬНИКОВА Н.А., СМИРНОВ А.И. Об ордовикских фосфоритах Сибирской платформы. - В кн.: Геология горно-химического сырья. М.: Госхимиздат, 1955, с.127-141.

МАРКОВ Е.П., ЗАНИН Ю.Н. Зернистые фосфориты ордовика в бассейне р.Подкаменной Тунгуски. - Геол. и геофиз., 1979, № 3, с.100-104.

ФОСФОРИТЫ и апатиты Сибири. Новосибирск: Наука, 1980. 232с.

Т.М.Жаркова

КАЛИЙНЫЕ СОЛИ МЕЛОВОГО СОЛЕНОСНОГО БАССЕЙНА КОНГО
(Юго-Западная Африка)

Детальная характеристика соляных пород и, в частности калиеносных, развитых в бассейне Конго, приводится всего лишь в нескольких зарубежных работах /Belmonte et al., 1965; Lambert, 1967; Depege, 1967/. В научной же литературе Советского Союза такие данные вообще отсутствуют и остаются неизвестными для многих геологов-солевиков. Однако знакомство с ними важно не только с научной, но и с практической точки зрения. Связано это прежде всего с тем, что бассейн Конго по составу соляных пород относится к тому же хлоридному типу, что и недавно выявленный Непский калиеносный бассейн Восточной Сибири /Чечель и др., 1981; Жарков и др., 1981, 1982; Кузнецов и др., 1985/, где в настоящее время проводятся поисковые и разведочные работы на калийные соли. Поэтому детальные сведения по бассейну Конго в той или иной мере могут быть использованы при калиепоисковых работах в Непском бассейне. Именно это является основной целью настоящей статьи. Составлена она по материалам ряда работ /Селицкий, 1973; Belmonte et al., 1965; Depege, 1967; Emery et al., 1975; Evans, 1978; Lambert, 1967; Ruiter, 1979/.

Соленосный бассейн Конго представляет собой часть огромного мелового соленосного бассейна, расположенного на юго-западной окраине Африканского континента между хребтом Китовым и Камерунским вулканическим поясом. Южная граница этого Юго-Западно-Африканского бассейна проходит примерно на 13-14° ю.ш., северная — около 3° с.ш. Западная — располагается в пределах Атлантического океана максимально на расстоянии до 300 км от берега на широте Луанды. К югу и северу от этого места граница постепенно приближается к берегу. Восточная граница соленосного бассейна проходит вблизи выходов на поверхность докембрийского кристаллического фундамента. Они расположены на самом берегу либо отодвинуты к востоку от берега на расстояние до 100-150 км, ограничивая, таким образом, несколько заливообразных прибрежных впадин, выполненных породами мезо-кайнозойского возраста. Одной из них и является впадина Конго.

Она вытянута вдоль побережья по обе стороны от р. Конго в пределах Анголы (ее северной части и провинции Кабинда), Заира, Конго и Габона. Глубина залегания фундамента в прибрежных центральных районах впадины около 4000 м. Поднятием Шилоанго она разделяется на две депрессионные зоны: на юге — Сант-Антонио, на севере — Пуэнт-Нуар.

Мезо-кайнозойский осадочный чехол, выполняющий впадину, по литолого-фациальному составу пород подразделяется в целом на три толщи: нижнюю — континентальную красноцветную, среднюю — эвапоритовую и верхнюю — преимущественно сероцветную, морскую.

В основании разреза, непосредственно на фундаменте, залегает красноцветная формация Кокобич (или серия сублиторальных песчаников). На севере Конго она сложена озерными песчано-глинистыми отложениями с пресноводной фауной рыб и остракод позднеюрского до средне мелового (аптского) возраста. Их мощность достигает 2000 м. К югу развиты флювиальные красные аркозовые песчаники с отпечатками хвойных. Мощность формации здесь уменьшается до 400-700 м.

На породах формации Кокобич несогласно залегает сравнительно маломощная (менее 100 м) формация Чела (или Гамбо), которая представляет собой переходную толщу от красноцветов к эвапоритам. Иногда она рассматривается как верхняя часть формации Кокобич. Датируется формация Чела концом среднего апта. В ее составе среди озерных песчано-глинистых отложений наблюдаются тонкие прослои известняков и песчаников, содержащих морские пелециподы, доломитовые аргиллиты, а также лигнито-битуминозные сланцы.

Эвапоритовые отложения в бассейне Конго представлены в основном толщей неравномерно чередующихся пластов каменной и калийных солей. Лишь в самой кровле выделяется маломощная (10-20 см) ангидритовая толща с прослоями доломита. Эвапориты распространены на суше и шельфе и в основном имеют ненарушенное залегание. Их мощности колеблются в зависимости от расстояния до границ впадины от 250 до 950 м (в среднем в пределах 400-600 м). Возраст эвапоритовых отложений — аптский.

Каменная соль была впервые вскрыта в середине 50-х годов нефтяной скв. НЛ1 (рис. I, 3). Тогда же стало известно и о наличии в разрезе калийных солей. В период 1960-1964 гг. с целью их разведки в районе Ольв-Сент-Поль пробурили 49 неглубоких скважин

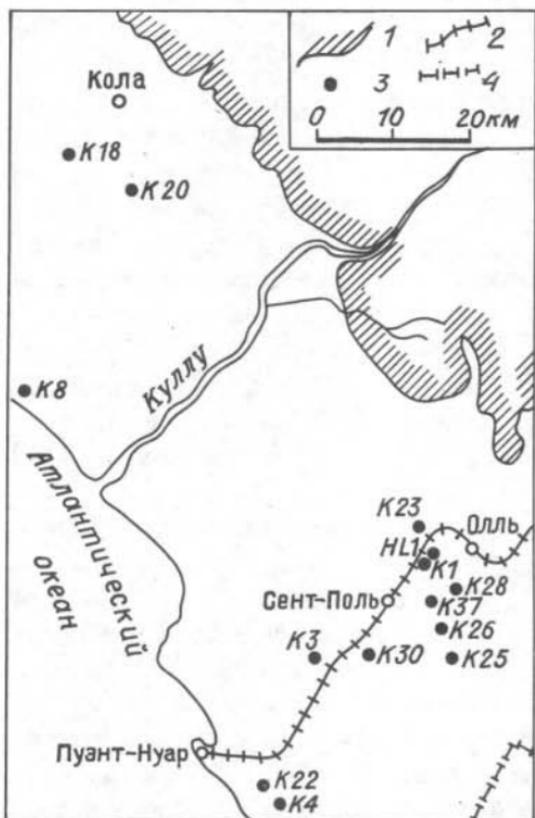


Рис. I. Схема расположения скважин, упомянутых в тексте, в северной части бассейна Конго /по Lambert, 1967/ 1 - выходы пород докембрийского кристаллического фундамента; 2 - железная дорога Конго-Океан; 3 - скважина и ее номер; 4 - граница Конго-Кабинда.

(общим метражом 36166 м). В результате был выявлен ряд калийных горизонтов, залегающих на небольших (в пределах 250-500 м) глубинах и в благоприятных тектонических условиях. Кроме того, было установлено наличие пластов бишофитовых и (или) тахидритовых пород и проведено детальное изучение соляного разреза. С 1969г. началась промышленная разработка выявленного калийного месторождения.

Надсоленосные отложения, представленные морскими образованиями, по составу пород подразделяются на две части: нижнюю, в основном глинисто-карбонатную и верхнюю, залегающую с размывом на нижней, - преимущественно песчаную.

В породах нижней части фауна не встречена, и отложения датируются на основании их сходного состава и стратиграфического положения с фаунистически охарактеризованной формацией Мадие-ла, выделенной в соседней Габонской (или Ого-

ве) впадине. В ее составе различаются две толщи: внизу — известняково-доломитовая, сверху — песчано-доломитовых аргиллитов.

Известняково-доломитовая толща сложена массивными светло-коричневыми (бежевыми) доломитовыми известняками и доломитами. Породы в той или иной степени детритовые, часто пористые и трещиноватые, в основном средней крепости, преимущественно обводненные. Кроме того, присутствуют прослои мелоподобных, оолитовых и сублитографских известняков, а также белых и серых лигнитовых мергелей. Датируется эта толща поздним аптом — альбом. Ее мощность меняется от 25 до 60 м.

Толща песчано-доломитовых аргиллитов (глин ?) представлена в основном аргиллитами (глинами) в различной степени песчаными, синевато-серого цвета (обусловленного тонкорассеянным пиритом). Наблюдаются часто повторяющиеся прослои рыхлых мергелей, песков, глинистых (мергельных) известняков, доломитовых, иногда глинистых песчаников, а также довольно обильные песчано-доломитовые скопления (агрегаты). Возраст толщи сеноманский (?), мощность — от 40 до 280 м.

