

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭпЗ.



ISSN 0024-497X

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

3

1987

СОДЕРЖАНИЕ

Тимофеев П. П. Проблемы литологии	3
Серова В. В., Хворова И. В., Горбунова З. Н. Осадкообразование в рифте Тад- жура (Аденский залив)	14
Успенская Т. Ю., Скорнякова Н. С. Железомарганцевые конкреции и корки се- веро-западной части Тихого океана	26
Сорокин В. М., Соколов В. Н., Шлыков В. Г. Генетические типы карбонатов в позднечетвертичных осадках Каспийского моря	35
Жильцова И. Г., Полупанова Л. И., Шмариович Е. М., Перлина С. А. Физико- химические условия формирования рудной ураниларсенатной минерализации	44
Полянский Б. В., Ведерников В. В. Пестроцветы бата Южной Ферганы (обосно- вание возраста и генезиса)	55
Краевский Б. Г., Краевская М. К. Фосфоритоносные формации восточной части Кузнецкого Алатау	62
Гугушвили В. И., Магулария Т. А., Швелидзе И. У., Багдасарян Г. П., Гвахар- ия В. Г., Омиадзе К. И. Асканская группа бентонитовых месторождений (ГССР)	71
Адмакин Л. А., Портнов А. Г. Тонштейны Иркутского бассейна	88
Белкин В. И. Литология, фации и нефтеносность келловей-кимериджских отло- жений салымского района Западной Сибири	99
Чанышев И. С., Степанов В. А. Распределение золота и углерода в терригенных толщах Центральной Колымы и локализация золотого оруденения	112
Кокин А. В., Силичев М. К. Литолого-петрохимические и геохимические особен- ности отложений, вмещающих стратиформное золотое оруденение в Юго- Восточной Якутии	119
Крючков В. Е. Типы доломитов в верхнеюрских нефтегазоносных отложениях юга Туркмении	129
Порошин В. Д. Литогидрогеохимические критерии прогноза интенсивной ката- генетической доломитизации известняков в галогенно-карбонатных форма- циях	136

Краткие сообщения

Прокопчук Б. И., Левин В. И., Колодько А. А. Некоторые результаты изучения обломочного кварца из кимберлитовых пород	141
Гаврилов Ю. О. К вопросу об условиях образования оолитосодержащих горни- зонтов Северного Кавказа	145
Кизилов Г. И. Хромит в валунах Сарановских россыпей	149

Критика

Станкевич Е. Ф. О гидрогеологии и рассолах Припятского нефтегазоносного бас- сейна	152
Смолин П. П. К дискуссии о генезисе высокомагнезиальных полезных ископае- мых	155

CONTENTS

<i>Timofeev P. P.</i> Problems of lithology	3
<i>Serova V. V., Khvorova I. V., Gorbunova Z. N.</i> Sedimentation in the Tadzhura rift (the Aden Bay)	14
<i>Uspenskaya T. Yu., Skorniyakova N. S.</i> Ferromanganese nodules and crusts in the Pacific ocean north-west	26
<i>Sorokin V. M., Sokolov V. N., Shlykov V. G.</i> Genetic types of carbonates in the late Quaternary sediments of the Caspian Sea	35
<i>Zhiltsova I. G., Polupanova L. I., Shmariovich E. M., Perlina S. A.</i> Physical-chemical conditions of the formation of uranilarsenite ore mineralization	44
<i>Polyansky B. V., Vedernikov V. V.</i> Bathonian variegated rocks in South Fergana (explanation of their age and genesis)	55
<i>Kraevsky B. G., Kraevskaya M. K.</i> Phosphorite-bearing formations of the Kuznetsk Alatau eastern part	62
<i>Gugushvili V. I., Magularia T. A., Shvelidze I. U., Bagdasaryan G. P., Gvakharria V. G., Omiadze K. I.</i> The Askan group of bentonite deposits (Georgian SSR)	71
<i>Admakin L. A., Portnov A. G.</i> Tonsteins of the Irkutsk basin	88
<i>Belkin V. I.</i> Lithology, facies and oil occurrence in the Callovian-Kimmeridgian deposits of the Salym region in West Siberia	99
<i>Chanyshvili I. S., Stepanov V. A.</i> Gold and carbon distribution in terrigenous sequences of Central Kolyma and the localization of gold formation	112
<i>Kokin A. V., Silichev M. K.</i> Lithologo-petrochemical and geochemical features of the deposits enclosing stratiform gold mineralization in South-East Yakutia	119
<i>Kryuchkov V. E.</i> Types of dolomites in upper Jurassic oil and gas bearing deposits in South Turkmenia	129
<i>Poroshin V. D.</i> Lithohydrogeochemical criteria of prospecting intensive catagenetic dolomitization of limestones in halogenic-carbonate formations	136

In brief

<i>Prokopchuk B. I., Levin V. I., Kolod'ko A. A.</i> Some results of studying clastic quartz from kimberlite rocks	141
<i>Gavrilov Yu. O.</i> On the formation setting of oolite-bearing horizons in North Caucasus	145
<i>Kizilov G. I.</i> Chromite in boulders of the Saranovsk placers	149

Reviews

<i>Stankevich E. F.</i> On hydrogeology and brines of the Pripyat' oil and gas field	152
<i>Smolin P. P.</i> To the discussion on genesis of high-magnesia mineral resources	155

УДК 552.5 : 552.14

ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ *

ТИМОФЕЕВ П. П.

Современная литология — один из фундаментальных разделов геологической науки, занимающийся выяснением состава, строения и, самое главное, происхождения осадочных и вулканогенно-осадочных образований и связанных с ними полезных ископаемых, установлением закономерностей их распределения в земной коре.

Как видно из определения, литология охватывает все стороны осадочного процесса. Ее развитию в целом способствует все нарастающее детальное изучение природных объектов, применение комплекса новейших как общегеологических, так и физико-химических методов изучения осадков и пород, вовлечение в орбиту познания современных морей и океанов. Наиболее характерной чертой исследования в настоящее время является комплексный и более глубокий генетический подход к изучению природных объектов с целью познания процессов накопления осадков (седиментогенез), их последующего преобразования в породы (литогенез) и формирования связанных с ними полезных ископаемых, выяснения причин этих процессов.

Следует подчеркнуть, что именно с осадочными огложениями связаны основные запасы энергетического сырья — нефть, газ, уголь, горючие сланцы (100% мировых запасов), урановые руды (90% мировых запасов); химического сырья — калийные и каменные соли (100% мировых запасов), фосфатное сырье (80% мировых запасов); сырья цветной металлургии — медные и никелевые руды, бокситы (100% мировых запасов), цирконо-гафние руды (100% мировых запасов), танталониобиевые руды (75% мировых запасов), редкоземельные руды (80% мировых запасов), а также скопления золота, алмазов и вольфрама в черных сланцах и россыпях.

Современное состояние литологии и ее тесная связь со смежными разделами геологии, такими, как тектоника, стратиграфия, осадочная геохимия, геоминералогия, геокристаллохимия и др., применение современных методов изучения вещественного состава осадков и пород, позволяют нам сконцентрировать свои исследования на приоритетном направлении, которое охватывает основополагающие проблемы теории осадочного процесса, имеющие большое народнохозяйственное значение.

Таким прогнозируемым приоритетным направлением может быть *эволюция типов осадочного процесса, бассейнов осадко- и пороодообразования, формирование и размещение полезных ископаемых в земной коре.*

I

Это прогнозируемое направление должно занять одно из ведущих мест в комплексном изучении недр Земли как минимум до 2000 г. и, очевидно, и далее. Оно должно включать прежде всего постановку и решение вопросов собственно генезиса осадочных и вулканогенно-осадочных образований, последующее пороодообразование, многие особенности которого зависят от изначальных условий образования осадков и связанных с ними полезных ископаемых как на континентальных, так и океанских блоках земной коры. Все это должно явиться основой для последующего анализа осадочных образований с целью выделения и описания форма-

* При написании статьи были использованы материалы Л. И. Боголюбовой, В. А. Дрица, А. Г. Коссовской, И. В. Хворовой и В. Н. Холодова.

ций как геологических тел определенного генетического облика, связанных с соответствующими палеоструктурами. Дальнейший глобальный сравнительный анализ, основанный на всей сумме знаний, позволит познать эволюцию осадко- и пороодообразования в истории Земли, что явится конечным итогом прогнозируемого направления в литологии.

Значение прогнозируемого направления заключается в том, что корреляция геологических явлений прошлого и настоящего в качестве необходимых предпосылок включает реконструкцию, а также сравнительный анализ процессов и обстановок формирования толщ осадочных и вулканогенных осадочных пород, являющихся важнейшими геологическими документами. Разработка проблем этого направления потребует разностороннего и комплексного решения ряда теоретических вопросов литологии на основе широкого сравнительно-литологического и историко-геологического подхода.

Прогнозируемое направление представляет собой сочетание комплексных проблем, решение которых приведет к разработке вначале основ, а затем *всеобъемлющей теории осадочного процесса*. Эти проблемы, составляющие существо современной литологической науки и остающиеся на ближайшую обозримую и дальнюю перспективу, следующие: 1) проблема седиментогенеза, т. е. осадкообразования; 2) литогенеза, т. е. пороодообразования; 3) образования и закономерностей размещения полезных ископаемых; 4) осадочных геологических формаций (методика формационного анализа, изучение, описание и выделение формаций, сравнительный анализ формаций); 5) эволюции осадочного процесса в истории Земли.

Первые две проблемы составляют основу теоретической литологии. К ним непосредственно примыкает третья — проблема образования и размещения полезных ископаемых, одни виды которых сопутствуют осадкообразованию, а другие — пороодообразованию. Проблема осадочных геологических формаций является уже в значительной мере синтезирующей, продолжает и углубляет фациальный анализ с учетом конкретных палеотектонических особенностей строения и развития главных структурных элементов земной коры. Пятая проблема представляет собой полный синтез всего предыдущего, и ее конечным результатом должно быть создание всеобъемлющей теории осадочного процесса.

Проблема седиментогенеза содержит в себе выяснение общих вопросов генезиса, т. е. возникновения и закономерностей накопления осадков, связи осадкообразования с сингенетичным геотектоническим режимом, особенностями климата, гидрогеохимией и гидродинамикой среды осадконакопления в различных ландшафтно-палеогеографических обстановках.

Среди седиментационных бассейнов следует различать бассейны континентальных (бессточные котловины, речные долины, различного типа озера, внутренние и континентальные моря) и океанических (окраинные моря и океаны) блоков. Для восстановления процессов осадкообразования и выяснения причин, их обусловивших, необходимо решить ряд задач, среди которых следует отметить следующие: а) питающие провинции, их типы и влияние на вещественный состав осадков седиментационных бассейнов; б) общие закономерности распределения и вещественный состав минеральных и органогенных фациальных типов осадков; факторы, их определяющие; в) фации, типы ландшафтов и их связь с седиментационными бассейнами и питающими провинциями; г) конседиментационный геотектонический режим и его влияние на формирование фациальных типов осадков; д) климат и его влияние на осадочный процесс в разных седиментационных бассейнах; е) распределение химических элементов в различных фациальных типах осадков; ж) гидродинамика седиментационных бассейнов; з) газоводные растворы фациальных сред осадкообразования; и) вулканизм и гидротермальная деятельность как факторы, влияющие и нарушающие нормальный ход осадочного процесса; к) формирование ряда полезных ископаемых, сингенетических с образованием осадков.

Накопление нового материала показывает, что вещественное выражение седиментационных процессов, включающих проблемы геоминералогии, осадочной геохимии и кристаллохимии, не постоянно; оно изменялось на протяжении геологической истории. Лишь наиболее ярко проявляющиеся изменения отдельных сторон седиментационных процессов обращали на себя внимание, систематического же изучения эволюции седиментогенеза и причин, ее определяющих, не было. Уже сейчас очевидно, что развитие седиментогенеза происходит двумя путями. Во-первых, оно связано с закономерным эволюционно-направленным изменением обстановок седиментации в крупных структурах Земли, во-вторых, на развитие седиментации влияют более общие, глобальные причины: эволюция гидросферы и биосферы, вулканизма (как одного из источников осадочного, в том числе рудного, вещества), изменение общих физико-географических (палеогеографических) условий, таких, как эвстатические изменения уровней Мирового океана, перемещение материков, общеклиматические изменения, эволюция бассейнов осадко- и породообразования в истории Земли.

Теория эволюции типов осадочного процесса не могла быть разработана в полном объеме ранее, поскольку мы располагали самыми общими сведениями о строении и составе осадочного чехла океанов, охватывающих более 70% общей поверхности Земли. Изучение океанов за последние 1,5—2 десятилетия (особенно и в основном с помощью глубоководного бурения) дало большой материал для познания общих, глобальных процессов осадко- и породообразования. Сравнение главных типов осадочных комплексов существующих океанов и геосинклинальных морей прошлого, выделенных в результате детального комплексного литолого-фациального анализа, трактуемых многими ошибочно как «палеоокеаны», показало ряд существенных различий между ними, что не дает оснований для утверждения, что в палеозое и до него существовали так называемые палеоокеаны. Ни в палеозое, ни в докембрии нет разрезов осадочных отложений, имеющих сходство с разрезами современных океанов. Возникает комплексная проблема, результаты исследования которой должны дать окончательный ответ — были ли океаны в прошлом или современный Мировой океан есть высшая стадия эволюционного развития бассейнов осадконакопления в истории Земли. Эта проблема прямо «вписывается» в прогнозируемое направление — в исследование эволюции • седиментационных процессов.

Проблема литогенеза является более сложной и трудной в познании становления осадка как породы. В решении вопросов породообразования большую роль играет выяснение генезиса осадков и тех конкретных условий, в которых они образовались. Однако «чистый» осадочный процесс может осложняться наложением эндогенных и экзогенных факторов, что приводит к сложной картине распределения литогенетических преобразований в бассейнах породообразования.

В числе первоочередных задач в области литогенеза необходимо отметить следующие: а) строение породного бассейна и состав осадочных отложений, его слагающих; б) определение влияния фациальных обстановок и исходного вещества на процессы литогенеза; в) гидрогеохимические и гидрогеологические факторы, влияющие на развитие процессов литогенеза; г) геотермический режим бассейна породообразования и его роль в процессах литогенеза пород и руд, т. е. энергетика осадочного процесса (эта задача практически пока не находит своего решения); д) закономерности распределения рассеянного и концентрированного органического вещества в бассейнах породообразования и его значение для процессов литогенеза; е) перераспределение химических элементов в процессе литогенеза; ж) магматизм и гидротермальная деятельность как факторы преобразований осадков в породы; з) литогенетическая зональность отложений в бассейнах породообразования разных тектонических областей; и) формирование полезных ископаемых в процессе литогенеза; к) типы бассейнов породообразования и их зависимость от структурно-тектонического и климатического положения региона.

В связи с тем что в настоящее время в сферу познания осадочного процесса вовлекаются существующие ныне водные бассейны и прежде всего океаны, возникает ряд первоочередных задач, связанных с их изучением: а) оценка причин, механизма, масштаба и интенсивности начального литогенеза (диагенеза) осадков разного генезиса; б) изучение направленности и интенсивности постседиментационных преобразований в океанских осадках, вплоть до метаморфизма, и выявление их роли в формировании осадочных пород; в) оценка влияния фациальных условий накопления осадка на их преобразование в процессе литогенеза; г) оценка интенсивности вулканических процессов, осложняющих общую схему регионального океанского литогенеза; д) расчет геохимического баланса океанской седиментации и оценка роли вулканических процессов в литогенезе; е) роль органического вещества в процессах минерало- и породообразования и формирования полезных ископаемых.

Решение поставленных выше проблем седиментогенеза и литогенеза континентов и океанов немыслимо без всестороннего изучения вещественного состава осадков и пород, без рассмотрения физикохимии осадочного процесса, без глубокого изучения процессов преобразования минерального и органического вещества в связи с их изначальной природой, что все вместе обуславливает кларковые и рудные концентрации химических элементов. Все эти процессы нуждаются в трактовке с позиции современной кристаллохимии в тесном взаимодействии с общим ходом осадочного процесса, с учетом ряда факторов, таких, как газоводная среда, геоэнергетика осадко- и породообразования и ряд других факторов литогенеза, которые практически еще не изучены и остаются без внимания.

Характерной чертой современной генетической литологии является резкое расширение сферы объектов исследования, в которую оказались вовлеченными не только собственно осадочные низкотемпературные процессы, но и процессы, связанные с глубинным поступлением тепла, участием в осадочном процессе вулканоматматической деятельности и воздействием в активных зонах мантийных флюидов. Особенно это сказалось на интерпретации генезиса ряда полезных ископаемых. Остродискуссионными оказываются проблемы генезиса ряда рудных стратиформных месторождений, особенно в свете недавно полученных данных по рудным скоплениям окислов Fe, Mn на океанском дне и сульфидов Fe, Ca, Zn, Pb и других металлов в рифтовых зонах.

Прямое следствие бурно накапливающегося нового фактического материала в современной генетической литологии — появление новых методов физико-химического и оптического изучения органического и минерального вещества, взаимодействие ряда разделов науки, которые являются причиной формирования ряда новых направлений, основывающихся на широком комплексном генетическом подходе. К их числу следует отнести геоминералогическое направление (геодинамическая минералогия осадочных образований), энергетику осадочных процессов, геодинамику гидросферы и др.

Методической основой геоминералогии является комплексный подход к исследованию геологических объектов, включающий:

— геолого-формационный и фациальный анализ, выявляющий ключевые парагенезы пород, которые характеризуют определенные геотектонические и физико-географические особенности и обстановки, свойственные геотектоническим структурам на разных этапах их развития. Эти исследования создают необходимый «геологический фон», без которого изучение вещественного состава пород лишается генетического фундамента и возможности рассматривать процессы минералообразования в определенной динамике сменяющихся событий;

— анализ парагенетических минеральных ассоциаций позволяет выяснить закономерности сочетания главных кластогенных компонентов — кварца, полевых шпатов, обломков пород, с сопровождающими их акцессорными минералами, служащими индикаторами питающих провинций, глинистых минералов, являющихся как бы промежуточным зве-

ном между обломочными и аутигенными минералами, кристаллохимическая характеристика которых является четким индикатором условий формирования, стадийных и наложенных преобразований пород;

— прецизионный структурно-кристаллохимический и геохимический анализы индикаторных или ключевых минералов, в которых наиболее четко запечатлевается история формирования и изменения пород. В качестве индикаторов физико-химических и термодинамических условий особенно широко применяются глинистые минералы.