В верхней части разреза выделяются три толщи. Нижняя толща грубозернистых ожелезненных песков сложена красноватыми, более или менее грубозернистыми песками, которые местами переходят в мягкие песчаные глины и содержат тонкие прослои гравелитов. Возраст ее верхнемеловой, мощность — от 75 до 90 м. Вышележащая фосфатоносная толща Ольз (или Кола) характеризуется чередованием песков, среди которых вблизи кровли отмечаются прослои песчаников и фосфатов. Датируется она палеоцен-маастрихтом, ее мощность 15-80 м. Завершающая разрез толща поверхностных песков сложена внизу слоистыми, иногда грубозернистыми, более или менее глинистыми песками красного, фиолетового, желтого и беловатого цветов с тонкими прослоями глин, а сверху — песками тонкозернистыми, в той или иной степени глинистыми, мягкими, сыпучими. Ее возраст плиоцен-плейстоценовый, мощность — от 10 до 50 м.

Приведем теперь более детальную характеристику эвапоритовых отложений в основном по данным Р.Ламбера /Lambert, 1967/, В.Депежа /Depege, 1967/ и П. де-Рюите /Ruiter, 1979/. Их резко преобладающая нижняя часть представлена соляной толщей, которая сложена главным образом каменной и калийными солями, а верхняя маломощная — ангидритами.

В разрезе соляной толщи доминирует каменная соль. Калийные соли представлены в основном карналлитовыми породами, количество которых в разрезе оценивается 15 %. Значительно реже встречаются сильвиниты. Слои каменной и калийных солей многократно чередуются, образуя двухпородные наборы, мощность которых колеблется в очень широких пределах. В нескольких скважинах, наряду с калийными, присутствуют магниевые и кальций-магниевые соли (бишофит и (или) тахидрит). Кроме того, по всему разрезу отмечается несколько тонких несоляных прослоев, которые служат прекрасными маркирующими горизонтами. Их прослеживание по разрезам скважин позволило провести детальную корреляцию пластов каменной и калийных солей соляной толщи Конго не только по кернам /Belmonte et al., 1965; Lambert, 1967/, но и по каротажным данным /Ruiter, 1979/ и подразделить ее на циклы.

Согласно Р.Ламберу, в составе толщи солей выделяются десять циклов, которые нумеруются римскими цифрами снизу вверх от I до X. Циклы I и X часто отсутствуют, остальные же восемь развиты почти повсеместно. Как правило, нижние циклы, за исключением цикла II, выделяются не очень отчетливо. Их мощности составляют лишь несколько десятков метров, в то время как мощности верхних циклов, начиная с VII, достигают и даже превышают 100 м. Циклы могут включать несколько калийных пластов либо быть некалиеносными. В последнем случае к порядковому номеру цикла добавляется индекс "а". Калийные пласты нумеруются в пределах циклов (снизу вверх) арабскими цифрами. Количество калийных пластов разное в различных циклах. Неодинаково оно и в пределах одного и того же цикла и изменяется в зависимости от географического положения того или иного разреза. Мощности циклов и количество калийных пластов в них по разрезам некоторых скважин показаны в таблице. Мощность калийных пластов колеблется в широких пределах. Так, в цикле VI она изменяется от 0,22 до 1,9 м в скв.К39 и от 0,50 до 5 м – в скв.К25. Мощность пласта 3 цикла VIII составляет в скв.К3 и К22 17 и 18 м соответственно. Один из пластов цикла VII в разрезе скв.К18 достигает 25 м. В этой скважине наблюдается увеличение мощности и других калийных пластов. Однако мощные калийные пласты всегда включают тонкие прослои каменной соли.

Каждый цикл в целом включает три части: нижняя представлена несоляными породами и имеет мощность до 1–2 м; средняя – сложена

Характеристика циклов соленосных отложений
по ряду скважин в бассейне Конго /по Lambert, 1967/

Номер скв.	Номер цикла	Мощность цикла, м	Кол-во калийных пластов
K18	УП	130	19
"	IXa	69	-
K25	Па	59,25	-
"	IYa	16	-
"	УI	70,50	14
"	Ха	112,80	-
K26	Ша	13	-
"	Ya	43,75	-
K28	УПа	119	-
K30	IY	17,50	5
"	X	142	28
K37	IXa	85,50	-
K39	Па	70,25	-
"	IYa	9,77	-
"	Ya	24	-
"	УI	39,60	16
"	Ха	160	-

каменной солью, мощность которой иногда превышает 80 м, верхняя — примерно такой же мощности, как средняя, состоит из чередующихся пластов каменной и калийных солей, причем последние имеют несколько большую, но в общем соизмеримую с каменной солью мощность. Калийные минералы в породах представлены преимущественно карналлитом, слагающим почти чистые карналлитовые породы. Локально присутствуют сильвиниты, представляющие смесь различного количества галита и сильвина (т.е. галит-сильвиновые и сильвиновые (?) породы). Последний считается продуктом преобразования (дегидратации) карналлита. Местами некоторые циклы заканчиваются чистыми (?) бишофитовыми и (или) тахидритовыми породами.

Несоляные слои, залегающие в основании циклов и используе-

мне как маркирующие горизонты, сложены темными битуминозными сланцами, иногда со слойками доломита, глинисто-доломитовых и песчано-глинистых пород. Иногда в них отмечаются остатки растений.

Каменная соль имеет разнообразный облик. Она стекловидная (бесцветная), беловатая, бежевая, коричневатая, темно-серая крепкая массивная, иногда мраморовидная (пятнистая) и слоистая или полосчатая ("линейная") за счет глинисто-доломитового материала. Размер зерен галита, слагающего каменную соль, самый разный. Различны и мощности соли: максимальная — 82 м, зафиксирована в цикле УП по скв.К37, глубина 580—662. В других скважинах максимальные мощности (каменной соли) такие: в скв.К30 в цикле УП—70 м (глубина 749—819 м); в скв.К8 — 55 м (каменная соль на глубине 844 м перекрывается тонким слоем темного битуминозного мергеля); в скв.К38 в основании цикла УШ — 52 м (глубина 514—566 м). В последнем случае каменная соль залегает на тонком (нитевидном) слое битуминозного сланца и состоит из трех зон, отражающих смену фациальных условий седиментации. Базальная зона представлена темной тонкозернистой солью. Средняя — сложена коричневой до темно-серой среднезернистой каменной солью. Верхняя состоит из коричневатой грубозернистой соли.

Карналлитовые породы слагают в разрезе многочисленные, выдержанные по мощности пласты, иногда достигающие 20 м, а их суммарная мощность в разрезе может быть порядка 100 м. Обычно это грубозернистые или брекчиевидные породы розового до красно-оранжевого или красно-кирпичного цвета. В пределах пласта они могут в большей или меньшей степени переслаиваться с каменной солью. Наряду с чисто карналлитовыми, возможно, присутствуют и галит-карналлитовые породы.

Сильвиниты, в отличие от карналлитовых пород, за счет которых они образовались, имеются в разрезах не всех скважин и не слагают целиком калийные пласты. Они образуют в их пределах лишь неправильные линзовидные тела, хотя и достаточно протяженные. В латеральном направлении сильвиниты замещаются карналлитовыми породами. Сильвинитовые горизонты выявлены на разных уровнях в различных циклах. Контуры их распространения не совпадают.

Сильвиниты имеют весьма разнообразный облик. Это в основном сероватые, розоватые или красно-фиолетовые с мозаичной и чере-

питчатой структурой породы, сложенные кристаллами стекловидного или голубого галита и розового или стекловидного сильвина. Кроме того, нередко встречаются и полосчатые сильвиниты, в которых полосчатость обусловлена тонкими нитевидными слоями темно-серого галита.

Наиболее богатые и протяженные сильвинитовые горизонты известны в районе Ольш-Сент-Поль. Они входят здесь в состав цикла IX, где могут слагать четыре калийных пласта: 3/IX, 6/IX, 7-8/IX и 9/IX. В разрезах одних скважин сильвинитовыми могут быть все четыре пласта (например, в скв.К32), а в других — либо один, либо несколько из этих пластов сложены карналлитовыми породами (см. рис.2). Горизонты 3/IX и 7-8/IX разрабатываются.

Сильвинитовый горизонт 3/IX со средней мощностью 3 м и содержанием K_2O немного выше 38 % залегает на глубинах от 310 до 360 м. Он пересечен 15 скважинами, пробуренными через 800-2500 м, и известен на площади до 9-11 км². Установленные запасы K_2O 26 млн.т. Горизонт 7-8/IX находится в 10-20 м выше горизонта 3/IX на глубинах от 288 до 380 м. Его средняя мощность 1,8-1,9 м, содержание K_2O около 18 %, площадь распространения 20-28 км². Он пройден 10 скважинами, расстояние между которыми от 800 до 2600 м. Запасы горизонта 7-8/IX оцениваются в 17 млн.т. K_2O . Сильвиниты нижнего горизонта почти целиком располагаются в поле распространения верхнего, занимая около 0,4 площади развития последнего, и лишь на значительной площади сильвинитовый горизонт 3/IX выходит за пределы горизонта 7-8/IX (рис.3).

В большинстве скважин, пробуренных в районе Ольш-Сент-Поль, в основании толщ имеется еще один сильвинитовый горизонт, выделяемый под индексом I/II, представляющий экономический интерес. Он приурочен к циклу II, вскрыт пятью скважинами и залегает на глубинах от 580 до 700 м. Его средняя мощность 2,25 м, площадь распространения 10 км², содержание K_2O 21,7 %. Запасы исчисляются 10 миллионами тонн K_2O .

В этом же районе по разрезам разных скважин сильвинитовые горизонты установлены и на других уровнях. Так, в скв.К28 в цикле II на глубине 666 м выявлен горизонт 2/II мощностью 3 м, а в составе цикла УШ по скв. К23 — горизонт 3/УШ. Последний залегает на глубине 402 м, его мощность 0,85 м, содержание K_2O более 30 %. В кровле соленосной толщи в разрезах шести скважин, в ко-

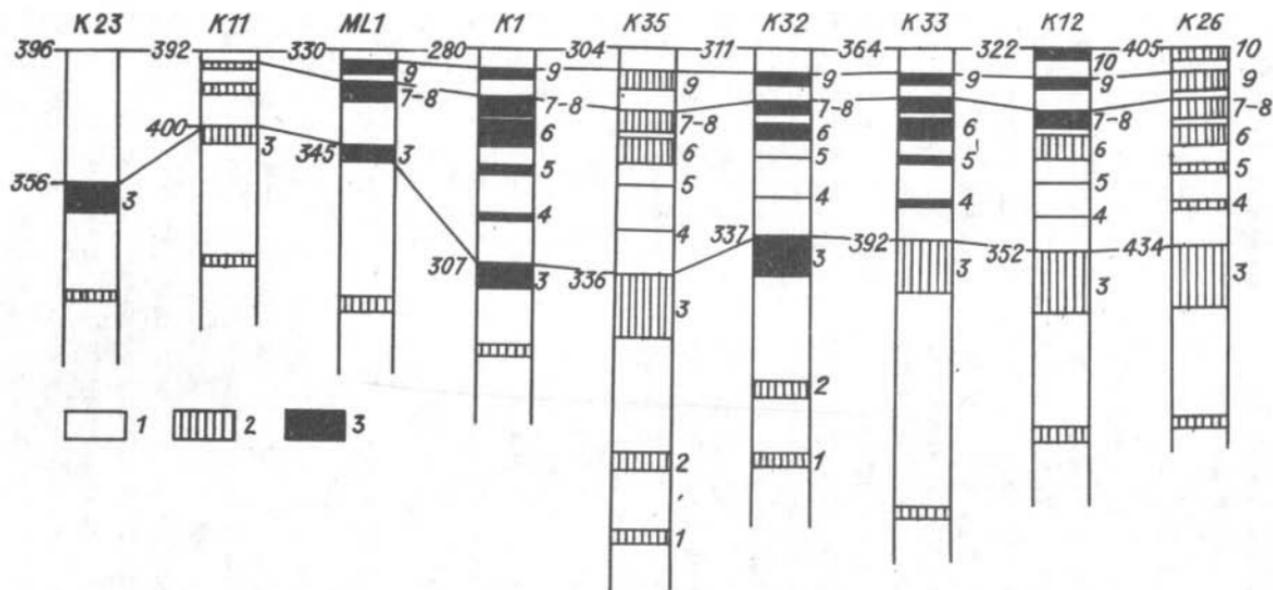


Рис.2. Стрoение верхней (калиеносной) части соляного цикла IX и состав калийных пластов / по Lambert, 1967/

I - каменная соль; 2 - карналитовые породы; 3 - сильвиниты. Цифры у колонок: сверху - номер скважины, слева - глубина кровли цикла (вверху) и кровли калийного горизонта 3/IX, справа - номера калийных пластов

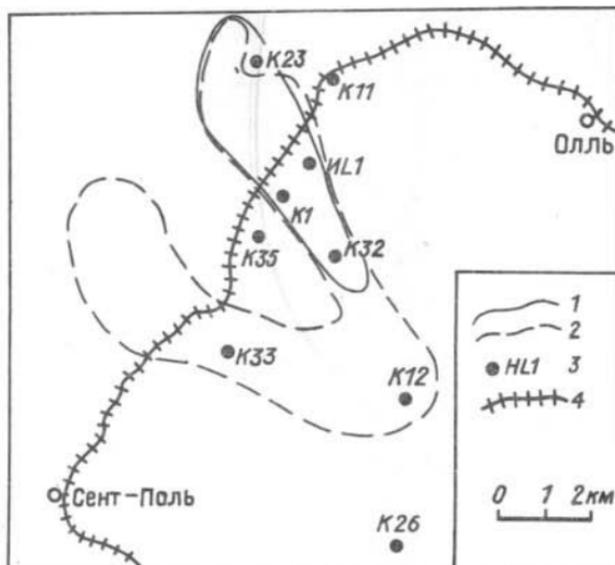


Рис.3. Соотношение площади распространения сильвинитовых горизонтов 3/IX и 7-8/IX цикла IX в районе Ольб - Сент-Поль /по Depege, 1967/

1-2 - предполагаемые контуры распространения: 1 - горизонта 3/IX, 2 - горизонта 7-8/IX; 3 - скважина и её номер; 4 - железная дорога Конго-Океан

торых выделяется цикл X, имеется еще один сильвинитовый горизонт, самый верхний. Он в основном маломощный и бедный (1,0-1,5 м со средним содержанием K_2O 10%), но местами становится более мощным (5,5 м в скв.К25) и обогащается K_2O .

Сильвинитовые горизонты, часто богатые, отчетливо устанавливаются и в других районах впадины Конго, и на других уровнях, правда, в основном по единичным скважинам. Так, горизонт 3/УП мощностью 3,81 м с содержанием K_2O 21,3% выявлен на участке Кола в цикле УП по скв.К20 на глубине 343 м. В цикле УШ в разрезе скв.К18 на этом же участке выделено два сильвинитовых горизонта - 3/УШ и 4/УШ. Нижний залегает на глубине 287 м, имеет

мощность 3,26 м и содержание K_2O 23,6 %. Горизонт 4/УШ мощностью 3,9 м расположен на 7 м выше (глубина 280 м) и содержит 26 % K_2O . Этот же горизонт установлен в скв.К4, расположенной к юго-востоку от Пуэнт-Нуар. Здесь глубина его залегания - 890 м; мощность - 4,5 м.

В общем можно сказать, что одни и те же калийные пласты в одних скважинах сложены карналлитовыми породами, в других - сильвинитовыми. Это и позволяет предполагать линзовидное залегание последних среди карналлитовых пород.

Пласты бишофитовых и (или) тахгидритовых пород, завершающие некоторые циклы, иногда имеют значительную мощность. Так, в скв. К18 верхняя часть цикла УП сложена несколькими слоями бишофитовых (тахгидритовых) пород красно-оранжевых до желтых. А в скв. К38 в этом же цикле УП выше 19 метрового карналлитового пласта присутствует бишофитовый (тахгидритовый) мощностью 26,5 м с несколькими прослоями карналлита.

Залегаящая выше соляной 10-25-метровая ангидритовая толща представлена массивными, очень крепкими ангидритами, слагающими довольно мощные пласты, которые чередуются с тонкими слоями пластичных серых глинисто-доломитовых пород (мергелей), доломита и сверху гипса. В верхней трети толщи, ниже самого верхнего пласта ангидрита, в породах присутствует морской микропланктон.

П.де-Рюите /Ruiter, 1979/, по данным каротажа скважин, подразделяет эвапоритовые отложения на соляные циклы иначе. Прежде всего он различает нормальные и инверсионные (регрессивные) циклы. В первых наблюдается последовательное (снизу вверх) увеличение растворимости солей, что отражает все большую степень сгущения рапы солеродного бассейна. Описание именно такого нормального цикла было проведено Р.Ламбером /Lambert, 1967/. В инверсионных циклах распределение солей по их растворимости обратное, т.е. более растворимые соли перекрываются менее растворимыми и, следовательно, при их садке рапа последовательно разбавлялась.