Комплексные геоминералогические исследования широко используются при изучении кластогенных комплексов, особенно при разработке проблем нефтяной геологии — характеристике коллекторов и непроницаемых экранирующих покрышек. Приоритет в этих исследованиях принадлежит нашей стране. Разработанный методологический подход может быть широко применен к различным геологическим объектам в пределах верхней оболочки Земли для решения как фундаментальных проблем теоретической литологии, так и конкретных практических задач.

В настоящее время становится все более очевидным, что решение ряда фундаментальных проблем современной геологии зависит не только от геологической изученности того или иного объекта, процесса или обстановки, но и в значительной степени определяется эффективным использованием комплекса современных физических методов, в том числе методов физики и химии твердого тела. Их применение позволяет получать разностороннюю информацию о вещественном составе горных пород и создает благоприятные возможности для ускоренного развития геокристаллохимии породообразующих минералов верхней оболочки Земли.

Известно, что одна из центральных задач геохимии состоит в выявлении закономерностей распределения в пространстве и времени химических элементов, которое зависит от изначальной природы осадочных образований. Одна из важнейших задач геокристаллохимии — изучение кристаллохимических индикаторных характеристик минералов, т. е. характеристик, отражающих специфику формирования исследуемых пород, способствующих наряду с данными других методов реконструкции различных геологических процессов и обстановок. Важное значение в геокристаллохимии имеет изучение на атомном уровне структурных механизмов и преобразования минералов, без чего невозможно понимание тех природных химических реакций, которые происходили в ходе различных геологических процессов.

Перечисленные обстоятельства явились методологическим обоснованием для постановки исследований «Породообразующие минералы — индикаторы геологических процессов и обстановок формирования осадочных пород континентов и океанов». Они являются составной частью общего комплекса проблем, определяющих развитие литологии на ближайшее десятилетие.

Научная актуальность выявления индикаторных кристаллохимических характеристик породообразующих минералов верхней оболочки Земли определяется еще и тем, что они формируются, как правило, в открытых системах, в метастабильном неравновесном состоянии. Поэтому равновесная термодинамика оказалась сравнительно слабым оружием в решении проблем генезиса осадочных пород.

Теоретическая и практическая значимость разработки методологических основ геокристаллохимии определяется универсальностью их применения. Геокристаллохимический подход применим к изучению истории породообразующих минералов на всех этапах их существования — от выветривания и седиментации до регионального и общего метаморфизма. Кристаллохимические индикаторные характеристики запечатлены в минералах осадочных и вулканогенно-осадочных пород, сформировавшихся в разных фациальных условиях на разных уровнях их катагенетического преобразования. Геокристаллохимический аспект призван сыграть важную роль в изучении истории формирования осадочного чехла Мирового океана. Столь же существенно выявление индикаторных ха-

рактических породообразующих минералов при изучении условий, связанных с формированием разнообразных полезных ископаемых.

Особое место в познании осадочного процесса занимает рассеянное и концентрированное органическое вещество, поскольку в зависимости от его количества, биологической природы и типа его биогеохимического преобразования в седиментогенезе зависят течение и интенсивность процессов формирования минерального и рудного состава осадков и пород.

Органическое вещество (ОВ), концентрированное (КОВ) и рассеянное (РОВ) в осадочных формациях тесно связано с формированием углей, нефти и углеводородных газов, которые представляют собой не только топливные ресурсы, но и незаменимое сырье для химической переработки, а также коксовой промышленности. Огромное значение этих осадочных горючих полезных ископаемых в хозяйственной жизни нашей страны и за рубежом способствовало широкому развитию фундаментальных исследований их в различных аспектах: геологическом, геохимическом и биологическом на базе использования комплекса современных высокоразрешающих оптических, физико-химических и физических методов. В результате накопилось много данных по всестороннему изучению ОВ, однако они не всегда полностью реализовывались в решении многих проблем угольной и нефтяной геологии, а также не всегда точно интерпретировались, например при выяснении генезиса ОВ, выборе принципов его классификации, выработки терминологии. Это объясняется прежде всего отсутствием в большинстве работ литологического аспекта в исследованиях ОВ, предполагающего его изучение во взаимной связи с данными литолого-фациального и палеогеографического анализа осадочных формаций различного возраста.

Должное место в исследованиях ОВ должно быть отведено проблеме его роли в процессах минералообразования. Новым решением этой проблемы является расшифровка механизма и сущности процессов глинообразования под влиянием процессов распада отмерших растительных организмов в осадках различных фациальных типов, что хорошо видно в ряде областей современного торфонакопления. Фациальный подход позволяет разработать модель глинообразования в районах современного торфонакопления и обосновать причины различия комплексов минералов глин в углях и породах угленосных формаций. Это свидетельствует об историчности выявленной модели глинообразования в комплексах, сопряженных с ОВ, об общности протекающих в них процессов независимо от возраста и об универсальности факторов, определяющих эти процессы. Новый вклад в теорию образования глин приобретет глубокий смысл при расшифровке и объяснении механизма концентрации и рассеивания химических элементов в земной коре, поскольку их геохимия определяется перестройкой минерального и органического вещества, формирующего осадки разных фациальных типов.

Все выявленные закономерности формирования состава ОВ и его изменение в условиях континентов явились методической основой исследования и ключом к познанию состава и свойств ОВ морей и океанов.

В литературе (отечественной и зарубежной) в последнее десятилетие появилось много информационного материала по химии и геохимии ОВ морей и океанов. Имеются сведения о закономерностях его распределения на площади акватории, приводятся оценки нефтегазоматеринского потенциала. Однако почти полностью отсутствуют литературные источники изучения ОВ в связи с палеогеографическими обстановками морской и океанической седиментации, позволяющие раскрыть истинную картину его происхождения и особенности дальнейшего изменения. В общем комплексе исследований по данной проблеме уникальным объектом явились меловые «черные сланцы». Благодаря комплексному углепетрографическому и геохимическому изучению ОВ «черных сланцев» в связи с палеогеографическими обстановками их накопления, а также других осадков глубоководного бурения предложена геолого-генетическая классификация микрокомплексов РОВ морских и океанических осадков. Исследования в целом показали, что «черные сланцы» с преобладанием мало-

превращенного в литогенезе гумусового ОВ, относящиеся к зоне мелко-водной прибрежно-морской седиментации, можно рассматривать как потенциальные газоматеринские толщи, а «черные сланцы» с существенным сапропелевым ОВ той же стадии литогенеза, но более глубоководной зоны седиментации, определены как потенциально нефтематеринские толщи. Вывод о мелководности зоны аккумуляции «черных сланцев» вносит принципиально новый аспект в историю мезо-кайнозойского осадконакопления и геологического развития океанов. Этот вывод подтверждает факт, что в нижнемеловое время зоны с «черными сланцами» в современных Атлантическом и Тихом океанах характеризовались мелководными условиями седиментации, а собственно океаническая стадия накопления осадков наступила гораздо позже.

Весьма важной и актуальной является проблема образования и закономерностей размещения полезных ископаемых. Вряд ли можно сомневаться в том, что от правильного решения проблем седиментогенеза и литогенеза полностью зависит научно обоснованное познание генезиса и выяснение закономерностей распределения кларковых и рудных концентраций химических элементов как в отдельных фациальных типах осадков, так и в их комплексах — формациях, а также в земной коре в целом. Особое значение здесь приобретает решение вопросов, связанных с выяснением причин, обуславливающих локализацию рудных тел как в процессе седиментогенеза, так и литогенеза.

Осадочные полезные ископаемые — это большая группа рудных и нерудных минеральных и органогенных образований, имеющих большое народнохозяйственное значение. Это нефть, уголь, железные и марганцевые руды, фосфориты, бокситы, эвапориты, редкометалльные руды, россыпи, сера, уран и многие другие, связанные с осадочным процессом в целом. Здесь нет необходимости специально останавливаться на них, поскольку это будет сделано в специальном сообщении. Но следует упомянуть ряд вопросов, решение которых связано с выяснением генезиса и выявлением закономерностей их размещения. Следует обратить внимание на закономерности распределения осадочных месторождений в пределах бассейнов седиментации и породообразования, на роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании стратиформных месторождений и вулканизма в рудообразовании. Особое значение приобретает применение фациального и формационного анализов для прогноза месторождений ископаемых в осадочных толщах.

Проблема осадочных геологических формаций представляет исключительно большое значение для развития не только литологической науки, но и для геологии в целом. Для решения этой проблемы необходимо создание учения об осадочных геологических формациях, основы которого заложены Н. С. Шатским и развиты многими учеными. Следует отметить, что все геологи в основу выделения формаций принимали принцип установления парагенетических сочетаний пород с той лишь разницей, что одни считали формации начальным этапом их выделения и не учитывали их генетической особенности строения, а другие — конечным этапом, уже после выявления генезиса отложений, без учета строения древних структур, в которых происходило накопление осадков.

В настоящее время очевидно, что учение об осадочных геологических формациях и решение одноименной проблемы возможно только на широкой генетической основе, и формационный анализ должен продолжаться и углублять фациальный анализ. К этому выводу Н. С. Шатский пришел в своей последней статье, в которой писал: «Я ясно представляю себе, что все это (то, что было сделано им, — П. Т.) — лишь начало исследования в этой области, но мне кажется, что изучение осадочно-вулканогенных парагенезов пойдет в дальнейшем именно в этом направлении, по пути вскрытия генетических соотношений между породами»¹.

Поэтому основной задачей в решении этой проблемы должно быть создание учения об осадочных геологических формациях, где формаци-

¹ Н. С. Шатский. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 5. С. 3—23.

образующими факторами должны быть: а) палеоструктура, б) геотектонический режим времени ее образования, в) палеогеография, г) палеоклимат, д) вещество — минеральное, органическое, вулканическое, поступающее в область седиментации. Из этого следует, что любая осадочная формация выступает как геологическое тело с временными и пространственными параметрами. И только имея реальные, генетически индивидуализированные геологические тела, можно выяснить истинную природу любых литологических, тектонических, стратиграфических, геохимических и других закономерностей строения Земли.

Заключительным разделом прогнозируемого направления является проблема эволюции осадочного процесса в истории Земли, основывающаяся на глобальном сравнительном анализе процессов осадко- и пороодообразования, формаций и формационных комплексов.

Для решения этой проблемы необходим анализ всей суммы данных, полученных в процессе детального литолого-фациального изучения и формационного анализа осадочных образований. Это позволит решить ряд задач, имеющих глобальное значение. К ним можно отнести следующие:

- сравнительное изучение на фациально-генетической основе осадочных и вулканогенно-осадочных формаций отдельно осадочного чехла земной коры континентальных (на их различные водоемы, исключая океаны) и океанских блоков как показателей этапов геологической истории областей их накопления;

- сравнительный анализ процессов осадко- и пороодообразования в различных палеогеографических (ландшафтных) обстановках континентов и океанов с целью выявления минералогических особенностей и геохимических закономерностей, присущих разным стадиям их развития;

- построение общей схемы эволюции седиментационных бассейнов в истории Земли;

- эволюция питающих провинций в истории Земли как фактора необратимого развития осадочного пороодообразования;

- глобальная корреляция типов литогенеза в породных бассейнах различных тектонических и климатических областей;

- разработка учения о геологических осадочных формациях и их глобальная корреляция на континентальных и океанских блоках земной коры во времени и пространстве;

- выяснение роли экзогенных и эндогенных факторов в формировании эпох осадочного рудообразования;

- глобальная корреляция геологических процессов на континентах, в океанах и между ними.

Таким образом, прогнозируемое направление должно стать крупным теоретическим обобщением в литологии, наиболее полно вскрывающим взаимосвязь осадко- и пороодообразования с другими геологическими явлениями. Именно поэтому оно должно способствовать решению общегеологических проблем, таких, как история океанов, восстановление палеоструктуры складчатых поясов, перемещение континентов и др.

Конечной целью такой разработки должно быть построение всеобъемлющей теории седиментогенеза и литогенеза. Эта теория, создание которой будет основной задачей литологии на длительный период (до 2000 г. и далее), должна вскрыть как внутренние причинно-следственные связи всех сторон и форм проявления этого сложного комплекса процессов, так и закономерности их исторического развития во взаимосвязи с тектогенезом, магматизмом и эволюцией гидросферы и биосферы на отдельных этапах развития Земли. Только такая всеобъемлющая теория способна обеспечить однозначное решение многих вопросов корреляции геологических процессов в пространстве и во времени.

Народнохозяйственное значение прогнозируемого направления определяется тем, что на фоне развития общих седиментационных и литогенетических процессов будут выявлены закономерности образования и

размещения осадочных и вулканогенно-осадочных полезных ископаемых (рудных и нерудных) на разных этапах развития бассейна осадко- и породообразования и в разные геологические периоды, начиная с протерозойских железистых кварцитов и шунгитов до современных океанских металлоносных осадков и гидротермально-осадочных сульфидных руд. Знание законов распределения полезных ископаемых в осадочных толщах, основанное на их генезисе,— основа научного прогноза их поисков.

II

Советская литология достигла больших успехов в выяснении общих закономерностей седиментогенеза, т. е. генезиса осадков континентальных и океанских литогенеза — диагенеза, ката-, метагенеза и регионального метаморфизма, генезиса некоторых полезных ископаемых, а также разработки учения о формации и формационном анализе. В этом направлении советская литология занимает передовые позиции, однако даже перечисленный круг проблем разработан далеко не полно и не равномерно.

Постановка данной проблемы является одним из достижений отечественной геологии вообще и литологии в частности. Междуведомственный литологический комитет АН СССР уделял этим исследованиям очень большое внимание. Был организован ряд совещаний, в том числе общесоюзное совещание по проблемам эволюции осадочного процесса, привлечение к себе большое внимание геологов. На совещаниях рассматривались некоторые вопросы, касающиеся эволюции отдельных видов седиментационных процессов (угле-, нефтеобразования, роли органического вещества в осадочном процессе, соленакопления, рифообразования, эволюции питающих провинций и др.). В Геологическом институте АН СССР, в Институте литосферы АН СССР проводились исследования, как бы предвещающие постановку проблемы в таком широком масштабе. На ряде объектов было установлено влияние на направленное изменение седименто- и литогенеза тектонического развития крупных элементов земной коры. Это относится как к существующим океанам, так и к геосинклинальным бассейнам прошлого. Так, разработана схема общей модели эволюции бассейнов осадкообразования земной коры, где океаны являются высшей стадией, базирующаяся на анализе генезиса их осадочного чехла в комплексе с эволюцией гидросферы Земли. Однако такие работы пока единичны и не в полной мере охватывают земные объекты в целом. Особенно это относится к складчатым областям и их сложным строениям, требующим расшифровки структур и детальных палеогеографических реконструкций.

В мире имеется пока еще немного научных центров, в том числе в Советском Союзе, в которых при изучении процессов осадко- и породообразования применялись бы методы литолого-фациального и формационного анализа, геоминералогии и осадочной геохимии в сочетании с детальными кристаллохимическими исследованиями. В то же время именно такой комплексный подход соответствует современному развитию литологической науки.

Большое значение советская литология придает физико-химическим аспектам осадко- и породообразования. Детально изучаются физико-химические условия формирования осадков в озерах, морях и океанах, разрабатываются представления о геохимической эволюции стратисферы, изучаются физико-химические условия диа- и катагенеза, создается полная количественная геохимическая модель строения внешних оболочек планеты, разрабатываются физико-химические модели формирования различных месторождений осадочных и вулканогенно-осадочных полезных ископаемых.

Развитие современной литологии требует анализа и синтеза огромного материала с точки зрения эволюции осадкообразования и факторов,

ее определяющих. Как специальная теоретическая проблема в зарубежной науке она не ставилась, хотя данные, полученные от многих исследований, могут и должны быть использованы при разработке общей модели эволюции осадочного процесса.

III

Исходя из тех задач, которые должны быть решены в результате разработки прогнозируемого направления в литологии, можно наметить план на ближнюю и дальнюю перспективы.

1. Все исследования по данному направлению будут разрабатываться комплексно по мере накопления материалов и их последующей обработки до 2000 г. и далее.

2. Одной из основных задач является применение метода детального комплексного литолого-фациального анализа для изучения всех осадочных образований. Выяснение генезиса — это начальный и обязательный этап практически любого литологического исследования, на результатах которого должно основываться решение последующих как частных, так и более общих вопросов природных процессов становления пород и связанных с ними полезных ископаемых. Эти исследования следует энергично внедрять, особенно в двенадцатой пятилетке, а также в последующих пятилетках до 2000 г. и далее.

3. Разработка учения об осадочных геологических формациях и создание метода формационного анализа на широкой генетической основе. Основы его должны быть созданы в тринадцатой пятилетке, а учение и метод полностью разработаны к концу четырнадцатой (2000 г.).

4. Дальнейшее совершенствование и детализация моделей континентального и озерно-морского осадкообразования различных тектонических, климатических и ландшафтных обстановок осадкообразования в истории Земли. Исследования должны планироваться на тринадцатую и четырнадцатую пятилетки.

5. Дальнейшая разработка модели эволюции бассейнов осадкообразования в истории Земли, где современные океаны представляют их высшую стадию. Эти задачи, если советские литологи будут располагать материалами глубоководного бурения, будут решены не ранее конца тринадцатой пятилетки.

6. Создание полной модели осадочной оболочки Земли с древнейших времен до наших дней, основывающееся на результатах познания осадочного чехла геологическими, литологическими, геоминералогическими, геохимическими, кристаллохимическими и другими методами, а также с учетом развития гидросферы и биосферы Земли. Это может быть осуществлено до 2000 г.

7. Создание обобщающих монографий, освещающих глобальные закономерности эволюции осадочного процесса. В двенадцатой и тринадцатой пятилетках следует подготовить и издать «Основы теории седименто- и литогенеза» в трех томах, «Методическое руководство по литологии для крупномасштабного геологического картирования» в двух томах, «Толковый словарь по литологии», «Справочник по литологии». Кроме того, в этот период, возможно, к 2000 г., должны быть подготовлены к печати и опубликованы монографии по различным разделам литологии в соответствии с изложенным выше планом.

8. Необходимо создать серию учебных пособий для вузов, освещающих современное состояние литологии, геохимии осадочного процесса, геоминералогии, современных физико-химических методов изучения осадочных образований. Это будет способствовать повышению уровня преподавания и подготовки специалистов.