Эвапоритовый разрез, согласно П.де-Рюите /Ruiter, 1979/, имеет такое строение. В его основании залегает пласт базальной каменной соли, выше которого выделяется до пяти относительно тонких инверсионных соляных циклов, которые могут быть прослежены на значительной площади бассейна Конго. Нижняя часть этих циклов сложена почти чистым карналлитом. В средней среди кар-

наллита располагаются слои каменной соли, количество которой увеличивается вверх по разрезу. Завершаются циклы чистой каменной солью. Выше инверсионных циклов легко выделяются в разрезе и хорошо коррелируются по скважинам бассейна Конго три нормальных соляных цикла. К самому последнему циклу, фиксирующему конец эвапоритового разреза, П.де-Рюите относит верхний пласт каменной соли (начало цикла), ангидритовую толщу (средняя часть цикла) и нижние доломиты известково-доломитовой толщи (конец цикла). Этот цикл отражает последовательное распределение рапы соледородного бассейна и является ярким примером инверсионного (но не чисто соляного, а смешанного).

Пласты каменной соли, по данным П.де-Рюите /Ruiter, 1979/ характеризуются низкой радиоактивностью (гамма-каротаж), низкой нейтронной пористостью (нейтронный каротаж), плотностью $2,10 \text{ г/см}^3$ (механический каротаж) и наименьшим диаметром скважины (кавернометрия), а карналлита — относительно высокой радиоактивностью, очень высокой нейтронной пористостью, плотностью $1,6 \text{ г/см}^3$ и средним размером диаметра скважины (что связано с умеренным размывом во время бурения карналлитового пласта). Основным критерием для выделения бишофита* служит максимальный диаметр скважины вследствие его сильного растворения. Сильвиниты, как можно судить по приведенной П.де-Рюите диаграмме, характеризуются при высоком (до 36 %) содержании K_2O самой высокой радиоактивностью.

Таким образом, приведенная характеристика калиеносной толщи бассейна Конго показывает, что она имеет своеобразный состав и строение и отличается широким распространением, наряду с калийными солями хлоридного типа (карналлитовыми породами и сильвинитами), также бишофитовых и (или) тахгидритовых пород. В этом отношении она схожа с калиеносной толщей мелового возраста бассейнов Кхорат и Сакон-Накхон, описанных ранее /Жаркова, 1984/.

* П.де-Рюите предполагает, что в разрезе встречается бишофит, так как одновременное присутствие бишофита и тахгидрита, как показали исследования Ф.Лотце /Lotze, 1957/, исключается.

Литература

ЖАРКОВ М.А., БЛАГОВИЦОВ В.В., ЖАРКОВА Т.М. и др. Классификация соленосных формаций по вещественному составу и закономерностям пространственного положения. - В кн.: Основные проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1981, с.3-22.

ЖАРКОВ М.А., МЕРЗЛЯКОВ Г.А., ЯНШИН А.Л. Открытие калийных солей в Сибири. - Природа, 1982, № 7, с.6-14.

ЖАРКОВА Т.М. Меловые соленосные отложения бассейнов Хорат и Сакон-Накхон (Таиланд, Лаос). - В кн.: Осадочные формации и условия их образования. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984, с.28-54.

КУЗНЕЦОВ В.Г., ЧЕЧЕЛЬ Э.И., ДРУГОВ Г.М. и др. Непский калиеносный бассейн. - В кн.: Природная сода и давсонитпроявления в СССР. М.: Наука, 1985, с.124-130.

СЕЛИЦКИЙ А.Г. Прогибы Огове, Конго и Кванза. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки. М.: Недра, 1973, с.302-305.

ЧЕЧЕЛЬ Э.И., МАШОВИЧ Я.Г., ГИЛЕВ Ю.Г., ЧАУЗОВА Г.И. Непский калиеносный бассейн Восточной Сибири и условия его формирования. - В кн.: Основные проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1981, с.113-122.

BELMONTE Y., HIRTZ P., WENGER R. The salt basins of the Gabon and the Congo (Brazzaville). - In: Salt basins around Africa. London: Institute Petroleum, 1965, p.55-74.

DEPEGE V. La mise en exploitation du bassin potassique Congolais. - Annales des Mines, 1967, v.11, p.724-734.

EMERY K.O., UCHUPI E., PHILLIPS J. et al. Continental margin off western Africa: Angola to Sierra Leone. - AAPG Bull., 1975, v.59, N 12, p.2209-2265.

EVANS R. Origin and significance of evaporites in basins around the Atlantic margin. - AAPG Bull., 1978, v.62, N 2, p.223-234.

LAMBERT R. Esquisse géologique du bassin potassique Congolais. - Annales des Mines, 1967, v.11, p.709-722.

LOTZE F. Steinsalz und Kalisalze. Berlin: Bornträger, 1957. 477 s.

RUITER P.A.C.de. The Gabon and Congo Basins Salt Deposits. - Econ. Geol., 1979, v.74, N 2, p.419-431.

М.А.Жарков

О КЛАССИФИКАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Проблема классификации месторождений калийных солей имеет большое практическое значение. Она неоднократно освещалась в литературе /Валяшко, 1962; Иванов, 1953, 1959, 1979; Иванов, Воронова, 1972; Кашкаров, Фивег, 1963; Корневский, 1973; Месторождения ..., 1973; Тихвинский, 1984; Фивег, 1967/.

В настоящее время широкое признание получила классификация калийных месторождений, разработанная А.А.Ивановым /1953, 1959, 1979/. В ее основе лежат следующие три принципа: 1) химический состав слагающих месторождения калийных и магниевых минералов, 2) пространственное положение, морфология и условия залегания калийных залежей, 3) внутреннее строение калийных месторождений, число пластов калийных солей, их мощность и степень калиеносности.

В соответствии с первым принципом различались три типа месторождений калийных солей: сульфатные, бессульфатные и комплексные. В составе комплексных месторождений наряду с минералами, представленными сульфатами калия и магния, имеются в большем или меньшем количестве хлориды калия и магния, которые нередко слагают обособленные залежи, пласты и линзы. В бессульфатных месторождениях калийные и магниевые минералы имеют только хлоридный состав. Сульфаты калия и магния (как правило, полигалит) встречаются лишь в виде акцессорных проявлений в сульфатно-кальциевых (ангидритовых) прослоях. Минеральный состав сульфатных залежей разнообразен. В них присутствуют сульфатные породообразующие минералы — каинит, лангбейнит, полигалит, шенит, глазерит, леонит, леветит, сингенит, а также хлоридные минералы — сильвин и карналлит, но последние встречаются относительно в небольших количествах.

Используя второй принцип, А.А.Иванов предложил различать четыре типа калийных месторождений. Первый — охватывает крупные пластовые залежи, выдержанные по мощности и достаточно устойчивые в отношении минерального состава. Второй — объединяет месторождения с пластово-линзообразными залежами, выдержанными и относительно выдержанными по минеральному составу, но с менее устойчивой мощностью и значительно меньшими площадями распростра-

нения. Третий суммирует месторождения с линзообразными залежами калийных солей, а четвертый — с пластово-линзообразными.

Согласно третьему принципу тоже предложено выделять четыре типа калийных месторождений. Первый — это такие месторождения, в которых развит только один пласт калийных солей. Во втором типе имеется от 2 до 4 калийных пластов, в третьем — до I2-I5, а в четвертом — еще больше.

А.А.Иванов /1959, Иванов, Воронова, 1972/убедительно показал, что установленные типы месторождений калийных солей действительно наблюдаются в природе и каждый из них имеет конкретных представителей в разновозрастных соленосных формациях.

Близкие, но все же несколько иные принципы классификации калийных месторождений были предложены М.П.Фивегом /Кашкаров, Фивег, 1963; Фивег, 1967/. Он рекомендовал различать месторождения на основе следующих принципов: 1) по минеральному составу калийных пород и руд, 2) по химическому составу калийных солей, 3) по площади распространения, 4) по условиям залегания, с учетом особенностей внутренней тектоники, 5) по положению калийных пород в разрезе. С учетом минерального состава калийные месторождения разделялись на мономинеральные и полиминеральные. По химическому составу различались: хлоридные (сильвиниты, карналитовые породы), сульфатные (полигалитовые, лангбейнитовые и др.) и смешанные (каинитовые, хартзальцевые, сильвин-полигалитовые, сильвин-лангбейнитовые и др.). По площади распространения выделялись пластовые и линзообразные, причем к последним относились залежи, развитые на площади менее 20 км². По условиям залегания предлагалось различать три типа: а) со слабой внутренней тектоникой и с незначительным проявлением течения калийных пород при горизонтальном залегании или падении вмещающих слоев каменной соли; б) с четко выраженным течением калийных пород, усиленным преимущественно в сводах соляных брахиантиклиналей и синклиналей; в) со сложной внутренней тектоникой с интенсивно проявленным течением внутри интрузивных соляных тел.

В практике разведочных работ и промышленной оценки месторождений калийных солей принято их классифицировать на три группы, учитывая размеры залежей, их морфологию, выдержанность мощности, строение и качество /Месторождения ..., 1973/. Эти группы следующие.

I. Пластово-линзообразные, относительно выдержанные по мощности и качеству калийных залежей, имеющие значительные размеры (иногда десятки километров) и сложенные мощными толщами, которые неоднократно выклиниваются или замещаются другими породами.

II. Линзообразные, невыдержанные по мощности, строению и качеству залежи калийных солей.

III. Сложного строения с невыдержанной мощностью залежей или содержанием полезных компонентов, связанные с соляными куполами и штоками.

Многие исследователи /Валяшко, 1962; Жарков, 1971; Корневский, 1973; Месторождения ..., 1973; Тихвинский, 1984/ подразделяют месторождения калийных солей по составу калийсодержащих пород на два крупных типа: хлоридный (или бессульфатный) и сульфатный. И.Н.Тихвинский /1984/ различает следующие четыре промышленных типа месторождений, выделяющихся по условиям залегания, размерам, форме и внутреннему строению тел полезного ископаемого, выдержанности их мощности и содержания полезного компонента: 1) с пластовыми телами, выдержанными по мощности, условиям залегания, качеству и технологическим свойствам; 2) с пластово-линзообразными и линзообразными телами, сравнительно выдержанными по мощности, качеству и технологическим свойствам; 3) с пластово-линзообразными и линзообразными телами, не выдержанными по мощности и строению, качеству и технологическим свойствам; 4) приуроченные к соляно-купольным структурам, не выдержанные по строению, мощности, качеству и технологическим свойствам.

Как видно из приведенных кратких сведений, исследователи используют для классификации одинаковые или близкие принципы. Общеизвестно различать месторождения по составу слагающих их калийных солей или калийсодержащих пород. Всеми используется принцип, учитывающий размеры и форму калийных пластов, а также их выдержанность по площади. Весьма важным признается также принцип, согласно которому месторождения подразделяются по числу пластов калийных солей, их мощности, а также числу и мощности разграничивающих пластов каменной соли и других пород. Еще один общепризнанный принцип классификации месторождений — это степень их дислоцированности.

Заметим, что в настоящее время все используемые принципы считаются как бы одноранговыми. На их основе предлагаются не-

зависимые классификации, согласно которым выделяются типы калийных месторождений либо по составу, либо по количеству пластов калийных солей, либо по морфологии и условиям залегания калийных залежей, либо по комплексу признаков: морфологии, мощности, строению, качеству и т.д. Вместе с тем, существует практическая необходимость в разработке единой классификации месторождений калийных солей, в которой были бы учтены вышеперечисленные принципы и выделены соподчиненные классификационные подразделения.

Учитывая это, можно предложить следующий подход к разработке такой единой классификации калийных месторождений. При выделении типа месторождений использовать состав калийных солей и калийсодержащих пород. Следующее более низкое классификационное подразделение — группу, устанавливать по размеру и форме калийных пластов и их выдержанности по площади. Еще более низкий классификационный уровень, а именно, класс калийных месторождений выделять с учетом числа калийных пластов или калийных горизонтов. И, наконец, последнее подразделение — подкласс, можно устанавливать по степени дислоцированности месторождений.

Применимость подобной единой классификации для месторождений калийных солей, выявленных в настоящее время в различных регионах мира, показывается ниже.

Имеющийся фактический материал по составу калийсодержащих пород разновозрастных калиеносных бассейнов и месторождений калийных солей, приведенный в табл. I, позволяет разделить все известные калийные месторождения мира на два типа: хлоридный и хлоридно-сульфатный.

Месторождения хлоридного типа отличаются присутствием только калийных солей хлоридного состава. К этому типу относятся крупнейшие калийные месторождения мира, такие как Непское в Восточной Сибири, Старобинское и Петриковское в Белоруссии, все месторождения Западной Канады, Соликамской впадины, Гаурдакское, Тубегатанское, Кугитанское, Карлюкское, Карабильское и Окузбулакское в Средней Азии, месторождения бассейнов Кхорат и Сакон-Накхон в Таиланде и Лаосе, Кармополис в Бразилии, Оль-Сент-Поль в Конго, Хемиссет в Марокко, Милуз во Франции, Бюггинген в ФРГ, Каталонской и Наваррской впадин в Испании, Эль-Лизан в Иордании.

Месторождения хлоридно-сульфатного типа характеризуются тем, что они сложены калийными солями как хлоридного, так и сульфатного и хлоридно-сульфатного состава. В них распространены кроме калийсодержащих пород сильвинитового, карналлитового, галит-сильвинитового и галит-карналлитового состава, также полигалитсодержащие, лангбейнитсодержащие, каинитсодержащие, лёвенитсодержащие, шенитсодержащие и другие сульфатные породы. К хлоридно-сульфатному типу относятся почти все месторождения цехштейнового возраста Центрально-Европейского бассейна, многие месторождения Прикаспийской впадины (Эльтонское, Индерское, Жиланское и др.).

По размерам, форме калийных пластов и их выдержанности по площади калийные месторождения подразделяются на три группы: пластовые, линзообразные и пластово-линзообразные.

К первой группе относятся месторождения, в которых калийные пласты прослеживаются на десятки километров, залегают горизонтально, слабонаклонно или в виде пологих складок. Мощность пластов колеблется в небольших пределах, состав и качество калийных солей выдерживаются. К этой группе относятся Верхнекамское, Старобинское и Петриковское месторождения, все месторождения Саскачеванской впадины в Канаде и Виллстонского бассейна в США, Кейне-Крик в США, Амазонского бассейна в Бразилии.

Линзообразная группа объединяет месторождения, в которых калийные соли слагают не выдержанные по мощности линзы, сравнительно быстро выклинивающиеся по площади и изменяющиеся по составу, строению и качеству. Линзы обычно протягиваются несколько километров, сотни и даже несколько десятков метров. Они могут иметь различный минеральный состав и очень сложно чередоваться между собой. К линзообразной группе относятся месторождения Советского Предкарпатья (Калуш-Голыньское, Стебниковское, Марково-Росильнянское, Бориславское и др.), Индерское, Жиланское и другие в Прикаспийской впадине, Карлсбадское месторождение в США.

Пластово-линзообразная группа включает месторождения, в которых калиеносные горизонты и калийные пласты прослеживаются на десятки километров, но на площади своего распространения они имеют линзовидную форму, выклиниваются на расстоянии нескольких километров, замещаются каменной солью, объединяются с выше- или нижележащими линзами калийных солей или снова образуют самостоя-

Список
калийных бассейнов и месторождений калийных солей

№ п/п	Название бассейнов и месторождений (страна)	Возраст	Класс (подкласс) соленосных формаций по М.А.Каркову и др. /1981/	Семейство солевых формаций по М.А.Каркову и др. /1981/	Калийсодержащие соляные породы согласно классификации Т.М.Жарковой /1981/	Тип калийных залежей и месторождений
1	2	3	4	5	6	7
1	Восточно-Сибирский Непское (СССР)	Ранний кембрий	Хлоридный	Галит-сильвин-карналитовое (A2)	Сильвинитового, карналитового, галит-сильвинитового, галит-карналитового, галит-сильвинитового состава	Хлоридный
2	Мичигано-Пределапачский (США)	Поздний силур	Хлоридный	Галит-сильвин-карналитовое (A2)	Галит-сильвинитового, галит-карналитового состава	Хлоридный
3	Припятский (СССР)	Девон	Хлоридный	Галит-сильвин-карналитовое (A2)	Сильвинитового, карналитового, галит-сильвинитового, галит-карналитового, галит-сильвинитового состава	Хлоридный
	Старобинское	"	"	"	"	"
	Петриковское	"	"	"	"	"
	Копаткевичское	"	"	"	"	"
	Нежинское	"	"	"	"	"
	Октябрьское	"	"	"	"	"
	Житковичское	"	"	"	"	"
4	Западно-Канадский (Канада, США)	Девон	Хлоридный	Галит-сильвин-карналитовое (A2)	Сильвинитового, карналитового, галит-сильвинитового, галит-карналитового, галит-сильвинитового состава	Хлоридный
	Западно-Саскатунское	"	"	"	"	"
	Восточно-Саскатунское	"	"	"	"	"