IV

Одним из основных мероприятий для реализации прогнозируемого направления должна явиться широкая постановка исследований прежде всего во всех геологических институтах Академии наук СССР и акаде-

мий наук союзных республик, вузах страны. Несомненно, в полном объеме эти исследования могут проводиться в небольшом числе институтов, но отдельные аспекты должны изучаться в остальных институтах и лабораториях АН СССР, академий наук союзных республик и высших учебных заведениях. Большое значение должны приобрести межотраслевые научно-технические комплексы, которые приведут к интеграции науки с производством и будут способствовать развитию отраслевой науки.

Для получения каменного материала необходимо установить тесные связи с организациями, которые проводят бурение отложений в разных районах страны. Для изучения океанов необходимо участие ряда институтов нашей страны в международном проекте «Океанское глубоководное бурение».

Необходимо оснащение прежде всего академических институтов новейшим оборудованием, без которого не могут в полной мере быть решены вопросы строения, состава и происхождения осадочных образований. Для решения проблем прогнозируемого направления, возможно, потребуются увеличение численности сотрудников и необходимых ассигнований, что в каждом случае должно определяться, конечно, квалификацией научных кадров и поставленными перед ними задачами.

Для качественного выполнения геологической съемки территории СССР в масштабе 1 : 50 000 необходимо провести переподготовку преподавателей вузов, ведущих курсы литологии, геохимии осадочного процесса и геоминералогии, обеспечить повышение квалификации литологов-съемщиков, работающих в системе Мингео СССР, поставить вопрос о создании всесоюзного банка кернов и описаний эталонных литолого-геохимических разрезов в различных регионах страны.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
25.II.1987

УДК 551.35(267.8)

**ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В РИФТЕ ТАДЖУРА
(АДЕНСКИЙ ЗАЛИВ)**

СЕРОВА В. В., ХВОРОВА И. В., ГОРБУНОВА З. Н.

В статье приводятся литолого-минералогические данные, характеризующие особенности осадкообразования в рифте Таджура, связанного со спредингом и появлением океанической коры. Основные фоновые осадки на глубине более 2000 м представлены известково-глинистыми и глинисто-известковыми отложениями. Терригенный материал в основном эолового генезиса. Особенности обмена водных масс залива сказываются на широком распространении восстановленных илов.

Аденский залив представляет собой относительно узкий, умеренной глубины водоем, в осевой части которого проходит хребет Шеба, трассирующий активную рифтовую (спрединговую) зону (фиг. 1); здесь формируется океаническая кора, прослеживаемая под большей частью залива. На восток хребет Шеба сложно сочетается с хр. Карлсберг, принадлежащим к срединно-океаническим хребтам Индийского океана.

Вместе с тем Аденская рифтовая зона разделяет не океанические, а континентальные плиты, Сомалийскую и Аравийскую, и иногда рассматривается как зарождающийся океан. На западе она входит в систему тройственного сочленения рифтов, получившую название Афарского треугольника; здесь сходятся Аденский и Красноморский рифты (морские) с внутриконтинентальными Эфиопскими [1, 3, 11].

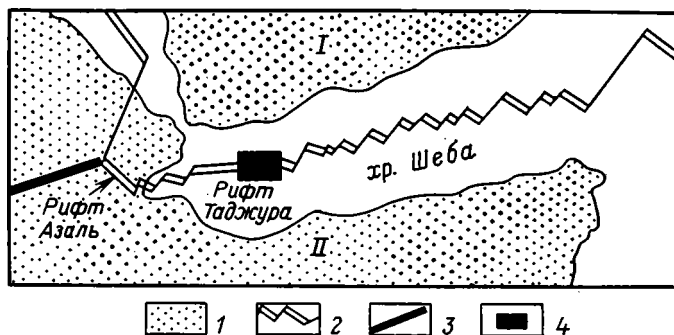
Строение западной части Аденского залива несколько отличается от остальной его территории. Осевой хребет здесь не прослеживается, но рифт выражен четко и получил название Таджурского. Он уникален в том отношении, что непосредственно переходит во внутриконтинентальный рифт Азаль. В гипсометрическом плане рифт Таджура характеризуется общей приподнятостью, относительно низкими обрамляющими поднятиями и небольшой интенсивностью базальтовых излияний.

Геологии Аденской рифтовой системы посвящено довольно много работ, но они касаются главным образом тектоники и магматизма, вопросы же седиментации освещены слабо и относятся преимущественно к районам, расположенным восточнее Таджурского участка [6].

Здесь в 1983—1984 гг. Институтом океанологии АН СССР под руководством А. П. Лисицына проводились комплексные геолого-геофизические (7-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»), в том числе и литологические исследования. Детальными работами охвачен полигон, ограниченный координатами: 11°52'—12°11' с. ш. и 44°35'—45°11' в. д. Размер полигона 35×67 км.

Изучение осадков основывалось на материале, отобранном грунтовыми трубками (60 станций) и дночерпателями (25 станций); максимальная длина трубок 6 м. Кроме того, принимались во внимание наблюдения, сделанные при маршрутах на обитаемых подводных аппаратах «Пайсис» [4].

Стратиграфическое расчленение разрезов проводилось с помощью фораминиферового анализа (данные Х. М. Саидовой) и широко использовались радиоуглеродные определения абсолютного возраста осадков (данные В. М. Купцова).



Фиг. 1. Схема, иллюстрирующая положение рифта Таджура
1 — плиты (I — Аравийская, II — Сомалийская); 2 — рифты; 3 — трансформные разломы; 4 — полигон работ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

На изученном участке рифтовая зона имеет субширотное простирание и состоит из внутреннего рифта или рифтовой долины и ограничивающих ее с севера и юга лестниц сбросовых уступов (фиг. 2) [1, 3].

Внутренний рифт имеет ширину от 4 до 9 км и глубину от 1200 до 1480 м. В осевой его части проходит неширокая (1—2 км) полоса экстрוזий, отделенных от сбросовых уступов краевыми депрессиями, ограниченными изобатой около 1150 м и имеющими каждая ширину 4—5 км; по сейсмическим данным, мощность осадков в них местами достигает 50 м.

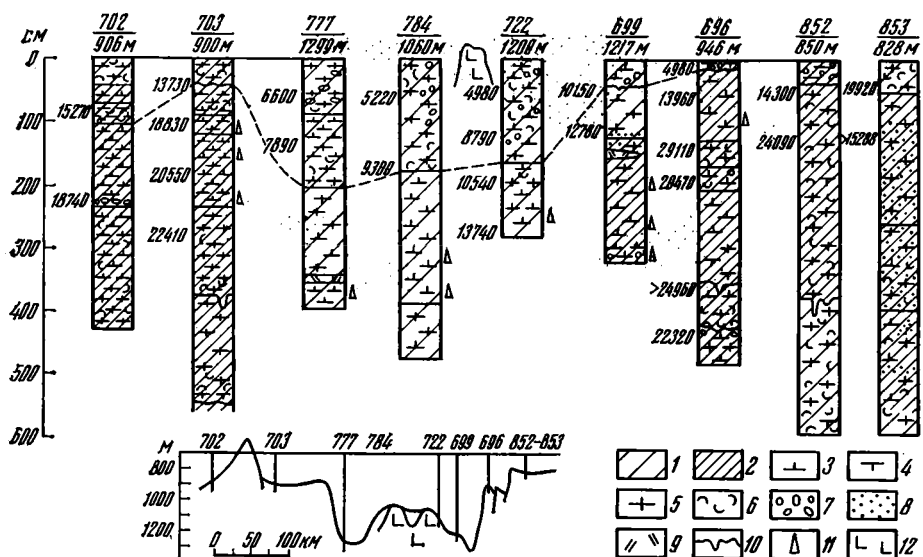
Экструзивная полоса образована цепочкой вулканических поднятий, вершины которых находятся на глубинах от 1250 до 1000 м, возвышаясь над смежными депрессиями на 50—100 или 200—250 м; размеры построек от 0,5×1 до 1×3,7 км. Все экстрוזии образованы толеитовыми базальтами. Во внутреннем рифте существуют и тектонические сбросовые выступы высотой в 180—200 м.

Ограничивающие ступени расположены на глубинах от 500—700 до 1000—1100 м. Они имеют крутые склоны, обращенные к долине, и пологие обратные (террасы), частично выровненные осадками. Ширина главных ступеней от 1—2 до 5 км, высота обычно 100—200 м, редко до 400 м. Они могут менять гипсометрический уровень и кулисообразно сменять одна другую. Главные ступени нередко осложнены более мелкими сбросовыми уступами. В верхней части крутых склонов обнажены базальты, а ниже развиты глыбовые осыпи из базальтовой кластики.

На изученном полигоне установлены две зоны поперечных разломов юго-западного простирания. Одна из них расположена в западной, другая — в восточной части полигона.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

Типы осадков. Главными осадкообразующими компонентами являются глинистое и известковое вещества. Содержание CaCO_3 обычно варьирует в пределах 40—60%, редко снижаясь до 21 или повышаясь до 70%. При литификации большая часть осадков войдет в категорию мергелей. Карбонатный материал представлен кокколитами (преобладают) и фораминиферами. Меньшее значение имеют тонкий органический шлам и более крупный разнообразный детрит (птероподы, моллюски, мшанки, кораллы). Терригенный обломочный компонент (алеврит, мелкий песок), как правило, представлен редко рассеянными зернами, но на определенном интервале количество их заметно возрастает. Радиоларии и диатомовые попадают редко, но кремневых губок местами много. В небольшом количестве отмечается детрит наземных растений. Локально присутствуют базальтовая гиалокластика и вулканозадафогенный материал.



Фиг. 2. Разрезы вдоль поперечного профиля, через рифтовую зону. 1—5 — илы (1 — глинисто-карбонатные, 2 — карбонатно-глинистые, 3 — кокколитоидные, 4 — фораминиферовые, 5 — фораминиферо-кокколитоидные); 6 — примесь разнообразного раковинного детрита; 7 — pelletные осадки; 8 — примесь терригенного алевролита; 9 — базальтовая кластика; 10 — неровные контакты; 11 — обильные губки; 12 — базальты. Над колонками в числителе приведены номера станций, в знаменателе — глубина, м; цифры слева — абсолютный возраст

После гранулометрического анализа подробно изучены минеральный состав крупноалевритовых фракций осадков в тяжелых и легких подфракциях. Было установлено, что осадки здесь необычайно одинаковы, что обусловлено близкими условиями осадконакопления (глубина, продуктивность CaCO_3 и небольшие вариации в поставке материала с суши).

Принадлежность Аденского залива к аридной зоне определяет эоловую природу терригенных минералов в его осадках. Установлено, что значительная часть даже карбонатного материала в отложениях залива (и Аравийского моря) имеет континентальный (эоловый) генезис [5, 12].

Терригенный вклад в осадки обеспечивается ветром с обеих сторон Аденского залива (с Аравийского полуострова и северной части Африканского континента) и обусловлен соответственно петрографическим составом пород, развитых в этих регионах.

Выделяются два главных минеральных комплекса: 1) гранитогнейсовый (кварц, полевые шпаты, слюды, циркон, апатит, турмалин, гранат, ставролит, дистен, рутил, сфен и другие минералы) и 2) зеленосланцевый (минералы группы эпидота, амфиболы, в том числе тремолит-актинолит, моноклинные пироксены).

Большая часть кварца и полевых шпатов Аденского залива связана с осадочным комплексом пород, подчиненное значение в питании осадочным материалом имеют породы основного и ультраосновного ряда. Главными минералами бескарбонатной части осадков рифта Таджура являются кварц, полевые шпаты и слюды (преимущественно биотит).

В тяжелой подфракции, составляющей обычно доли процента и первые проценты (редко 5—6, в единичных случаях более 10% от крупного алевролита), преобладают моноклинные пироксены, обыкновенная роговая обманка, минералы группы эпидота, черные рудные минералы.

В пределах южно тектонической ступени (ст. 702) содержание кварца по всей длине колонки довольно постоянно и колеблется в очень малых пределах — от 37,3 до 46,9%; на северной тектонической ступени (ст. 853) содержание кварца несколько ниже, а вариации его тоже незначительны (27,5—38,0%).

В центральной части депрессии в экструзивной зоне и близ нее (ст. 734, 756, 763, 777, 790, 795) количество кварца сильно варьирует, достигая 52,8% (ст. 734, горизонт 10—20 см), но нигде не опускается ниже 20%. Зерна кварца в осадках в основном свежие и угловатые, но нередко также окатанные, молочно-белого цвета разности, иногда с темными включениями (рудные минералы, рутил и др.); встречаются и зерна, покрытые налетом гидроокислов железа. Среди полевых шпатов различаются как плагиоклазы, так и калиевые полевые шпаты, чаще всего микроклин.

Рентгенодифрактометрическое изучение проб в целом показало, что в большинстве их отношение плагиоклазов к калиевым полевым шпатам равно 2,3:1. Суммарное количество полевых шпатов в составе легкой подфракции составляет в среднем около 20%, вариации содержаний незначительны.

Важной группой минералов в осадках рифта Таджура являются слюды. Чаще всего они представлены зеленым и буровато-зеленым биотитом; почти постоянно, но в значительно меньших количествах отмечены мусковит и хлорит. Листочки биотита всегда прекрасно окатаны, в некоторых случаях имеют темные точечные включения. Показатель преломления в большинстве случаев равен приблизительно 1,63, что свидетельствует о принадлежности этого минерала к богатой железом разновидности. Г. Айнзель и Ф. Вернер [8] зафиксировали биотит в песках Эфиопии, откуда этот минерал переносится ветром в осадки Аденского залива.

Глауконит обнаружен в осадках в небольших количествах. Природа его, видимо, двоякая. Это и аутигенный минерал, заполняющий раковины фораминифер, и окатанный — аллохтонный, принесенный ветром с Аденского полуострова вместе с биотитом.

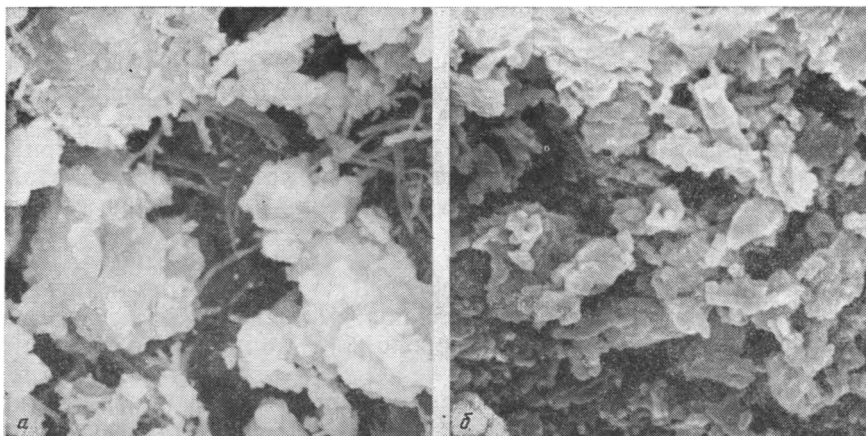
Почти постоянным компонентом осадков является риолит-андезитовое стекло (показатель преломления $n' = 1,500—1,502$), источником которого являются четвертичные породы аденской вулканической серии.

Среди тяжелых минералов континентального генезиса, составляющих не более 6% от фракции крупного алеврита, преобладают обыкновенная (зеленая) роговая обманка, пироксены (в основном авгит), минералы группы эпидота, черные рудные, апатит. Аксессуары представлены обычно цирконом, сфеном, турмалином, почти постоянно отмечались минералы метаморфического комплекса (дистен, ставролит, андалузит). Суммарное количество этих минералов редко превышает 1%. В составе крупноалевритовой фракции осадков Аденского залива значительна роль терригенного карбонатного материала, среди которого зафиксирован доломит в виде полуокатанных ромбоэдрических и неправильной формы зерен.

В целом состав крупноалевритовой части терригенных осадков рифта Таджура обнаруживает подобие составу крупноалевритового эолового материала, собранного над Аденским заливом и Аравийским морем.

К эдафогенным компонентам из тяжелых минералов относятся оливин, часть пироксенов, рудные минералы, а из легких — плагиоклазы, цеолиты, основное стекло, палагонит.

В восьми колонках, пройденных в разных зонах разлома, а также на его флангах, во фракциях мельче 1 мкм был изучен состав глинистых минералов. Рентгенодифрактометрические данные после удаления из проб карбонатов показали присутствие Al—Fe-монтмориллонита с преобладанием железистой разности (25—40%), иллита (16—34%), палыгорскита (15—37%) и хлорита (6—20%), значительного количества кварца и полевых шпатов. На электронно-микроскопических снимках (фиг. 3, а, б) приведены морфологические особенности эолового материала. Колебания в соотношении групп глинистых минералов по колонкам не имеют каких-либо выраженных тенденций сверху вниз. По флангам разлома содержание иллита несколько больше, чем в депрессии, а у монтмориллонита — обратная картина. Эти данные были сопоставлены с рентгеновскими записями бескарбонатных фракций <1 мкм эоловой



Фиг. 3. Электронно-микроскопические снимки эолового материала, отобранного над Аденским заливом: а — палыгорскит; б — кварц; полевые шпаты, увел. 4000

взвеси, отобранной над изученным районом. Отражения минералов эоловой взвеси имеют большую интенсивность и меньший фон, что свидетельствует о меньшем его разбавлении аморфным материалом, чем это имеет место в осадках, очевидно, за счет вулканических стекол. Главные составляющие эолового материала из глинистых минералов: иллит 40%, палыгорскит 34%; хлорит и монтмориллонит найдены в виде небольшой примеси. Из неглинистых минералов найдены кварц и полевые шпаты. Это прямое сопоставление однозначно указывает на эоловый источник высокодисперсных минералов. Некоторое исключение представляет монтмориллонит, участие которого в эоловой взвеси заметно более низкое, чем в осадке. Следует, однако, учитывать, что воздушная взвесь отражает какой-то момент выноса, а осадок — это многолетнее образование. Можно предположить, что небольшая часть монтмориллонита возникла на месте по базальтам зоны разлома. Электронно-микроскопические снимки базальтов показывают существенное их изменение в волокнисто-пестельчатые образования, характерные для аутигенного смектита. Небольшие скорости спрединга и значительные скорости осадкообразования вуалируют специфические черты гидротермальных проявлений в составе глинистых минералов.

Как было показано ранее [2], состав глинистых минералов Аденского залива и Красного моря резко различается. В обобщающих работах по составу глинистых минералов в поверхностном слое осадков Аравийского моря [9, 10] было показано, что в западный район поступает материал из пустынь Южной Аравии, Сомали, отчасти с побережья Макрана. Эти источники поставляют в основном кварц, иллит, палыгорскит и хлорит. Заметное количество монтмориллонита выносятся с Деканского плоскогорья зимой, когда дуют северо-восточные ветры через Индию, и летом — юго-западные из Африки и Аравийского полуострова.