I	2	3	4	5	6	7
	Прикумьское (Саскачеван)	"	"	"	"	"
	Реджайнское (Саскачеван)	"	"	"	"	"
	Джорктонское (Саскачеван)	Девон	Хлоридный	Галит-сильвин-карналлитовое (A2)	Сильвинового, карналлитового, галит-сильвинового, галит-карналлитового, галит-сильвинитового состава	Хлоридный
5	Маритайм (Канада) Солт-Спрингс (провинция Нью-Брансуик)	Карбон	Хлоридный	Галит-сильвин-карналлитовое (A2)	Сильвинового, карналлитового, галит-сильвинового, галит-карналлитового, галит-сильвинитового состава	Хлоридный
6	Парадокс (США) Кейне-Крик	Карбон	Хлоридный	Галит-сильвин-карналлитовое (A2)	Сильвинового, карналлитового, галит-сильвинового, галит-карналлитового, галит-сильвинитового состава	Хлоридный
7	Игл (США)	Карбон	Хлоридный	Галит-сильвин-карналлитовое (A2)	Сильвинового, карналлитового, галит-сильвинового, галит-карналлитового, галит-сильвинитового состава	Хлоридный
8	Амазонский (Бразилия)	Карбон	Хлоридный	Галит-сильвин-карналлитовое (A2)	Сильвинового, карналлитового, галит-сильвинового, галит-карналлитового, галит-сильвинитового состава	Хлоридный
9	Восточно-Европейский (СССР) Березниковское (Солликамская впадина) Верхнепечорская впадина Индерское (Прикаспийская впадина)	Пермь	Хлоридный	Галит-сильвин-карналлитовое (A2)	Сильвинитового, карналлитового, галит-сильвинового, галит-карналлитового состава	Хлоридный
		"	"	"	Галит-сильвинового, галит-карналлитового состава	"
		"	Хлоридно-сульфатный (калийно-сульфатный)	Каннит-лангбейнит-полигалит-кизе-рит-галит-сильвин-кар-	Сильвинового, карналлитового, галит-сильвинового, полигалит-галит-сильвинового, лангбейнит-галит-сильвинового, каннит-лангбейнит-галито-	Хлоридно-сульфатный

I	2	3	4	5	6	7
				налит-бишо- фитовое (БК4)	вого, каинит-полигалит-галитового, каинит-лангбейнит-галит-сильвинового, каинит-полигалит-галит-сильвинового, лангбейнит-кизерит-галитового, лангбейнит-кизерит-галит-сильвинового, полигалит-кизерит-галит-сильвинового, лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-сильвинового, лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-карналитового, каинит-галит-сильвинового, кизерит-галит-карналитового, каинит-кизерит-галитового состава	
	Шугульское (При- каспийская впа- дина)	Пермь	Хлоридно- сульфат- ный (ка- лийно- сульфат- ный)	Каинит- лангбей- нит-по- лигалит- кизерит- галит- сильвин- карналит- бишофито- вое (БК4)	"	Хлоридно-суль- фатный
	Сатимол (Прика- спийская впадина)	"	"	"	"	"
	Челкарское (При- каспийская впа- дина)	"	"	"	Сильвинового, карналитового, галит-сильви- нового, галит-карналитового, карналит-бишофи- тового, галит-карналит-бишофитового, полига- лит-галитового, полигалит-галит-сильвинового, полигалит-кизерит-галит-сильвинового, кизерит- галит-карналитового состава	"
	Зьютонское (При- каспийская впа- дина)	"	"	"	Сильвинового, карналитового, галит-сильвино- вого, галит-карналитового, галит-сильвин- карналитового, кизерит-карналитового, кар-	"

I	2	3	4	5	6	7
	Ильинское (Прикаспийская впадина)	Пермь	Хлоридно-сульфатный (калийно-сульфатный)	Каинит-лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-сильвин-карналлит-бишофитовое (БК4)	налитового, кизерит-карналлит-бишофитового кизерит-галит-карналлит-бишофитового состава Сильвинового, карналлитового, галит-сильвинового, галит-карналлитового, полигалит-галитового, кизерит-галит-сильвинового, карналлит-бишофитового состава	Хлоридно-сульфатный
10	Днепро-Донецкий (СССР)	"	"	"	"	"
II	Центрально-Европейский Район Верра-Фульда (ГДР, ФРГ)	Пермь	Хлоридно-сульфатный (калийно-сульфатный)	Каинит-лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-сильвин-карналлит-бишофитовое (БК4)	Сильвинового, карналлитового, галит-сильвинового, галит-карналлитового, полигалитового, кизерит-галитового, кизерит-галит-карналлитового, кизерит-галит-карналлит-тахидритового, лангбейнит-галитового, полигалит-галитового, лангбейнит-полигалит-галитового, лангбейнит-галит-сильвинового, лангбейнит-полигалит-галит-сильвинового, лангбейнит-кизерит-галит-сильвинового, полигалит-кизерит-галит-сильвинового, лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-карналлитового, лангбейнит-лөвевит-галитового, полигалит-вантгофит-галитового, каинит-галитового, каинит-полигалит-галит-сильвинового, каинит-полигалит-кизерит-галит-сильвинового, каинит-кизерит-галит-карналлитового, карналлит-бишофитового состава	Хлоридно-сульфатный

I	2	3	4	5	6	7
	Ожно-Гарцонкий район (ГДР)	"	"	"	"	"
	Унотрутокий район (ГДР)	"	"	"	"	"
	Галле (ГДР)	"	"	"	"	"
	Мансфельдский район (ГДР)	"	"	"	"	"
	Амерслебен (ГДР)	"	"	"	"	"
	Бернбург (ГДР)	"	"	"	"	"
	Стассфурт (ГДР)	"	"	"	"	"
	Шванебек (ГДР)	"	"	"	"	"
	Алмертал (ГДР)	"	"	"	"	"
	Калверде (ГДР)	"	"	"	"	"
	Северо-Ганноверский район (ФРГ)	"	"	"	"	"
	Ожно-Ганноверский район (ФРГ)	"	"	"	"	"
	Магдебург-Хальберштадский район (ФРГ)	"	"	"	"	"
	Стейфер (Йоркшир, Англия)	"	"	"	Сильвинового, карналитового, галит-сильвинового, галит-карналитового, риннеит-галитового, риннеит-галит-сильвинового, полигалитового, полигалит-галитового состава	"
	Гданьский район (Польша)	"	"	"	Полигалитового состава	"
	Подлесинское (СССР)	"	"	"	Сильвинового, карналитового, галит-сильвинового, галит-карналитового, полигалитового, кизерит-галитового, кизерит-карналитового,	"

I	2	3	4	5	6	7
					кизерит-галит-карналитового, кизерит-галит-сильвинитового состава	
I2	Мидконтинента (США) Карлсбадское	Пермь	Хлоридно-сульфатный (калийно-сульфатный)	Каннит-лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-сильвинит-карналитовое (БКЗ)	Сильвинитового, карналитового, галит-сильвинитового, галит-карналитового, полигалитового кизерит-галитового, кизерит-галит-сильвинитового, кизерит-галит-карналитового, лангбейнит-галитового, лангбейнит-полигалит-галитового, лангбейнит-полигалит-галитового, галит-сильвинитового, лангбейнит-кизерит-галит-сильвинитового, полигалит-кизерит-галит-сильвинитового, лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-карналитового, каннит-галитового, каннит-полигалит-галит-сильвинитового, каннит-полигалит-кизерит-галит-сильвинитового, каннит-кизерит-галит-карналитового состава	Хлоридно-сульфатный
I3	Предрифейский (Марокко) Хемиссет	Триас	Хлоридный	Галит-сильвинит-карналитовое (А2)	Сильвинитового, карналитового, галит-сильвинитового, галит-карналитового, галит-сильвинит-карналитового, риннеит-галитового, риннеит-галит-сильвинитового состава	Хлоридный
I4	Западно-Марокканский	Триас	Хлоридный	Галит-сильвинит-карналитовое (А2)	Сильвинитового, карналитового, галит-сильвинитового, галит-карналитового состава	Хлоридный
I5	Средне-Азиатский (СССР)	Поздняя бра	Хлоридный	Галит-сильвинит-карналитовое (А2)	Сильвинитового, карналитового, галит-сильвинитового, галит-карналитового, галит-сильвинит-карналитового состава	Хлоридный
	Гаурдакское	"	"	"	"	"
	Тюбегатанское	"	"	"	"	"
	Кугитанское	"	"	"	"	"
	Карлукское	"	"	"	"	"
	Карабильское	"	"	"	"	"
	Окузбулакское	"	"	"	"	"