В зависимости от соотношения разных компонентов выделяются следующие главные типы осадков.

1. Илы пелитовые, карбонатно-глинистые и глинисто-карбонатные; карбонатная составляющая образована в основном кокколитами, но часто содержится примесь тонкого раковинного шлама и пелагических фораминифер. С увеличением примеси повышается содержание CaCO_3 (до 60%) и пелитовая структура переходит в алевропелитовую. Осадки зеленовато-серые, от светлых до темных, болотно-зеленых. Характерны биотурбации, обуславливающие беспорядочную текстуру, пятнистость и гнездовидное скопление раковинного материала; нередко наблюдаются пеллетные участки. Местами много губок — как отдельных игл, так и колоний. Попадаются птероподы и тонкостворчатые моллюски. На отдельных интервалах много черных точечных выделений сульфидов же-

леза (фрамбонды). Терригенного алевроита обычно очень мало, но на некоторых уровнях его количество заметно увеличивается, достигая изредка 20—25%.

2. Илы глинисто-карбонатные, внешне похожие на рассмотренные выше, но с меньшим содержанием пелита (15—50%), соответствующие по гранулометрии пелито-алевритовым и песчано-алевритовым разностям. Основным осадкообразующим компонентом являются раковины фораминифер — в одних случаях мелкие, в других крупнее (0,05—0,5 мм); резко преобладают планктонные формы, но есть и бентосные. Постоянно присутствуют птероподы (целые раковины и обломки), а в небольшом количестве и другие скелетные остатки (моллюски, иглокожие); местами много пеллет. Текстура — беспорядочная и неоднородная (биотурбации). Сортировка в целом отсутствует, но в пределах ходов и гнезд материал может быть гранулометрически однородным. Встречается глауконит.

3. Осадки еще более грубые — птероподово-фораминиферовые и полидетритовые. Одни из них отличаются от предыдущих лишь большой примесью птеропод, в других, кроме того, много разнообразного детрита (мшанки, моллюски, иглокожие, кораллы). Размер фрагментов от мелкого алевроита до 2—3 мм и больше. Попадают крупные целые раковины палеипод и гастропод. Изредка встречаются обломки литифицированного ила (до 1 см в диаметре); местами много пеллет.

4. Пеллетные осадки обычно довольно темные, болотно-зеленые разной структуры. Состоят из овальных пеллет, в одних случаях мелких (0,15—0,30 мм), в других — более крупных (до 1—2 мм), заметных визуально. Образованы пеллеты либо пелитовым карбонатно-глинистым илом, либо шламово-пелитовым, более карбонатным. В разных количествах присутствуют фораминиферы (пеллетно-фораминиферовый осадок) или разнообразный раковинный детрит (полидетрито-пеллетный ил). Почти всегда в пеллетной массе сохраняются остатки непереработанного материала в виде линзочек и неправильной формы участков.

Все перечисленные типы осадков связаны переходными разностями и являются основной составляющей осадочного чехла рифта. В целом это гемипелагические образования.

Обычно осадки не обнаруживают четкой слоистости и либо довольно однородны, либо в них беспорядочно распределен материал разной гранулометрии, состава и цвета (пятнистость). Такая текстура в основном связана с жизнедеятельностью илоедов («ихнитовая фация»), перерабатывающих и перемешивающих осадки. Изредка среди них сохраняются реликты тонкой слоистости.

Стратификация. Господствующий тип стратификации определяется чередованием пелитовых илов с более «грубыми», обогащенными фораминиферами, птероподовым и другим органогенным детритом. Мощность осадков разной структуры варьирует обычно в пределах 40—200 см, но иногда весь вскрытый интервал (3 м) образован однородным илом. В разрезах часто из одного осадка переходит в другой через «пятнистую зону» мощностью от 40 до 150 см, в которой очень четко проявляется «биотурбационная текстура». По-видимому, это указывает на то, что смена осадков осуществлялась через их переслаивание.

Гораздо реже наблюдается иной, асимметрично-ритмичный тип стратификации. Как правило, ритмы двухэлементные. Первый элемент (10—40 см) представлен фораминиферовым, птероподово-фораминиферовым или органогенным полидетритовым материалом, всегда с примесью пелита; иногда наиболее крупные фрагменты концентрируются внизу (градиционное строение); нижний контакт резкий. Второй элемент (30—150 см) образован глинисто-кокколитовым илом с включениями более крупного материала (раковинный шлам, мелкие раковинки фораминифер). Если принять такие включения за остатки разрушенных прослоев, то второй элемент предстанет как слоистый осадок. Тогда ритм в целом будет соответствовать двум нижним интервалам турбидитной модели (T_a , T_b). В одной из колонок встретились трехэлементные ритмы, в которых верхний элемент образован наиболее тонким карбонатно-глинистым осадком

(T₂); в нем редко рассеяны раковинки птеропод, а местами наблюдается скопление губок. Очевидно, этот интервал соответствует «нормальному» гемипелагическому осадку.

Основные черты строения осадочного чехла. Из описанного выше ясно, что отложения рифта довольно однообразны. Тем не менее они испытывают определенные изменения — и латеральные, и возрастные (фиг. 2).

Для центральной, депрессионной части рифта (глубины 1200—1400 м), где была сосредоточена основная часть станций, в разрезе выделяются четыре пачки, возраст которых оценивается соответственно 10 000 (голоцен), 10 000—12 500, 12 500—15 000 лет и древнее.

Первая (верхняя) пачка образована карбонатно-глинистыми и глинисто-карбонатными илами, часто переработанными в пеллетный осадок; встречаются интервалы, обогащенные фораминиферами, птероподовым и другим раковинным детритом. Местами обильны губки. Нижняя граница в одних случаях нерезкая, в других — четкая и неровная с ходами, глубоко проникающими в нижележащий осадок. Мощность пачки обычно меняется в пределах 90—180 см¹, изредка уменьшаясь до 40—60 см или увеличиваясь до 300—400 см. Увеличение мощности происходит в краевых участках депрессии.

Местами на основе датировок абсолютного возраста в разрезах устанавливается переотложенный материал.

Вторая пачка представлена преимущественно пелитовыми глинисто-карбонатными илами, более тонкими и более светлыми, чем вышележащие. В отложениях рассеяны раковины фораминифер и птеропод, местами много губок. Мощность варьирует от 70 до 180 см, редко снижаясь до 50 см.

Третья пачка похожа на вторую, но осадок еще более тонкий; количество фораминифер и птеропод уменьшается, но губки обильны особенно в нижней части разреза. Характерно появление полимиктового терригенного алевроита (до 25%), среди которого много окатанных карбонатных зерен. Присутствие терригенной примеси выделяет пачку из всего остального разреза, где терригенных зерен, как правило, очень мало. Мощность колеблется от 40 до 160 см. Границы пачки нерезкие, и ее трудно отделить от нижележащих отложений.

Четвертая (нижняя) пачка похожа на предыдущую, но несколько более глинистая, и в ней в незначительных количествах содержится полимиктовый алевроит, хотя многие осадки содержат примесь хорошо окатанных карбонатных зерен. Видимая мощность от 40 до 120 см.

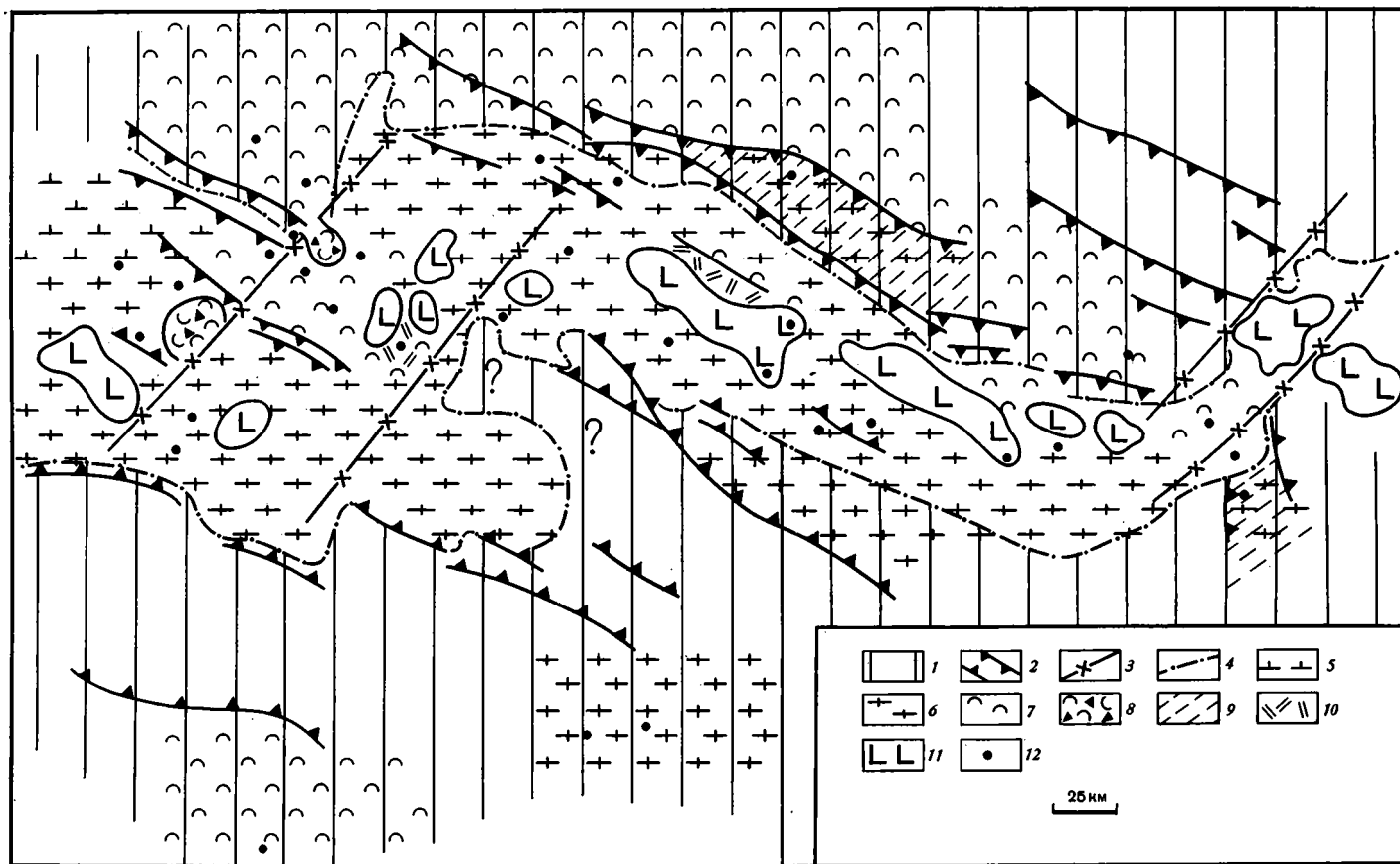
В целом мы видим, что разрез довольно однообразен, но в нем достаточно четко проявляется тенденция увеличения более крупного материала (раковинного, пеллетного) в верхней части и появления примеси терригенного алевроита в средней (третья пачка).

Такие отложения наиболее распространены в рифтовой зоне, и их можно рассматривать как фоновые. Вместе с тем они претерпевают изменения вблизи эруптивных центров и тектонических уступов.

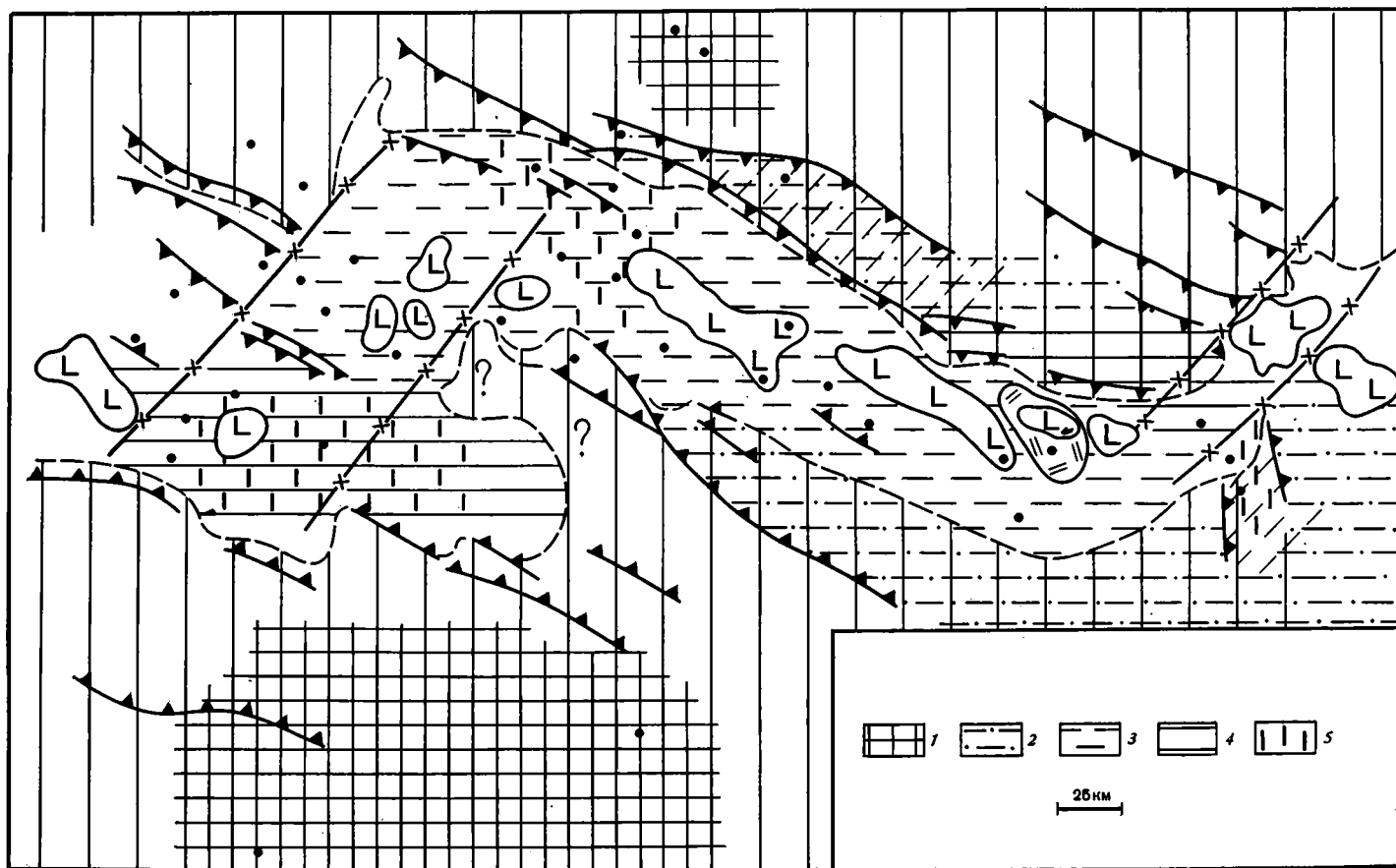
На базальтовых поднятиях покров обычных осадков незначителен и развит неповсеместно, хотя иногда толщина его достигает 70 см и даже более 1 м. Осадки здесь относительно грубые, обогащенные разнообразным органогенным детритом, фораминиферами и пеллетами. Относятся они к верхней пачке и в общем мало отличаются от обычных илов этого подразделения, но часто содержат примесь базальтовых обломков, особенно в нижней части.

На одной из станций вблизи тектонического поднятия, расположенного в осевой части рифтовой зоны, встречен необычный осадок, мощностью >200 см, по возрасту тоже принадлежащий к верхней пачке. Осадок буровато-зеленый, крайне несортированный, хаотичного строения. Он состоит из шламово-пелитовой (глинисто-карбонатной) массы с боль-

¹ Если не принимать во внимание экструзивные поля, где осадки часто отсутствуют.



Фиг. 4. Схема размещения на полигоне осадков первой толщи (голоцен) 1 — ступени; 2 — сбросы; 3 — поперечные разломы; 4 — граница рифтовой долины; 5 — пелитовые глинисто-кокколито-вые илы (1-й тип); 6 — глинисто-кокколито-вые илы с фораминиферами (2-й тип); 7 — глинисто - кокколитовые илы с разнообразным раковинным детритом (3-й тип); 8 — дебриты; 9 — отложения с ритмичной стратификацией; 10 — скопления базальтовой кластики; 11 — базальтовые поля; 12 — основные станции



Фиг. 5. Схема размещения осадков второй толщи (10—12 тыс. лет)
 1 — осадки отсутствуют (смыты); 2—4 — глинисто-коккелитовые илы (2 — малой мощности, частично размытые, 3 — мощностью 50—100 см, 4 — мощностью более 100 см); 5 — поля развития губок. Остальные условные обозначения см. на фиг. 4

шим количеством мелкого и крупного органогенного детрита (птероподы, моллюски) и фораминифер. В такой осадке беспорядочно и неравномерно включены базальтовый гравий, галька (до 8 см) и песок. Некоторые крупные гальки обросли серпулидами и моллюсками. Вместе с базальтовой кластикой попадают редкие гальки перекристаллизованного известняка, содержащего базальтовый песок. Весь этот грубый материал снесен с поднятия и беспорядочно перемешан с обычным осадком. По текстурно-структурным особенностям такие отложения можно связывать с одним из типов гравитационных перемещений, скорее всего с пастообразным потоком (дебрит).

На ступенях (глубины 820—1000 м), ограничивающих рифт, отложения хотя и состоят из того же осадочного материала, что и в депрессиях, но в целом несколько отличаются. Особенно это заметно в верхней части разреза (фиг. 2, 4). Первая пачка здесь сокращена в мощности (иногда до 15 см), имеет более «грубый» состав, нижний контакт ее обычно резкий, неровный, местами оползневой типа; в основании часто наблюдается скопление крупного органогенного детрита, а изредка присутствуют гальки литифицированного осадка. Нижележащие отложения второй пачки либо сильно редуцированы, либо целиком смыты (фиг. 2 и 5), и верхняя пачка залегает непосредственно на третьей. Это хорошо иллюстрируют и датировки абсолютного возраста, и литологические данные. Так, например, на южной ступени (ст. 703) интервал 10—20 см датирован цифрой 6320 ± 360 лет, а 50—60 см — цифрой 13730 ± 440 лет, причем на глубине 40 см отмечается резкий и неровный контакт, ниже которого осадок обогащен терригенным алевроитом, что обычно для третьей пачки разреза.