I	2	3	4	5	6	7
	Акбашское	"	"	"	"	"
	Ходжайканское	"	"	"	"	"
	Лялимканское	"	"	"	"	"
	Кзылмазарское	"	"	"	"	"
	Хамканское	"	"	"	"	"
	Кочширокое	"	"	"	"	"
I6	Сакон-Накхон (Лаос, Мел Тайланд)	Мел	Хлоридный	Галит-сильвин-карналлит-тахгидритовое (A4)	Сильвинового, карналлитового, галит-сильвинового, галит-карналлитового, галит-карналлит-тахгидритового, карналлит-тахгидритового состава	Хлоридный
I7	Кхорат (Тайланд)	Мел	Хлоридный	Галит-сильвин-карналлит-тахгидритовое (A4)	"	Хлоридный
I8	Сержили-Амагос (Бразилия)	Мел	Хлоридный	Галит-сильвин-карналлит-тахгидритовое (A4)	Сильвинового, карналлитового, галит-сильвинового, галит-карналлитового, галит-сильвин-карналлитового, карналлит-тахгидритового состава	Хлоридный
	Кармополис	"	"	"	"	"
I9	Конго	Мел	Хлоридный	Галит-сильвин-карналлит-бисофит-тахгидритовое (A3)	Сильвинового, карналлитового, галит-сильвинового, галит-карналлитового, карналлит-тахгидритового, карналлит-бисофитового (?) состава	Хлоридный
	Оль-Сент-Поль	"	"	"	"	"
20	Рейнский (ФРГ, Франция) Милузская площадь	Палеоген	Хлоридный	Галит-сильвин-карналлитовое (A2)	Сильвинового, карналлитового, галит-сильвиново-го, галит-карналлитового состава	Хлоридный

I	2	3	4	5	6	7
	Боггингенская площадь	"	"	"	"	"
2I	Ибно-Пиренейский (Испания)					
	Каталонская впа- дина	Палеоген	Хлоридный	Галит-суль- вин-карнал- литовое (A2)	Сильвинового, карналлитового, галит-сульвино- вого, галит-карналлитового состава	Хлоридный
	Наваррская впадина	"	"	"	"	"
-22	Предкарпатский (СССР)	Неоген	Хлоридно- сульфат- ный (ка- лийно- сульфат- ный)	Каинит- лангбейнит- полигалит- галит-суль- вин-карнал- литовое (БК2)	Галит-сульвинового, карналлитового, галит- карналлитового, галит-сульвин-карналлитового, шенит-галитового, лангбейнит-галитового, ланг- бейнит-полигалит-галитового, каинит-галитово- го, каинит-полигалит-галитового, каинит-ланг- бейнит-галитового, каинит-лангбейнит-кизерит- галитового, каинит-лангбейнит-полигалит-гали- тового, каинит-лангбейнит-кизерит-полигалит- галитового, полигалит-галитового, лангбейнит- полигалит-галит-сульвинового, каинит-галит- сульвинового, - каинит-лангбейнит-галит-сульви- нового, каинит-лангбейнит-кизерит-галит-суль- винового, каинит-лангбейнит-полигалит-галит- сульвинового, каинит-лангбейнит-кизерит-поли- галит-сульвинового, каинитового состава	Хлоридно-суль- фатный
	Кадуш-Гольнское	"	"	"	"	"
	Стебниковское	"	"	"	"	"
	Марково-Россиль- нянское	"	"	"	"	"
	Бориславское	"	"	"	"	"
	Гурне	"	"	"	"	"
	Давиняч-Старунское	"	"	"	"	"
	Блажевское	"	"	"	"	"

I	2	3	4	5	6	7
	Десятинское	"	"	"	"	"
	Доброгостовское	"	"	"	"	"
	Долгодука	"	"	"	"	"
	Молодьковское	"	"	"	"	"
	Нинев	"	"	"	"	"
	Смоляный	"	"	"	"	"
	Ославское	"	"	"	"	"
	Помярки	"	"	"	"	"
	Улично	"	"	"	"	"
	Ясеница Сольное	"	"	"	"	"
	Кадоба	"	"	"	"	"
	Моршинское	"	"	"	"	"
	Некуховское	"	"	"	"	"
	Тростянецкое	"	"	"	"	"
	Тура-Великая	"	"	"	"	"
23	Сицилийский (Италия)	Неоген	Хлоридно-сульфатный (калийно-сульфатный)	Каинит-галит-сульвинит-карналлит-бишофитовое (БК5)	Галит-сульвинитового, галит-карналлитового, карналлит-бишофитового, галит-каинитового, каинитового состава	Хлоридно-сульфатный
	Монте-Мимгани	"	"	"	"	"
	Санта-Катарина	"	"	"	"	"
	Паскуази	"	"	"	"	"
	Сан-Катаццо-Пало	"	"	"	"	"
	Ракалмито	"	"	"	"	"
24	Данакильский (Эфиопия)	Плейстоцен	Хлоридно-сульфатный (калийно-сульфатный)	Каинит-галит-сульвинит-карналлитовое (БК1)	Галит-сульвинитового, галит-карналлитового, каинит-галитового, каинит-галит-сульвинитового, каинит-галит-карналлитового, каинит-кизерит-галит-карналлитового состава	Хлоридно-сульфатный

I	2	3	4	5	6	7
	Даллол	"	"	"	"	"
25	Мертвого моря (Иордания) Золь-Ливан	Плей-стоцен	Хлоридный	Галит-сильвин-карналитовое	Галит-сильвинового, галит-карналитового состава	Хлоридный
26	Кайдакский (СССР)	Плей-стоцен	Хлоридный	Галит-сильвин-карналитовое (A2)	Галит-сильвинового, галит-карналитового состава	Хлоридный
27	Кайдакский (Китай)	Плей-стоцен	Хлоридный	Галит-сильвин-карналитовое (A2)	Галит-карналитового состава	Хлоридный

тельные линзы. Мощность калийных пластов может значительно колебаться, но состав и качество калийных солей внутри линз достаточно выдержаны. К этой группе могут относиться все цехштейновые месторождения ГДР, ФРГ и Польши, расположенные в районах Верра-Фюльда, Южно-Гарцском, Унструтском, Галле, Мансфельдском, Аперслебен, Бернбург, Стассфурт, Швенебек, Аллертал, Северо-Ганноверском, Южно-Ганноверском, Магдебург-Хальберштадском, Гданьском и Калверде, Непское месторождение в Восточной Сибири, Гаурдакское, Тубегатанское, Кутитанское, Карлоксское, Карабильское и другие Средней Азии, месторождения бассейнов Кхорат и Сакон-Накхон в Таиланде и Лаосе; Кармополис в Бразилии, Оль-Сент-Поль в Конго, Хемиссет в Марокко, сицилийские месторождения в Италии. Интересно, что подавляющее большинство хлоридных калийных месторождений относится либо к пластовой, либо к пластово-линзообразной группам, а месторождения хлоридно-сульфатного типа, как правило, принадлежат к линзообразной и к пластово-линзообразной группам.

Анализ особенностей

строения калийных месторождений показывает, что по числу пластов калийных солей и образуемых ими горизонтов они отчетливо подразделяются на два класса: 1) одногоризонтный и 2) многогоризонтный.

Можно назвать много месторождений калийных солей, принадлежащих первому классу. В них прослеживается один калиеносный горизонт, в составе которого имеется от 2 до 4, но нередко 10-15, а иногда даже до 50 и больше калийных пластов, разделенных каменной солью, либо, кроме того, мергелями, глинами и ангидритами. К этому классу относятся Березниковское и Старобинское месторождения Советского Союза, месторождения калиеносных районов Верра-Фульда в ГДР и ФРГ, а также Южно-Гарцского, Стассфуртского и других районов ГДР. Одногоризонтным являются также Непское месторождение Восточной Сибири, Хемиссет в Марокко, Карлсбадское в США, месторождения бассейнов Конго, Кхорат и Сакон-Наксон. Примеры многогоризонтных месторождений следующие: Кармполис в Бразилии, Кейне-Крик в США, все месторождения Саскачеванского бассейна Канады, месторождения Северо-Ганноверского, Южно-Ганноверского и Магдебург-Хальберштадского районов ФРГ и другие. Так, например, на месторождениях Зерштедт, Зенде, Лерте, Бенте и других в ФРГ эксплуатируются четыре калиеносных горизонта: Стассфурт, Ронненберг, Бергмансзеген и Ридель. На калийном месторождении Кейне-Крик в бассейне Парадокс установлено 18 калиеносных горизонтов, из которых только один мощностью 190-200 м эксплуатируется.

Четвертый принцип - степень дислоцированности - позволяет выделить три подкласса месторождений калийных солей: 1) слабодислоцированный, 2) среднедислоцированный и 3) сильнодислоцированный. К слабодислоцированным месторождениям относятся, например, Березниковское и Старобинское, все месторождения Западно-Канадского бассейна. В подкласс среднедислоцированных можно включить калийные месторождения Средней Азии, Непское месторождение в Сибири и другие. Сильнодислоцированные - это все месторождения Советского Предкарпатья, а также месторождения, приуроченные к соляным куполам в Прикаспийской впадине, в Северо-Ганноверском и Южно-Ганноверском районах в ФРГ.

Таким образом можно заметить, что вышеперечисленные принципы, если их использовать при классификации, могут дополнять друг

Классификация месторождений калийных солей

Тип	Группа	Класс	Подкласс	Месторождения калийных солей (калиеносный бассейн, р-н, страна)
I	2	3	4	5
Х л о р и д н ы й	П л а с т о в а я	Одногоризонтный	Слабодисло- цированные	Старобинское, Петриковское, Копаткевичское, Нежинское, Березниковское, Верхнепечор- ское
			Среднедисло- цированные	Солт-Спрингс, Бюггингское
			Сложнодисло- цированные	-
		Многогоризонтный	Слабодисло- цированные	Западно-Саскатунское, Вос- точно-Саскатунское, Прикуил- ское, Реджайнское, Джорктон- ское
			Среднедисло- цированные	Кейне-Крик, Мюлузское, Кар- дона-Сурия, Памполона
			Сложнодисло- цированные	-
	Линзообразная	Одногоризонтный	Слабодисло- цированные	-
			Среднедисло- цированные	-
			Сложнодисло- цированные	-
		Многогоризонт- ный	Слабодисло- цированные	-
Среднедисло- цированные			-	
		Сложнодисло- цированные	-	
		Слабодисло- цированные	-	

Х л о р и д н ы й	Пластово-линзовобразная	Одногоризонтный-зонтный	Среднедислоцированные Сложнодислоцированные	Непское, Хемиссет, Кхорат, Сакон-Накхон, Ольль-Сент-Поль
Хлоридно-сульфатный	Пластовая	Многогоризонтный	Слабодислоцированные Среднедислоцированные Сложнодислоцированные	Гаурдакское, Тюбегатанское, Кутитанское, Карлюкское, Карабильское, Окузбулакское, Кармополис
Линзовобразная	Пластовая	Одногоризонтный	Слабодислоцированные Среднедислоцированные Сильнодислоцированные	- - -
Линзовобразная	Пластовая	Многогоризонтный	Слабодислоцированные Среднедислоцированные Сложнодислоцированные	Зьлтонское
Линзовобразная	Пластовая	Одногоризонтный	Слабодислоцированные Среднедислоцированные Сильнодислоцированные	Карлсбадское

Х л о р и д н о - с у л ф а т н ы й	1	2	3	4	5
	Линзообразная	Многогоризонтный	Слабодислоцированные Среднедислоцированные Сильнодислоцированные	- Жилинское Индерское, Кадуш-Голыинское, Стебниковское, Марково-Росильнянское, Бориславское	
Одногоризонтный			Слабодислоцированные Среднедислоцированные Сильнодислоцированные	- Верра-Фульда, Южно-Гарцский, Мансфельдский, Унструтский, Аперслебен, Стассфурт, Шванбек, Гданьский, Подлеснинское, Серрацифалько, Санта-Катарина, Паскуази, Казапие	
			Многогоризонтный	Слабодислоцированные Среднедислоцированные Сильнодислоцированный	- - Северо-Ганноверский, Южно-Ганноверский, Магдебург-Хальберштадский
Пластово-линзообразная	Многогоризонтный	Слабодислоцированные Среднедислоцированные Сильнодислоцированный		- - Северо-Ганноверский, Южно-Ганноверский, Магдебург-Хальберштадский	
		Многогоризонтный		Слабодислоцированные Среднедислоцированные Сильнодислоцированный	- - Северо-Ганноверский, Южно-Ганноверский, Магдебург-Хальберштадский

друга, а все вместе дают возможность достаточно полно учесть особенности состава и строения конкретных месторождений калийных солей. Принципиальная общая схема классификации приведена в табл.2, в которой показано также к каким типам, группам, классам и подклассам принадлежат наиболее известные калийные месторождения мира.

Литература

ВАЛЯШКО М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 398 с.

ЖАРКОВ М.А. Эволюция соленаккопления в геологической истории. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971, с.260-299.

ЖАРКОВ М.А. Классификация соленосных формаций и эволюция соленаккопления в фанерозое. — В кн.: Эволюция литогенеза в истории Земли. Новосибирск, Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с.4-12.

ЖАРКОВ М.А., БЛАГОВИДОВ В.В., ЖАРКОВА Т.М. и др. Классификация соленосных формаций по вещественному составу и закономерностям пространственного положения. — В кн.: Основные проблемы соленаккопления. Новосибирск: Наука, 1981, с.3-22.

ЖАРКОВА Т.М. Классификация пород соленосных формаций. — В кн.: Основные проблемы соленаккопления. Новосибирск: Наука, 1981, с.168-186.

ИВАНОВ А.А. Основы геологии и методики поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. Л.: Гостеоллиздат, 1953. 204 с.

ИВАНОВ А.А. Распространение и типы ископаемых месторождений калийных солей. — Геол. рудн. м-ний, 1959, № 4, с.65-77.

ИВАНОВ А.А. Региональные и локальные закономерности размещения ископаемых месторождений калийных солей. Л.: Недра, 1979. 33 с.

ИВАНОВ А.А., ВОРОНОВА М.Л. Галогенные формации. М.: Недра, 1972. 328 с.

КАШКАРОВ О.Д., ФИВЕГ М.П. Калийные и магниезальные соли. — В кн.: Требования промышленности к качеству минерального сырья. Справочник для геологов. Вып.22. М.: Гостеоллиздат, 1963. 248 с.

КОРЕНЕВСКИЙ С.М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 300 с.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ калийных солей СССР. Методы их поисков и разведки. Л.: Недра, 1973. 344 с.

ТИХВИНСКИЙ И.Н. Калийные и калийно-магниевые соли. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые СССР. М.: Недра, 1984, с.45-62.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Малюжинец А.Г., Советов Ю.К. Поздний флиш таласского геосинклинального комплекса (верхний рифей, Таласский хребет)	3
Нехаев А.Ю. Красноцветные отложения западной части Нарынской впадины, типы пород и элементарные осадочные тела	27
Параев В.В. Кайнозойская эпоха красноцветной седиментации (на примере Тянь-Шаня и Памиро-Алая)	38
Нехаев А.Ю. Нижняя граница кайнозойских красноцветных отложений Иссык-Кульской впадины	54
Боровская И.С. Высокоуглеродистые фосфориты докембрия и их геохимические особенности	61
Бахтуров С.Ф., Переладов В.С. О фосфатоносности кунамской формации	75
Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н. К сравнительной характеристике фосфатоносных отложений ордовика бассейнов средних течений рек Подкаменной Тунгуски и Ангары	87
Богомоллов Ю.И., Зверев К.В., Хоментовский О.В. Строение и состав нижнемеловых отложений по реке Тигян-Юрях (Северо-Восток Хатангской впадины).....	114
Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г. К химико-минералогической характеристике фосфатов кальция из фосфоритов терригенных и терригенно-карбонатных отложений ордовика южной части Сибирской платформы	134
Жаркова Т.М. Калийные соли мелового соленосного бассейна Конго (Юго-Западная Африка)	138
Жарков М.А. О классификации месторождений калийных солей	151

План выпуска изд. СО АН СССР на 1985 г. (сборники),
поз.84

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ,
ГАЛОГЕННЫХ И ТЕРРИГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Сборник научных трудов

Ответственный редактор
Михаил Абрамович Жарков

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Р.Н. Ильина
Корректор З.В. Белоусова

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 17.12.85. МН 15178.
Бумага 60x84/16. Печ.л. 10,75 +1вкл. Уч.-изд.л. 10,0.
Тираж 400. Заказ 118, Цена 70 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.