На наиболее возвышенных участках ступеней (глубины < 900 м) отложения в целом более грубые, неравномерно обогащенные разнообразным раковинным детритом и фораминиферами, причем это относится не только к голоцену, но и к более древним интервалам.

Все разрезы с ритмичной стратификацией расположены в зоне ступеней, осложненных сбросами. Здесь условия были наиболее благоприятными для периодического переотложения осадков и сноса относительно мелководного материала в область распространения обычных илов. В 5—6-метровых колонках выделяется четыре-пять ритмов. Мощность отдельных ритмов варьирует от 55 см до 1,7 м, редко до 2,25 м. Нижняя грубая часть их всегда намного меньше верхней, более тонкой. Ритмы разных ступеней не коррелируют между собой, что свидетельствует о том, что образование их связано не с осцилляциями уровня моря, а с локально возникающими потоками вещества, стимулируемыми тектоническими подвижками.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ

Отложения Таджурской активной рифтовой зоны в общих чертах сходны с другими низкоспрединовыми рифтами «океанского типа». Однако его положение в узком межконтинентальном бассейне (заливе), относительно мелководном и не с интенсивным проявлением вулканизма, накладывает определенный отпечаток на седиментацию.

Как и в рифтах открытого океана, основным осадкообразующим компонентом здесь являются глинистое вещество и кокколиты; постоянно примесь тонкого органогенного шлама и фораминифер, преимущественно пелагических. Вместе с тем, как мы видели, заметную роль в осадках играет разнообразный раковинный детрит. Большая его часть принадлежит птероподам, присутствующим и в виде целых раковин. Меньшее значение имеют моллюски и другие беспозвоночные. Гранулометрически более грубые осадки тяготеют к относительно мелководным (800—900 м) участкам ступеней и внутририфтовых поднятий и могут быть использованы как определенные «батиметрические эталоны» при палеорекострукциях.

Характерны кремневые губки. Они обогащают многие интервалы разреза (фиг. 2) и развиты на довольно обширных полях (фиг. 5). По-видимому, обилие птеропод и губок отличает рассматриваемую территорию от более глубоководных спрединговых зон открытого океана.

Второй особенностью отложений является их восстановленный характер — это зеленоцветные осадки, от более светлых (увеличение карбонатности) до темных; постоянно, хотя в разных количествах, присутствуют сульфиды железа. Окисленные желтые и красноватые илы отсутствуют. В этом отношении отложения заметно отличаются от рифтовых зон открытого океана, например, хр. Рейкьянес (Атлантический океан), где преобладают окисленные илы [7]. Восстановленные осадки характерны и для других молодых впадин с океанической корой, таких, как Красное море и Калифорнийский залив. Объясняется это особенностями обмена с водами открытого океана [6].

На седиментацию в бассейнах рассматриваемого типа оказывает влияние климатическая обстановка. В экстремальных условиях замкнутых водоемов при этом могут формироваться эвапориты или «черные сланцы». В заливообразных рифтовых бассейнах, свободно сообщающихся с океаном, климат также влияет на седиментацию, хотя и не столь резко. Так, в Аденском заливе, расположенном в аридной зоне, рядом с крупными пустынями, терригенного обломочного материала мало, и он почти целиком имеет эоловое происхождение. Было показано, что эоловая примесь концентрируется в толще с возрастом 12—15 тыс. лет. Это время соответствует аридизации климата в низких широтах.

Заметим, что в рифте хр. Рейкьянес, где тоже терригенного обломочного материала мало, на определенных интервалах количество его возрастает. Там это связано с эпохами похолодания, привнесом айсбергами продуктов ледниковой эрозии и разносом мелкого ледникового материала донными течениями [7].

Таким образом, видно, что в рифтовых зонах и срединно-океанических хребтов, и межконтинентальных заливов климатические флуктуации могут отражаться на осадках.

Одной из характерных черт осадочного процесса в рифтовых зонах является перераспределение осадочного вещества; смыв с одних участков и переотложение в другие. Это отмечалось для хр. Рейкьянес и хорошо выражено в Аденском заливе. Литологические следы перераспределения часто вовсе не проявляются или проявляются слабо из-за однообразия материала. Лишь систематическое определение абсолютного возраста отложений позволяет выявить значение этого явления.

Нередко на фоне закономерного изменения возраста слоев в колонке появляются отдельные уровни с резко отличающимися датировками. Так, например, колонка ст. 790 (глубина воды 1040 м) датирована следующими значениями: интервал 80—90 см — 8670 ± 170 лет, 130—140 см — 13790 ± 310 лет, 160—170 см — 30870 ± 1440 лет, 270—280 см — 16140 ± 360 лет. Очевидно, третье значение указывает на привнос более древнего материала. Местами осадки, существенно разные по возрасту, сильно «сближены» в разрезе, что свидетельствует о смыве части отложений. Это можно наблюдать, например, на ст. 696 (глубина воды 946 м), где интервалы 0—10 см характеризуются величиной 4980 ± 130 лет, а 50—60 — 13960 ± 580 лет; на уровне 15 см здесь происходит резкая смена осадка, сопровождаемая неровным контактом.

«Неупорядоченное» распределение возрастных датировок иногда подчеркивает особенности ритмичной стратификации: несоответствующей общей последовательности высокие значения здесь связаны с грубыми слоями нижней части ритмов, т. е. с осадками гравитационных потоков.

Естественно, что процессы перераспределения осадка сказываются на мощности отложений, которая испытывает заметные колебания. Наибольшая аккумуляция происходила в краевых депрессиях, куда сносился материал с пограничных ступеней. Он составляет почти 20% депрессионного выполнения (данные В. М. Купцова). Особенно четко следы раз-

мывов в пределах ступеней устанавливаются для начала голоцена, когда здесь были уничтожены осадки второй и частично третьей толщ.

Рассмотренные отложения принадлежат к особой, межконтинентальной рифтовой зоне, связанной со спредингом и появлением океанической коры. В физико-географическом отношении рифт принадлежит к заливу, что, по-видимому, отражает определенную (молодую) стадию развития энсиматического (океанского) бассейна. Такое структурное и географическое положение сказалось на седиментации, хотя многие ее черты уже приобрели сходство с седиментацией в рифтах срединно-океанических хребтов. Сходство определяется одинаковым характером тектонического развития (спрединг и сбросовые дислокации), магматизма и близким по происхождению исходным осадочным веществом.

Вместе с тем в относительно мелководных межконтинентальных рифтовых зонах, в том числе и Таджурской, осадкообразование обладает определенной спецификой, выражающейся в следующем.

Основные фоновые осадки — гемипелагические средних глубин (< 2000 м). На их состав первостепенное влияние оказывает климат. В аридной зоне (Аденский залив, Красное море), несмотря на близость суши, отложения сильно обеднены обломочным терригенным материалом, причем он преимущественно эолового происхождения. Здесь, как мы видели, преобладают известково-глинистые и глинисто-известковые осадки (мергели), по гранулометрии отвечающие алевроитово-пелитовым, реже мелкопесчаным. В целом они довольно сходны с фоновыми осадками многих океанических рифтовых (спрединговых) зон, но в них большее значение имеют остатки птеропод, моллюсков и других беспозвоночных, иногда обильны губки. Радиолярии и диатомовые играют незначительную роль. В гумидной зоне (Калифорнийский залив), наоборот, существенной составляющей осадков является терригенная кластика, поставляемая реками, и биогенный кремнезем (преимущественно диатомовый). Биогенный карбонатный материал присутствует спорадически и в небольшом количестве.

В рифтах рассматриваемого типа (в отличие от океанских) развиты восстановленные осадки, что определяется особенностями обмена водных масс заливов и открытого океана.

Литература

1. Барбери Ф., Варс Ж. Афарская зона сочленения рифтов//Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. С. 51—62.
2. Горбунова З. Н. Распределение глинистых минералов в осадках Индийского океана//Океанология. 1966. Т. 6. Вып. 2. С. 267—292.
3. Казьмин В. Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов)//Геотектоника. 1974. № 6. С. 3—14.
4. Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов/Под ред. Моница А. С., Лисицына А. П. М.: Наука, 1985. 230 с.
5. Серова В. В., Лисицын А. П., Живаго В. Н. Эоловая седиментация в северо-западной части Индийского океана//Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 151—160.
6. Тьеде И. Пелагическое осадконакопление в незрелых океанических впадинах//Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. С. 350—358.
7. Хворова И. В., Лисицын А. П., Богданов Ю. А. Осадки рифтовой зоны хр. Рейкьянес (58° с. ш.)//Литология и полез. ископаемые. 1985. № 3. С. 5—16.
8. Einsele G., Werner F. Zusammensetzung, Gefüge und mechanische Eigenschaften rezenter Sedimente vom Nildelta, Roten Meer und Golf von Aden//Meteor Forsch.-Ergebn. 1968. V. 1. P. 21—42.
9. Griffin E. D., Goldberg J. J. The sediments of Northern Indian ocean//Deep-Sea Res. 1970. V. 17. P. 513—537.
10. Kolla V., Kosteci Y. A., Robinson F. et al. Distribution and origin of clay minerals and quartz in surface sediments of the Arabian sea//Sediments Petrol. 1981. V. 51. № 2. S. 563—569.
11. Laughton A. S., Whitmarsh R. B., Jones M. T. The evolution of Gulf of Aden//Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1970. V. 267. № 1181. P. 227—266.
12. Pilkey O. H., Noble D. Carbonate and clay mineralogy of the Persian Gulf//Deep-Sea Res. 1966. V. 13. P. 1—16.

УДК 552.124.4 : 552.5 (265)

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ И КОРКИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

УСПЕНСКАЯ Т. Ю., СКОРНЯКОВА Н. С.

Проведены текстурно-структурные минералогические и химические исследования железомарганцевых конкреций и корок поднятий Шатского, Хесса и Императорского разлома. Показано, что изученные конкреции и корки близки между собой по внутреннему строению и химическому и минеральному составу. По полученным данным, обедненные марганцем конкреции с низким содержанием Си и Ni сложены преимущественно вернадитом и слабобаскристаллизованными гидроокислами Fe.

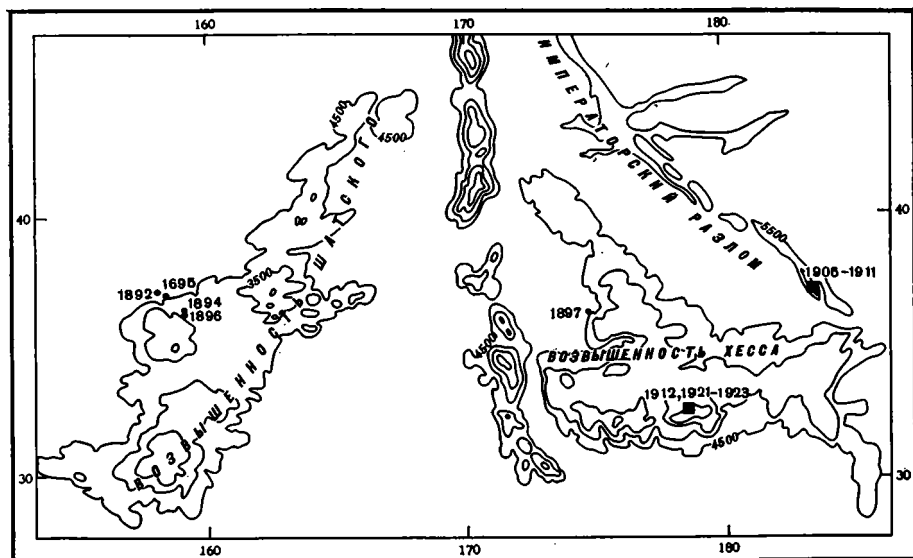
Железомарганцевые конкреции — перспективное минеральное сырье будущего — по-прежнему привлекают внимание исследователей. Широкое распространение конкреций в Тихом океане обусловило и их лучшую изученность. Наиболее детально исследования железомарганцевых конкреций выполнены в приэкваториальной части Тихого океана [3, 5, 13, 19, 20 и др.]. В последние годы серьезное внимание было уделено исследованиям конкреций южной части Тихого океана [15, 16]. Однако до сих пор мало изученными остаются конкреции северной части Тихого океана. В настоящей статье впервые рассмотрены результаты текстурно-структурных и химико-минералогических исследований корок и конкреций поднятия Шатского, Хесса и Императорского разлома, собранных в 21-м и 23-м рейсах НИС «Дмитрий Менделеев».

Методика исследования. Исследования конкреций и корок проводились комплексом методов: оптическим, химическим, рентгеновским, микрозондовым.

Полированные шлифы конкреций изготавливались по специальной методике без прогрева: пропитка лаком при комнатной температуре и закрепление в эпоксидной смоле. Применение такой методики связано с тем, что в состав рудного вещества конкреций входят малостабильные водные марганцевые минералы, нагревание которых приводит к удалению молекулярной воды и разрушению структуры [17].

Для изучения особенностей внутреннего строения и минерального состава конкреций и корок проведено наблюдение и микрофотографирование полированных шлифов в отраженном свете. Послойное изучение рудного вещества рентгеновским дифрактометрическим анализом (ДРОН-1, $\text{CuK}\alpha$ -излучение, отфильтрованное никелем, при 40 кВ и 24 мА) выполнено одним из авторов настоящей статьи в лаборатории кристаллографии геологического факультета МГУ. Микрозондовое изучение отдельных рудных прослоев проведено Ю. С. Бородаевым на рентгеноспектральном микроанализаторе (ЖМА-5) на кафедре полезных ископаемых геологического факультета МГУ. Был сделан только полуколичественный анализ, поскольку содержащаяся в исследуемых минералах вода, не определяемая на данном приборе, не позволяет произвести полный количественный анализ.

Определение химического состава конкреций проведено в Институте океанологии АН СССР. Обычно анализировалась средняя проба конкреций (без ядра), в крупных грубослоистых конкрециях — внутренняя и внешняя рудные оболочки. Отобранные для химического анализа пробы конкреций высушивали при температуре 100°С и затем растирали. Определение валового содержания Fe, Mn, Co, Ni, Cu выполнено атомно-абсорбционным методом, Ti и для контроля Fe и Mn — колориметрическим химическим методом. Атомно-абсорбционные анализы выполне-



Фиг. 1. Схема расположения станций

ны В. Н. Гордеевым на спектрофотометре типа «Сатурн», химические анализы — Н. П. Толмачевой.

Поднятие Шатского. Геологические работы проводились на разрезе через северный склон центрального купола возвышенности Шатского с глубин от 4900—до 3380 м. В нижней пологой части склона (фиг. 1, ст. 1892) на глубинах 4600—4900 м драгой были подняты морфологически разнообразные (овально-желвакообразные, плитчатые и сrostковые) конкреции размером от 1,5 до 10 см, обычно 3—5 см, и корковые конкреционные образования. Подавляющее большинство конкреций с поверхности покрыто многочисленными мелкими наростами (вторичными конкрециями). Ядрами конкреций служат обломки в различной степени глинизированной пемзы, реже плитки уплотненной глины.

На крутом эскарпе средней части склона (фиг. 1, ст. 1695, 1894) на глубинах 3800—4300 м встречены овально-желвакообразные, реже эллипсоидальные конкреции, размером от 1 до 12 см, обломки пемзы, глыбы глины и гиалокластиты, покрытые тонкими рудными корками от долей миллиметра до 1 см. Ядрами крупных конкреций служат глинизированная пемза и плотная комковатая глина, часто почти полностью замещенные гидроокислами, обломки древних рудных корок, реже базальта и гиалокластита.

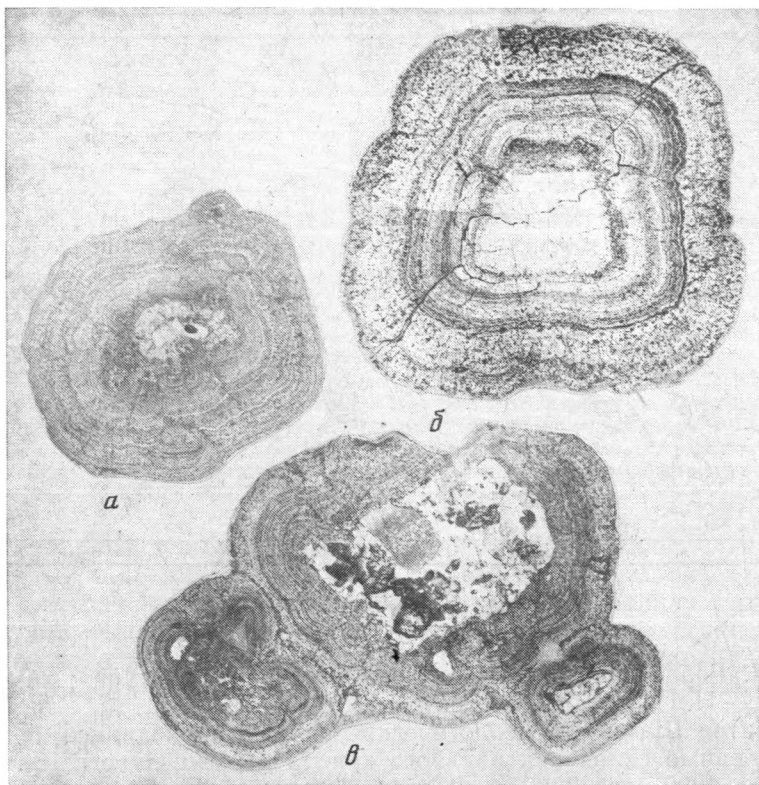
В верхней части склона на глубинах 3880—3380 (ст. 1896) драгами были подняты конкреции, фрагменты древних рудных корок мощностью от 3 до 11 см (со всех сторон покрытые пленочками новых порций гидроокислов), глыбы базальта с рудной коркой, мощностью 2—4 см.

Конкреции шаровидные (5—10 см), эллипсоидальные, овально-уплощенные и плитчатые (5—12 см). Их ядрами служат обломки древних конкреций, базальта, окатыши глины, туфы и туфобрекчии. Большинство ядер полностью замещены рудным веществом.

Рудные оболочки крупных конкреций ст. 1894, 1695 и 1892 имеют сходное внутреннее строение (фиг. 2, а).

Поднятие Хесса. В пределах поднятия Хесса конкреции и рудные корки были обнаружены на западном (крутом) и южном склонах.

На западном склоне (ст. 1897) встречены в основном крупные (более 7 см в диаметре) шаровидные, эллипсоидальные и многоядерные овально-желвакообразные конкреции, глыбы гиалокластита и плотной цеолитизированной глины с мощными рудными корками (до 5—6 см в верхней части глыб). Конкреции грубослоистые с плотной внутренней и рыхлой внешней рудными оболочками, разделенными прослоями глинистого



Фиг. 2. Внутреннее строение конкреций, полированный шлиф
 а — ст. 1892, увел. 0,9; б — ст. 1896, увел. 1,0; в — ст. 1909, увел. 0,8

вещества. Их ядрами служат обломки конкреций более ранней генерации, комки в разной степени замещенной гидроокислами цеолитовой глины, изредка (в мелких конкрециях) пемза.

На южном склоне поднятия драгирование проводилось на глубинах от 4600 до 1850 м. У подножия склона на глубинах 4000—4600 м встречены мелкие дискоидальные конкреции и их сростки и обломки пемзы с тонкими (2—3 мм) корочками окислов.

В средней и верхней частях склона на глубинах от 3750 до 1850 м обнаружены фрагменты шаровых и подушечных лав, глыбы гиадокластитовых и базальтовых брекчий, иногда фосфатизированных [2], обломки фосфоритов и фосфатизированных известняков с рудными пленками и корками (мощностью от 1 мм до 12,5 см), обломки плотных древних рудных корок. Максимальные значения и колебания мощностей рудных корок отмечены в верхней части склона (ст. 1923).

Резкие колебания мощностей рудных корок на поверхности магматических и осадочных пород связаны с многократным тектоническим дроблением южной части поднятия Хесса, сопровождавшимся брекчированием пород и корок. В пользу тектонической природы этого процесса свидетельствует пришлифованная поверхность разлома древних рудных корок и наличие зеркал скольжения на образцах коренных пород.

Императорский разлом. Геологические работы в 23-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» были выполнены на поперечном разрезе южной части разлома. Всего было создано шесть станций, на четырех из которых проведено драгирование, на двух получены колонки осадков. Судя по материалам геологического опробования, на дне разломного ущелья, покрытого кремнисто-глинистыми гемипелагическими илами, конкреции отсутствуют. Конкреции и рудные корки встречены на кру-

тых, практически лишенных осадков склонах ущелья и поверхности осадков приподнятого северо-восточного блока разлома.

Обнаженная поверхность коренных пород на склонах ущелья покрыта довольно мощными (5—8 см) рудными корками. В западинах между выступами скал и глыбовыми развалами залегают конкреции.

В верхней части северо-восточного склона на глубинах 5600—5700 м (ст. 1905) встречены мелкие гроздьевидные и сростковые конкреции. Их ядрами служат обломки базальта, тектонобрекчии, реже пемзы. Сходные конкреции обнаружены и в верхней части юго-западного склона на глубинах 4750—5000 м (ст. 1911). Наряду с ними здесь подняты крупные (>5 см в диаметре) шаровидные и эллипсоидальные с желваковой поверхностью. В ядрах конкреций обнаружены обломки базальта, туфы, долериты, уплотненные глины.

Ниже по склону на глубинах 5600—6100 м (ст. 1909) развиты преимущественно крупные (5—10 см) эллипсоидальные, шаровидные, иногда их сростки, реже плитчатые конкреции и глыбы базальта и гналокластической брекчии с рудными корками, мощностью 2—5 см. В ядрах конкреций здесь встречены обломки базальта, долерита, плитки гналокластита, кремней, цеолитовой глины. В мелких конкрециях нет четко обособленных ядер. Крупные конкреции Императорского разлома имеют грубослоистое строение, сходное с конкрециями поднятия Шатского и Хесса.

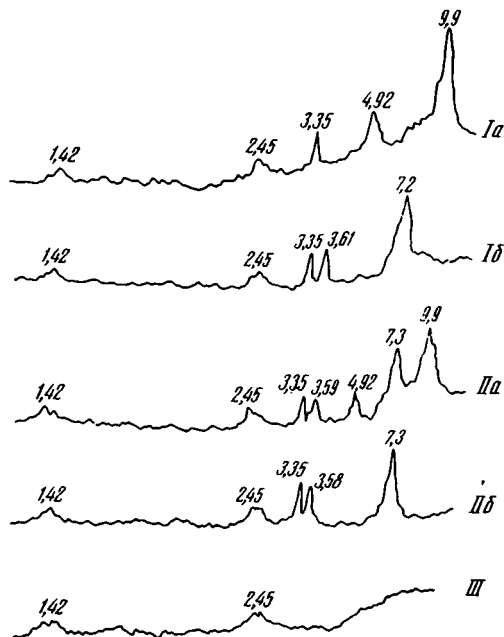
В нижней части юго-западного склона разломного ущелья на глубинах 6800—7300 м (ст. 1907) драгой была поднята глыба седиментационной брекчии из обломков долеритов и габбро, с поверхности покрытая асимметричной по мощности рудной коркой (6-сантиметровой на верхней поверхности и миллиметровой — на нижней).

Внутреннее строение и минеральный состав конкреций и корок. Относительно редко встречающиеся в исследованных районах мелкие гроздьевидные и сростковые конкреции обычно хрупкие с тонкоконцентрически-слоистым строением рудной оболочки. Крупные конкреции поднятий Шатского, Хесса и склонов Императорского разлома сходны по своему строению. Это грубослоистые конкреции с плотными концентрически-слоистыми внутренними (приядерными) зонами и рыхлыми, обогащенными обломочно-глинистым материалом радиально-дендритовыми (столбчатыми) внешними оболочками (фиг. 2, а—в). Концентрически-слоистое строение конкреций обусловлено чередованием темных глинистых прослоев с рудными слоями, отличными по строению и оптическим свойствам.

Слои рудного вещества с низкой отражательной способностью изотропны в скрещенных николях, а с более высокой — характеризуются анизотропией, проявленной в различной степени в зависимости от мощности слоев. С увеличением последней анизотропия рудного вещества усиливается. Это, видимо, обусловлено укрупнением отдельных зерен слагающих его минералов.

Рудные слои с разной отражательной способностью отличаются по минеральному и химическому составу. Рентгеновские дифрактограммы проб, отобранных из изотропных слоев, имеют два диффузных отражения, характерных для вернадита ($\delta\text{-MnO}_2$): 2,45 и 1,42 Å (фиг. 3, III). Микронзондовый полуколичественный анализ (табл. 1) изотропных слоев показал наличие в них значительных количеств Mn и Fe. Вероятно, рудное вещество этих слоев представлено тонкими срастаниями слабонакислородированных гидроокислов Mn и Fe [10].

Микронзондовые и рентгеновские исследования анизотропных слоев с высокой отражательной способностью показывают, что они состоят либо из 10 Å марганцевой фазы (см. фиг. 3, I), либо из смеси последней с бёрнесситом (фиг. 3, II, табл. 1). Ранее считалось, что марганцевый минерал, имеющий следующий набор рефлексов: 9,9, 4,92, 2,45 и 1,42 Å, относится к тодорокиту или 10 Å марганиту по аналогии с синтезированной В. Бузером и А. Грютером фазой [12]. Однако последние работы Ф. В. Чухрова с соавт. [8, 9] и некоторых зарубежных исследователей



Фиг. 3. Рентгенодифрактометрические кривые рудного вещества конкреций и корок

I — бузерит-1; II — бузерит-1 + бёрнессит; III — вернадит + слабокристаллизованные гидроокислы Fe (а, б — до и после нагрева соответственно)

[11] показали, что такой же набор межплоскостных расстояний имеют такие марганцевые минералы, как асболан, асболан-бузерит, бузерит-1 и бузерит-2. Особенностью всех пяти 10 Å марганцевых фаз является различное поведение их при низкотемпературном нагревании. Наиболее малоустойчив к этому воздействию бузерит-1. При слабом прогреве он переходит в бёрнессит. Как показано в работе [8], это связано с особенностями структуры этого минерала. В отличие от бузерита-1, в тодорките, асболане, асболан-бузерите и бузерите-2 не происходит исчезновения пика 10 Å и появления рефлекса 7 Å. Эти особенности 10 Å марганцевых минералов позволяют более точно их диагностировать при помощи методики, описанной в работе [6]. Суть ее заключается в следующем: после получения дифрактограммы с отобранной из аншлифа пробы последнюю прогревают до 100°С в течение 1 ч и потом повторно снимают на дифрактометре.

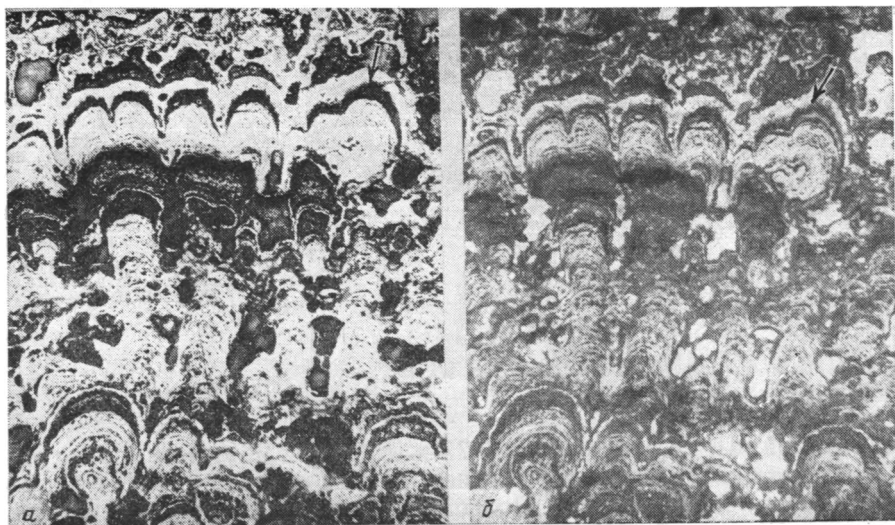
Нагревание 10 Å фазы, входящей в состав исследуемых нами конкреций, привело к ее переходу в бёрнессит. Аналогичное структурное превращение наблюдалось и для смеси 10 Å минерала с бёрнесситом: рефлексы 9,9 и 4,92 Å исчезли, а интенсивность пиков 7,3 и 3,59 Å увеличилась. Следовательно, 10 Å марганцевая фаза анизотропных слоев является бузеритом-1.

Слои рудной оболочки конкреций, отличающиеся по минеральному и химическому составу и оптическим свойствам, имеют различную структуру. Слабораскристаллизованные гидроокислы Mn (вернадит) и Fe образуют слои с массивно-дендритовой (столбчатой) структурой. Пространство между дендритами заполнено обломочно-глинистым материалом. Мощность слоев колеблется от 0,3 до 3 мм.

Таблица 1

Микрозондовый анализ рудных слоев с разными оптическими свойствами

Свойство	Содержание, %					
	Mn	Fe	Cu	Co	Ca	Si
Низкая отражательная способность, изотропное	12,4	10,5	0,14	0,13	6,1	0,5
Высокая отражательная способность, анизотропное	30,1	0,5	1,15	0,06	5,2	0,0n



Фиг. 4. Колломорфная структура анизотропного в скрещенных николях слоя (показан стрелкой), сложенного бузеритом-1, полированный шлиф, увел. 190 (а — параллельные николи, б — скрещенные)

Массивно-дендритовые слои переслаиваются с тонкими (0,1—0,3 мм) колломорфными бузеритовыми прослоями (фиг. 4). Они протягиваются, не прерываясь, вокруг всей ядерной части конкреции и являются как бы маркирующими горизонтами в слоистой рудной оболочке, свидетельствующими об изменении условий накопления рудного вещества.

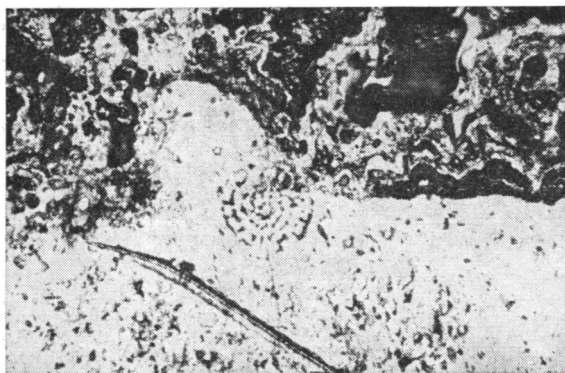
Во внешней зоне крупных конкреций обнаружены два существенно марганцевых прослоя бузерит-бёрнесситового состава массивной (фиг. 5) или ажурно-дендритовой структуры (мощностью до 3 мм).

По результатам рентгенодифрактометрического анализа, рудное вещество этих слоев состоит из смеси бузерита-1 с бёрнесситом, причем в массивных слоях увеличивается доля бёрнесситовой составляющей. Это предположительно можно объяснить диагенетическим преобразованием гидроокислов марганца. По данным микронзондовых исследований, марганцевые бузеритовые и бузерит-бёрнесситовые слои существенно обогащены медью (табл. 1).

В отличие от конкреций рудные корки северо-западной части Тихого океана, покрывающие выходы коренных пород, имеют довольно однообразную массивно-дендритовую (столбчатую) структуру и достаточно однородны по минеральному составу. Рудное вещество дендритов характеризуется низкой отражательной способностью и изотропией в скрещенных николях. По результатам рентгенодифрактометрического (фиг. 3, III) и микронзондового (табл. 1) анализов, оно сложено тонкими срастаниями слабонакристаллизованных гидроокислов железа с вернадитом.

Химический состав конкреций. По валовому содержанию Mn, Fe, Ni, Co, Cu-конкреции поднятия Шатского, Хесса и Императорского разлома близки между собой (табл. 2) и в целом сходны по содержанию этих элементов с конкрециями из миоцеллагических глин северной части Тихого океана [3, 19]. По содержанию Mn и Fe и величинам их отношений (от 0,49 до 2,05, обычно менее 1,3) это марганцево-железистые и железомарганцевые конкреции, по средним значениям с почти равным содержанием Mn и Fe. Сходные величины Mn/Fe (0,5—1,05) для поднятия Шатского и Императорского разлома приводят Е. Г. Гурвич с соавт. [1].

Обогащенные Fe, с низкой величиной Mn/Fe конкреции исследованного района характеризуются и низкими величинами Cu, Co и Ni по средним значениям, соответственно 0,19—0,31, 0,15—0,26, 0,29—0,57. Для Ni и Cu отмечена тенденция взаимосвязи с Mn и тесная корреляция



Фиг. 5. Марганцевый прослой с массивной структурой рудного вещества (белое), сложенный смесью бёрнессита и бузерита-1, полированный шлиф, увел. 28, параллельные николи

с величиной Mn/Fe с r , равным 0,77 и 0,68 (при 99%-ном уровне значимости). Это находит свое отражение с ростом содержания Ni и Cu с увеличением значения Mn/Fe . Послойные анализы крупных конкреций поднятий Шатского и Хесса показали увеличение значения Mn/Fe (за счет снижения содержания Fe) во внутренних приядерных оболочках. Именно здесь встречены максимальные для исследованного района значения Mn/Fe (1,5—2,05), содержания Ni (0,55—0,75%) и Cu (0,39—0,49%).

Рудные корки поднятий Шатского, Хесса и Императорского разлома по содержанию Mn , Fe и величине Mn/Fe (0,85—1,3, обычно <1) близки к конкрециям (табл. 2). Исключение составляют рудные корки верхней части склона поднятия Хесса (в районе горы Мелиш) с глубин менее 2000 м, где встречены максимальные (20—22,2%) величины содержания Mn , при повышенных значениях Fe , с величиной Mn/Fe , равной 1,27—1,30. Вместе с Mn в корках существенно возрастает содержание Co (0,55—0,61%) и падает содержание Cu (0,035—0,15%).

Максимальные величины содержания Co отмечены в конкрециях подводных гор пелагических районов на глубинах менее 1500 м [3, 7, 14, 21]. Как отмечено в работах [3, 7], возрастание содержания Co идет параллельно с ростом содержания Mn , при этом Co в виде Co^{4+} , по-видимому, входит в структуру вернадита $\delta-MnO_2$.

Таблица 2

Среднее содержание (%) и пределы колебания элементов в конкрециях и рудных корках

Содержание	Mn	Fe	Ti	Co	Ni	Cu	Mn/Fe	
Поднятие Шатского (n=13)								
Среднее	14,33	14,21	0,47	0,15	0,38	0,24	1,07	
Минимальное	7,66	7,76	0,36	0,063	0,13	0,086	0,49	
Максимальное	19,24	19,99	0,55	0,21	0,76	0,41	2,05	
Поднятие Хесса								
Корки Конкреции (n=7)	Среднее	17,17	13,54	0,68	0,26	0,57	0,31	1,27
	Минимальное	12,63	11,44	0,48	0,19	0,17	0,1	0,95
	Максимальное	18,63	16,48	1,10	0,52	0,65	0,49	1,54
	Среднее	18,33	16,40	0,81	0,43	0,30	0,09	1,11
	Минимальное	15,74	14,95	0,65	0,30	0,19	0,035	0,95
	Максимальное	22,26	17,22	0,88	0,61	0,39	0,15	1,30
Императорский разлом (n=13)								
Среднее	15,19	14,44	0,52	0,19	0,29	0,22	1,02	
Минимальное	11,89	12,1	0,19	0,10	0,14	0,085	0,76	
Максимальное	17,88	17,29	0,77	0,27	0,46	0,43	1,25	

Марганцево-железистые и железомарганцевые конкреции (с Mn/Fe обычно $<1,5$) северо-западной части Тихого океана близки по своей структуре, химическому и минеральному составу (сложенные преимущественно вернадитом и слабобаскристаллизованными гидроокислами Fe) к рудным коркам с поверхности коренных пород, седиментационные по своему генезису. Они формируются преимущественно за счет непосредственного осаждения гидроокислов Mn и Fe из придонной воды [4, 18]. Наличие во внешней зоне конкреций хорошо выдержанных преимущественно марганцевых прослоев бузерит-бёрнесситового состава свидетельствует о периодической смене условий осадко- и рудообразования.

Их появление в конкрециях может быть связано с изменением скоростей седиментации и придонных течений, периодическим захоронением конкреций под небольшим (несколько миллиметров) слоем полужидких осадков. Известно, что увеличение значения Mn/Fe в конкрециях пелагических областей океана обычно связано с участием диагенетических процессов ремобилизации Mn в верхнем слое осадков и его миграции к зоне роста конкреций. Возрастание скоростей седиментации и соответственно содержания в осадках захороненного органического вещества может привести к восстановлению Mn , его отделению от Fe и формированию в конкрециях марганцевых прослоев. Наличие обогащенных Mn прослоев в крупных конкрециях в достаточно удаленных друг от друга районах поднятий Шатского, Хесса и Императорского разлома свидетельствует о периодических глобальных изменениях условий рудообразования.

Литература

1. Гурвич Е. Г., Левитан М. А., Храмов С. В., Шурыгина Е. В. Химический состав железомарганцевых образований из зон разломов северной части Тихого океана//Тез. докл. VI Всес. школы морской геологии. Геленджик, 1984. Т. 3. С. 52.
2. Рудник Г. Б., Меланхолина Е. Н. Вещественный состав океанской коры на северо-западе Тихого океана//Строение дна северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1984. С. 127—156.
3. Скорнякова Н. С. Химический состав железомарганцевых конкреций Тихого океана//Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 190—240.
4. Скорнякова Н. С. Морфогенетические типы Fe — Mn -конкреций радиоляриевых пояса Тихого океана//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 6. С. 67—83.
5. Скорнякова Н. С., Батурин Г. Н., Мурдмаа И. О. Железомарганцевые конкреции приэкваториальной зоны радиоляриевых илов Тихого океана//Геология Мирового океана (докл. 27-го МГК). 1984. Т. VI. Ч. 1. С. 19—27.
6. Успенская Т. Ю., Горшков А. И. Минеральный состав железомарганцевых конкреций из Тихого океана по данным методов рентгенографии и микродифракции электронов//Тез. докл. VI Всес. школы морской геологии. Геленджик, 1984. Т. 3. С. 112—113.
7. Хальбах П., Путанус Д. Богатые кобальтом железомарганцевые корки из районов подводных гор центральной части Тихого океана — состав и образование//Геология Мирового океана (докл. 27-го МГК). 1984. Т. VI. Ч. 1. С. 27—40.
8. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А. и др. Структурные модели и методика изучения бузерита//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 10. С. 65—74.
9. Чухров Ф. В., Штеренберг Л. Е., Горшков А. И. и др. О природе 10 Å марганцевого минерала Fe — Mn океанических конкреций//Литология и полез. ископаемые. 1983. № 3. С. 33—41.
10. Burns R. G., Burns V. M. Manganese nodule authigenesis: mechanism for nucleation and growth//Nature, 1975. V. 255. P. 130—131.
11. Burns R. G., Burns V. M., Stockman H. W. A review of the todorokite-buserite problem: implications to the mineralogy of marine manganese nodules//Amer. Mineralogist, 1983. V. 68. P. 972—980.
12. Buser W., Grütter A. Über die Natur der Manganknollen//Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt. 1958. B. 36. S. 49—62.
13. Cronan D. S., Tooms J. S. The geochemistry of manganese nodules and associated pelagic deposits from the Pacific and Indian oceans//Deep-Sea Res. 1969. V. 16. № 4. P. 335—359.
14. Cronan D. S. Underwater minerals. L.: Acad. Press Inc., 1980. 190 p.
15. Exon N. F. Manganese nodule deposits in the central Pacific Ocean and their variation with latitude//Marine Mining. 1983. V. 4. № 1. P. 79—107.
16. Glasby G. P. Manganese nodule studies in the Southwest Pacific, 1975—1980, a review//South-Pacific Marine Geol. Notes. 1981. V. 2(3). P. 37—46.

17. *Halbach P., Oskara M., Heuse J.* The influence of metal content the physical and mineralogical properties of pelagic manganese nodules//*Mineral. Deposita.* 1975. V. 10. № 4. P. 397—411.
18. *Halbach P., Scherhag C., Hebisch V., Marchig V.* Geochemical and mineralogical control of different genetic types of deep-sea nodules from the Pacific ocean//*Mineral. Deposita.* 1981. V. 16. P. 59—84.
19. *Horn D. R., Horn B. M., Delach M. N.* Ferromanganese deposits of the North Pacific Ocean//*Techn. Rep.* 1972. № 1. 78 p.
20. *Horn D. R., Horn B. M., Delach M. N.* Copper and nikel content of ocean ferromanganese deposits and their relation to properties of the substrate//*Origin and Distribution of Manganese Nodules in the Pacific and Prospects for Exploration.* Honolulu, Hawaii. 1973. P. 77—83.
21. *Menard H. W.* Marine geology of the Pacific. N. Y.: McGraw Hill, 1964. 271 p.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
18.I.1985

УДК 552.54 : 552.5 (262.8)

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КАРБОНАТОВ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКАХ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

СОРОКИН В. М., СОКОЛОВ В. Н., ШЛЫКОВ В. Г.

Рассмотрены генетические типы карбонатов в новокаспийских и поздних волынских осадках различных фациальных зон Каспийского моря. Установлено влияние климатических изменений и тектонического положения на процесс карбонатонакопления.

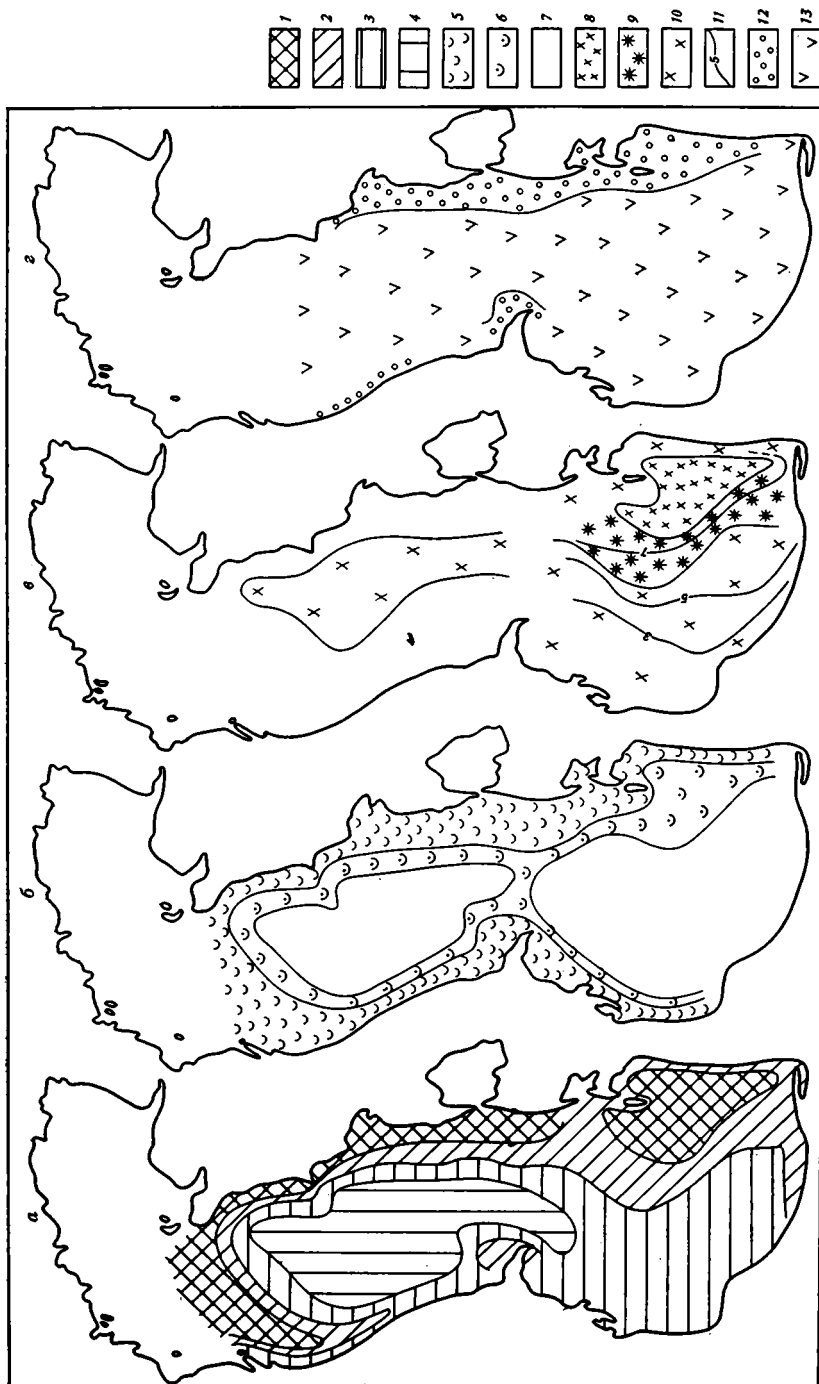
Особенностью процесса карбонатонакопления в Каспийском море, отличающей бассейн от других внутренних морей, является большое разнообразие форм карбонатов в осадках, отлагавшихся за счет разных источников поступления. Наличие различных видов карбонатов уже не раз отмечалось исследователями Каспийского моря [1—7]. Так, определялся химический состав карбонатной слагающей осадков, изучались состав и строение оолитов, корок цементации, рассматривалось распределение минералогических и морфологических форм карбонатов, причем исследования касались главным образом современных отложений.

Собранный нами материал по характеру распределения, формам выделения карбонатов в современных, новокаспийских и позднечетвертичных осадках, накопившихся во время полного цикла последнего оледенения при значительной контрастности условий осадконакопления, позволяет благодаря использованию современных методов исследования более обоснованно, чем ранее, выделить и охарактеризовать различные типы карбонатов и проследить их распределение по площади бассейна и в разрезе отложений.

Основой работы послужили результаты изучения более 100 колонок осадков, отобранных в средней и южной частях Каспийского моря в пределах его основных фациальных зон, и литературные материалы по Северному Каспию [6]. Кроме определения содержания CaCO_3 рентгеновским методом изучен минеральный состав карбонатов как в валовых пробах осадков, так и в отдельных гранулометрических фракциях. Всего получено около 200 дифрактограмм, причем для 14 колонок исследованы основные гранулометрические фракции. С целью определения химического состава карбонатов, контролирующего данные рентгена, для 30 образцов выполнен химический анализ карбонатов в 2%-ной солянокислой вытяжке. Морфология карбонатных частиц исследована как традиционным оптическим методом, так и на высокоразрешающем СЭМе.

Исходный карбонатный материал поступает в Каспийское море тремя путями: с выносом рек, в результате абразии берегов и с эоловой пылью. Реки выносят ежегодно около 35 млн т растворенных карбонатов и около 15 млн т взвешенных. Количество карбонатов, вносимых двумя другими путями, с трудом поддается оценке. Можно предположить, что с эоловой пылью преимущественно с восточного побережья поступает от 5 до 10 млн т твердых карбонатов [2, 5, 6]. В результате абразии, по-видимому, откладывается на дно несколько миллионов тонн карбонатов.

Изученные нами карбонаты содержатся в осадках в разных количествах (фиг. 1, а). Максимальные концентрации CaCO_3 свойственны отложениям восточного шельфа Среднего и Южного Каспия и частично западного шельфа Среднего Каспия. В ракушняках и тонкозернистых известковых илах они колеблются от 50 до 90%. В песках, алевролитах и алевроитовых илах западного и северного шельфа количество CaCO_3 снижается и, как правило, колеблется от 10 до 50%. В глубоководных



впадинах повышенной карбонатностью отличаются тонкозернистые илы восточной половины Южного Каспия, где она колеблется от 30 до 50%. На остальной площади впадин концентрации CaCO_3 в новокаспийских отложениях редко поднимаются выше 20% в Среднем Каспии и 30% в Южном. В разрезе осадков содержание карбонатов изменяется следующим образом. В позднихвалынских илах внешнего шельфа оно, как правило, резко падает, причем ракушняки и обогащенные раковинным материалом фации новокаспийского возраста сменяются слабоизвестковыми алевритами и алевритово-глинистыми илами. В глубоководных отложениях количество CaCO_3 вниз по разрезу сначала растет, достигая максимума (30—40%) в известково-глинистых илах конца позднихвалынского времени. Затем оно резко падает (до 10% и менее) в бурых и коричневых глинистых илах позднихвалынского времени, синхронных максимуму ошастовского оледенения (15—18 тыс. лет назад).

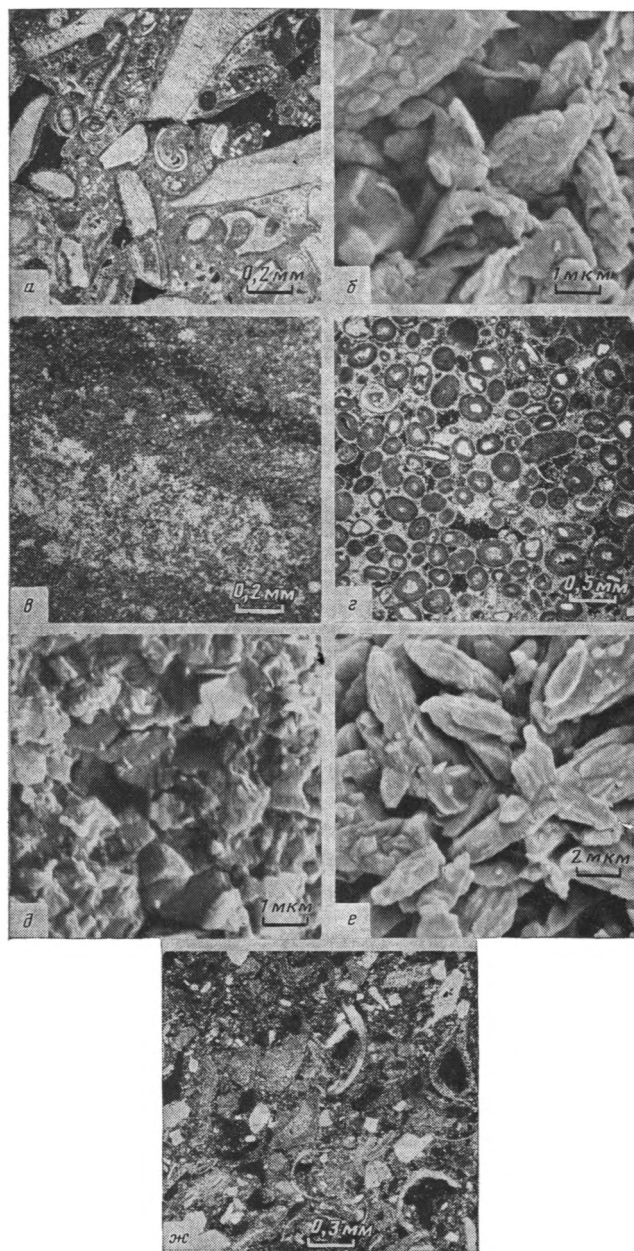
Среди исследованных нами карбонатов по генетическому признаку выделены биогенный, хемогенный и терригенный типы.

Биогенные карбонаты являются наиболее широко распространенным их типом в осадках шельфа моря (фиг. 1, б). Они представлены в основном раковинами бентосных организмов: пелиципод, гастропод, остракод, фораминифер, остатками известковых водорослей (фиг. 2, а). По нашим данным и данным других исследователей, каспийские моллюски строят свои раковины из арагонита, баянусы — из кальцита, остракоды, фораминиферы и известковые водоросли — из кальцита, причем последние в том числе и из магнезиального. В отдельных случаях при перекристаллизации раковин арагонит преобразуется в кальцит.

Биогенные карбонаты неравномерно распределены в позднечетвертичных осадках как по площади, так и по разрезу, причем при движении от берега в глубоководные области моря видовое разнообразие слагающих их остатков существенно изменяется. В верхних горизонтах новокаспийских отложений на обширных пространствах шельфа восточной и северной частей бассейна отмечаются скопления раковин моллюсков, образующих ракушняки. В их пределах биогенные карбонаты наиболее многообразны. Здесь встречается максимальное число видов пелиципод из родов: *Didacna*, *Dreissena*, *Cardium*, *Monodacna*, *Abra*, *Mytilaster*. В этой зоне наиболее обильны гастроподы, остракоды, бентосные фораминиферы. Весьма характерно, что по мере увеличения глубины моря и обеднения видового состава моллюсков, представленных более мелкорослыми особями, крупность ракушечников уменьшается. За пределами полей развития ракушечников в песках и алевритах мелководной части шельфа и в алевритовых и алевритово-глинистых илах внешнего шельфа абсолютное и относительное количество биогенных карбонатов падает, хотя они и остаются доминирующим типом. Пелициподы в более тонкозернистых илах представлены всего несколькими видами, а численность и видовой состав остракод и фораминифер резко сокращаются. Известковые водоросли распространены в основном на мелководье юго-восточного шельфа, где их значение среди других карбонатов иногда становится весьма заметным.

Фиг. 1. Содержание CaCO_3 (а) и распространение генетических типов карбонатов (б—г) в новокаспийских осадках (б — биогенных, в — седиментационных хемогенных, г — то же диагенетических)

1—4 — содержание CaCO_3 , %: 1 — >50, 2 — 30—50, 3 — 15—30, 4 — <15; 5—7 — биогенные карбонаты: 5 — доминирование в ракушечниках (50—100% от суммы карбонатов), 6 — присутствие в терригенных илах (10—50% от суммы карбонатов), 7 — незначительное содержание (<10% от суммы карбонатов); 8—10 — седиментационные хемогенные карбонаты: 8 — доминирование в хемогенных известковых илах шельфа (75—100% от суммы карбонатов), 9 — доминирование в известково-глинистых илах (75—100% от суммы карбонатов), 10 — присутствие в терригенных илах (10—100% от суммы карбонатов); 11 — магнезиальность кальцита, %; 12, 13 — диагенетические хемогенные карбонаты: 12 — оолиты и литификаты, 13 — мелкокристаллический кальцит (10—50% от суммы карбонатов)



Фиг. 2. Микрофотографии карбонатов

а — обломки раковин моллюсков, гастропод (шлиф+николи, шкала 0,2 мм); **б** — кристаллы магнезиального кальцита (СЭМ, шкала 1 мкм); **в** — прослой седиментационных карбонатов в глубоководных осадках (шлиф+николи, шкала 0,2 мм); **г** — общий вид оолитов (шлиф+николи, шкала 0,5 мм); **д** — микроструктура оолитов (СЭМ, шкала 2 мкм); **е** — диагенетические кристаллы магнезиального кальцита в цементе (СЭМ, шкала 2 мкм); **ж** — обломки известковых пород среди биогенных фрагментов шлиф+николи, шкала 0,3 мм)

Вниз по разрезу новокаспийских и особенно позднихвалынских отложений при снижении общей карбонатности абсолютное значение биогенных карбонатов и их роль среди других типов уменьшаются, причем наиболее существенно — в западной и северной частях Среднего Каспия, где ракушняки сменяются терригенными осадками с примесью раковин бентосных организмов и большим количеством тонкозернистых карбонатов.

За пределами шельфа в алевроитово-глинистых, глинистых, известково-глинистых илах биогенные остатки встречаются крайне редко; рассмотренный тип карбонатов в глубоководных впадинах резко подчинен другим типам карбонатов.

В целом можно отметить уменьшение значения биогенных карбонатов в ряду ракушняки — пески — алевроитовые илы — глинистые илы от почти 100 до менее 10%.

Минералогический анализ биогенных карбонатов показал, что они, так же как и подавляющая часть биогенных остатков, состоят из арагонита. Кальцит и магнезиальный кальцит присутствуют в заметных количествах лишь в случае повышенной роли в осадках фораминифер и известковых водорослей.

Хемотропные карбонаты. Каспийское море является одним из немногих бассейнов, в котором широко развит процесс хемотропного карбонатакопления, причем в осадках наблюдается несколько генераций хемотропных карбонатов, как седиментационных, так и диагенетических. Пересыщенность каспийских вод углекислотой [1] предопределяет кристаллизацию и выпадение из них CaCO_3 путем прямой садки на дно. Подобное явление наблюдается в летние месяцы на мелководье некоторых районов Южного Каспия (Ленкорань, восточный шельф). Прогретые воды приобретают молочный цвет за счет кристаллизующегося карбонатного материала.

При изучении на сканирующем микроскопе седиментационные карбонаты из хемотропных известковых илов восточного шельфа Южного Каспия представлены кристаллами ромбического габитуса различной степени совершенства, преобладающим размером менее 0,005 мм (фиг. 2, б). Они имеют чешуйчатое строение граней, что, по-видимому, указывает на незавершенный процесс кристаллизации частиц. Карбонаты данного типа состоят из высокомагнезиального кальцита с примесью в решетке до 8% MgCO_3 ($d_{101}=3,01-3,015$ нм). Результаты рентгеновского анализа подтверждаются данными химического исследования. Согласно последним, седиментационные карбонаты включают до 3% MgO , что в пересчете на карбонатный материал составляет 5—8% MgCO_3 .

В шлифах в авандельтовых фракциях рек (Кура, Самур, Урал) наблюдаются лепешкообразные игольчатые выделения кальцита мелко-алевритовой и крупнопелитовой размерностей. По мнению Ю. П. Хрусталева с соавт. [6], эти карбонаты являются хемотропными и образуются в зоне смешения речных и морских вод. В глинистых и алевроитовых фракциях осадков Северного Каспия пелитоморфные хемотропные карбонаты содержат до 15% MgCO_3 в решетке кальцита (d_{101} до 2,99 нм) [6].

Седиментационные карбонаты наиболее обильны в осадках Южного Каспия (фиг. 1, в). На обширных площадях дна восточного шельфа и верхней части прилегающего континентального склона распространены слагаемые ими известковые тонкозернистые илы, содержащие небольшую примесь биогенного и терригенного материала. В их пределах количество хемотропных карбонатов составляет не менее 75% от общей суммы. Седиментационные карбонаты играют значительную, хотя и подчиненную, роль в ракушняках и известковых песках восточного шельфа, в которых они являются наполнителем. В сильноизвестковых пелитовых илах восточной половины впадины и континентального склона Южного Каспия содержится до 100% рассматриваемого типа карбонатов. Инте-

ресно, что магнизиальность кальцита увеличивается с запада на восток от 3 до 8% в центре распространения известковых осадков на шельфе.

На остальной площади глубоководных областей бассейна в известковых и слабоизвестковых глинистых и диатомово-глинистых илах к седиментационным можно уверенно отнести мелкокристаллические карбонаты, слагающие тонкие (мощностью до 0,5 мм) известковые прослои в толще новокаспийских и позднехвалынских отложений (фиг. 2, в). Вероятно, первично хомогенное происхождение имеют также тонкозернистые карбонаты в новокаспийских осадках шельфа и западной половины впадины Южного Каспия, сложенные кальцитом.

В Северном Каспии хомогенные карбонаты составляют до 5 или 10—20% от их суммы [6]. При этом максимальное значение их отмечено в авандельтовых участках Волги и Урала и в Уральской бороздине в наиболее тонкозернистых илах. Однако в этом районе трудно однозначно судить о том, седиментационные это карбонаты или нет.

В целом для бассейна характерно увеличение роли седиментационных карбонатов от песков и ракушняков (менее 10%) к алевроитовым и глинистым илам и далее к пелитовым по размерности, сильноизвестковым глинистым илам и известковым илам, в которых они составляют до 100%. Особняком в этом ряду стоят сильноизвестковистые пески и ракушняки мелководных участков шельфа Южного Каспия, где количество седиментационных карбонатов аномально высокое.

Помимо седиментационных карбонатов, доминирующих среди хомогенных разновидностей, в осадках Каспийского моря распространены разнообразные диагенетические и седиментационно-диагенетические хомогенные карбонаты: оолиты, корки цементации, литификаты и др. (фиг. 1, з).

Оолиты в изученных нами осадках представлены шарообразными, эллипсоидальными, реже уплощенными зернами преобладающим размером 0,1—1 мм. Они имеют желтый, рыжевато-коричневый, серый и черный цвет. Большинство оолитов образуется вокруг обломочных частиц различного происхождения (фиг. 2, з). В некоторых разностях четко выраженное ядро отсутствует. Тело оолитов, как правило, состоит из концентрических слоев тонкокристаллического материала, количество которых колеблется от 1 до 10 и более. Толщина слоев изменяется в пределах нескольких сотых долей миллиметра. При больших увеличениях видно, что одни слои состоят из радиально ориентированных кристаллов размером в несколько микрометров, другие слагаются тонкими неориентированными частицами (фиг. 2, д).

Рентгеновское исследование оолитов показало, что они в подавляющей степени построены из кристаллов магнизиального кальцита ($d_{101} = 3,01—3,015$ нм) с содержанием $MgCO_3$ 5—8%. В некоторых образцах на дифрактограммах фиксируется арагонит, но он скорее всего отражает состав биогенных ядер.

Согласно нашим и литературным данным [6, 7], оолиты по площади моря распространены неравномерно. Наиболее обильны они в осадках восточного шельфа Южного Каспия, где представлены желтыми и черными разностями и залегают в полосе, ограниченной со стороны моря изобатой 35 м и протягивающейся с юга на север до Апшеронского порога и далее в Средний Каспий. Местами здесь оолиты слагают пески с примесью биогенных остатков, являясь современными образованиями. В ряде колонок они насыщают в разной степени осадки и обнаружены как в ракушняках, так и в разрезе хомогенных илов. Возраст этих оолитов более древний, и они характеризуются черным цветом.

Вторая область активного оолитообразования — западный шельф Каспийского моря. В пределах Бакинского архипелага местами до глубины моря 35 м распространены оолитовые пески, прослеживающиеся в разрезе отложений на глубину около 30 м [3]. В районе г. Дербента современные оолиты ржаво-коричневого цвета составляют значительную долю пляжевых и прибрежных песков. Весьма вероятно, что подобные пески протягиваются вдоль всего западного побережья Среднего Каспия.

В Северном Каспии оолитовые пески слагают обширные участки дна вокруг банок на глубинах менее 10 м к западу от п-ова Тюб-Караган и представлены светло-серыми и желтыми разностями на западе, черными и желтыми в центре и желтыми на востоке [6].

За пределами мелководной части шельфа редкие зерна оолитов черного цвета встречаются в разрезах более глубоководных участков шельфа и верхней зоны континентального склона.

Судя по особенностям накопления оолитов в осадках Каспийского моря, большая часть их, несомненно, образовалась в условиях активного гидродинамического режима на поверхности раздела вода — осадок сложным седиментационно-диагенетическим путем. К ней относятся оолитовые пески, хотя глубина их накопления больше, чем в известных районах современного оолитообразования [8]. Другая часть оолитов, обнаруживаемая в разрезе осадков, возможно, формируется диагенетическим путем.

Оолитообразование в Каспийском море существенно отличается от аналогичного процесса в других районах Мирового океана [8], где имеются примеры накопления оолитов в преимущественно тропических (современных и древних) климатических условиях нормальных или гиперсоленых морских и океанических бассейнов. При этом оолиты отличаются, как правило, арагонитовым составом. В Каспийском же море они образуются в субтропической и умеренной климатической зонах при пониженной солености вод и слагаются преимущественно магнезиальным кальцитом и кальцитом [6, 7].

Диагенетические хемогенные карбонаты принимают активное участие в цементации позднечетвертичных отложений Каспийского моря, в результате которой формируются литифицированные корки различного типа. На обширных площадях дна восточного шельфа Бакинского архипелага распространены сцементированные ракушники, которые с трудом пробиваются грунтовыми трубками. Процесс их образования начинается, по-видимому, с формирования на раковинах моллюсков плотных известковых корок толщиной до 2 мм, сложенных плотно упакованными скаленоэдрами магнезиального кальцита (5—8% $MgCO_3$) размером 0,001—0,005 мм. В дальнейшем происходит срастание раковин в литификаты мощностью до нескольких сантиметров, бронирующие поверхность дна.

Другим широко развитым типом литификатов являются литификаты, состоящие из сцементированных оолитов. Эти образования имеют размер гальки. Они залегают в толще осадков на восточном шельфе Южного Каспия, в ракушниках восточного шельфа Среднего Каспия, в пределах Бакинского архипелага и других местах. Эти литификаты образованы оолитами, сцементированными белым тонкозернистым магнезиальным кальцитом (фиг. 2, е). Снаружи литификаты облекаются желтоватой коркой толщиной до 2 мм, сложенной плотно упакованными кристаллами магнезиального кальцита. В новокаспийских и позднехвалынских илах глубоководной впадины и более грубозернистых фациях западного шельфа наблюдаются немногочисленные диагенетические карбонаты в виде отдельных ромбоэдров кальцита размером 0,005—0,05 мм, коррозионных пленок по краям кварцевых зерен и различного типа цемента в песках и алевритах.

Терригенные разности карбонатов в осадках представлены обломочными зернами известковых пород и карбонатных минералов. Они сложены в основном кальцитом и доломитом. При микроскопических исследованиях терригенные карбонаты видны как различной степени окатанности частицы, хорошо сохранившиеся ромбоэдры и расколотые кристаллы (фиг. 2, ж). Среди обломков известковых пород встречаются многочисленные зерна с землистым налетом. Ряд обломков представлен мелкокристаллическими известняками. В некоторых частицах наблюдаются плоскости спайности. Описываемые карбонаты имеют в большинстве случаев песчаную и алевритовую размерности и распространены среди других терригенных обломков. В тонкозернистых илах они при-

урочены к грубому материалу, концентрирующемуся в прослоях, и крайне редки в основной массе.

По площади бассейна максимальные количества терригенных карбонатов встречены в тех районах, где разгружаются реки и на побережье обнажаются известковые породы, подвергающиеся абразии. Их особенно много в осадках западного и южного шельфов, в частности в примыкающих к дельтам Самура, Терека и Куры участкам, у п-ова Мангышлак и т. д. Часть терригенных карбонатов, по мнению Ю. П. Хрусталева с соавт. [6], заносится в осадки с эоловой пылью из восточных пустынных областей. По направлению к внешней зоне шельфа в более тонких осадках количество терригенных карбонатов уменьшается. В разрезе осадков абсолютное значение их изменяется мало, хотя относительная роль в хвалынских отложениях повышается за счет сокращения биогенных и хемогенных карбонатов.

В фациальном спектре наибольшие количества терригенных карбонатов заключены в терригенных песках и алевритах авандельтовых участков рек, отличающихся в целом низкой карбонатностью, причем здесь они могут составлять более 50% от всех карбонатов. Велика их роль и в песчано-алевритовых осадках, в значительной степени сложенных материалом абразии известковых пород, где на долю терригенных карбонатов приходится более 75% от их суммы. Минимальные содержания терригенных карбонатов характерны для тонкозернистых глинистых илов впадин. Следовательно, значение терригенных карбонатов в гранулометрическом спектре сначала увеличивается от ракушняка к пескам, а затем уменьшается к глинистым фациям.

Разнообразие генетических типов карбонатов в позднечетвертичных осадках Каспийского моря, равно как и значение отдельных типов и их сочетание в пределах конкретных регионов, определяется особенностями обстановок осадконакопления и их изменениями во времени. В основном это касается тектонического положения и климатической зональности, с которыми связаны характер питания моря осадочным материалом и гидрохимия его вод.

В западной и южной областях бассейна, примыкающих к складчатым сооружениям Кавказа и Эльбруса, откуда поступает огромное количество обломочного материала, роль карбонатов в осадках ограничена. Здесь накапливаются преимущественно терригенные и биогенные их типы, последние имеют большое значение на мелководье, где максимальна продуктивность моллюсков. Относительное значение терригенных карбонатов увеличивается в песках и алевритах, причем в более тонкозернистых отложениях к ним примешивается некоторое количество хемогенных карбонатов.

На восточном и северном шельфах, находящихся в пределах платформенных и субплатформенных областей, откуда с аридной суши терригенный материал поступает в ограниченном количестве, карбонаты доминируют в осадках, и здесь распространены главным образом биогенные или хемогенные их типы. При этом в Среднем Каспии из-за наличия апвеллинга воды недонасыщены углекислотой и хемогенный процесс подавлен, а биогенные карбонаты слагают ракушники по всему шельфу. В Южном Каспии, в условиях хорошего прогрева, воды пересыщены углекислотой. Широкое развитие хемогенного процесса здесь приводит к доминированию седиментационных карбонатов в осадках, за исключением мелководной полосы, где все же преобладают биогенные карбонаты.

В глубоководных впадинах моря биогенные карбонаты крайне малочисленны, и в осадках отлагаются хемогенные (с некоторой примесью терригенных) карбонаты.

На протяжении позднечетвертичного времени резкие климатические изменения сказались как на количественной, так и на качественной стороне карбонатонакопления. Во время последнего оледенения в позднехвалынских осадках биогенные карбонаты пользовались наименьшим распространением, в том числе и на шельфе, как вследствие менее бла-

гоприятных для жизни продуцентов условий и их низкой продуктивности, так и из-за сокращения зоны обитания моллюсков при падении уровня моря. Резко подчиненной в то время была и роль хемогенных карбонатов, за исключением восточного шельфа Южного Каспия, прежде всего из-за малого притока в бассейн растворенных карбонатов в условиях подавленного процесса химического выветривания на суше при резкой аридизации климата. Относительное же значение терригенных карбонатов на этом фоне увеличилось. При изменении природных условий от ледникового к настоящему времени, выразившемся в подъеме уровня моря, увеличении температуры его вод, возрастании стока в бассейн растворенных карбонатов, создались благоприятные обстановки для биогенного и хемогенного осаждения CaCO_3 , т. е. сложилась картина, типичная для настоящего времени и описанная выше. Следует отметить, что в прискладчатых областях Каспийского моря климатические колебания в наименьшей степени отразились на процессе карбонатонакопления и сочетания, а также относительная роль карбонатов различного происхождения здесь практически не меняется. В платформенных же областях наблюдается перестройка процесса, приводящая к изменению роли отдельных генетических типов карбонатов.

Литература

1. Бруевич С. В. Карбонаты в осадках Каспийского моря//Докл. АН СССР. 1946. Т. 54. № 2. С. 253—257.
2. Осадки Каспийского моря. М.: Наука, 1973. 119 с.
3. Соловьев В. Ф. О некоторых карбонатных осадках Каспийского моря//Современные осадки Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 137—150.
4. Сорокин В. М. Минералогия карбонатов в осадках Каспийского моря//Изв. вузов. Геология и разведка. 1979. № 2. С. 99—103.
5. Страхов Н. М. Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 792 с.
6. Хрусталеv Ю. П., Туровский Д. С., Ковалев В. В., Хрипунов И. А. Карбонатонакопление в Северном Каспии//Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 98—106.
7. Штеренберг Л. Е., Степанова К. А., Туровский Д. С., Хрусталеv Ю. П. О механизме современного карбонатного оолитообразования//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 9. С. 113—122.

Московский государственный университет

Поступила в редакцию
24.III.1986

УДК 553.495

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНОЙ
УРАНИЛАРСЕНАТНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ*ЖИЛЬЦОВА И. Г., ПОЛУПАНОВА Л. И., ШМАРИОВИЧ Е. М.,
ПЕРЛИНА С. А.*

В стандартных условиях определены произведения растворимости синтезированных ураниларсенатов (Н-ураноспинита — $10^{-45,58}$, цейнерита — $10^{-49,96}$, Са-ураноспинита — $10^{-45,76}$, новачекита — $10^{-44,44}$) и свободная энергия Гиббса их образования. Показано, что эти минералы возникают только в зонах окисления мышьяксодержащих эндогенных урановых руд, причем первый из них — в условиях кислой, второй — слабокислой и третий — нейтральной и щелочной сред. Образование новачекита требует дополнительного источника магния. Натриевый ураноспинит образуется в условиях экстрааридного климата из вод высокой солености. Возникновение в природе первичных, собственно инфильтрационных аккумуляций ураниларсенатов, в отличие от уранилфосфатов и уранилванадатов мало вероятно.

В предыдущих публикациях нами были освещены физико-химические условия формирования некоторых ведущих минералов групп уранилванадатов (карнотит) и уранилфосфатов (отенит, торбернит, Н-отенит), создающих рудные скопления в сфере гипергенеза [3, 4]. В настоящей статье соответствующие данные приводятся по другой группе урановых слюдов — ураниларсенатам, являющимся одним из важных минеральных компонентов зон окисления эндогенных месторождений урана.

Ураниларсенаты включают большое число минеральных видов с общей формулой $Me_n(УО_2)_2(AsO_4)_2 \cdot xH_2O$. Их наиболее распространенные представители — ураноспинит $Ca(УО_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 10H_2O$, цейнерит $Sr(УО_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 12H_2O$ и их аналоги, содержащие шесть — восемь молекул кристаллизационной воды, соответственно метаураноспинит и метациейнерит, реже встречаются трегерит $(УО_2)_3(AsO_4)_2 \cdot 12H_2O$, натриевый ураноспинит $Na_2(УО_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 10H_2O$, водородный ураноспинит $(H_3O)_2(УО_2)_2(AsO_4)_2 \cdot (6-10)H_2O$, новачекит $Mg(УО_2)_2(PO_4)_2 \cdot (10-12)H_2O$, абернотит $K_2(УО_2)_2(AsO_4)_2 \cdot (8-10)H_2O$, а также бариевые (хейнрихит или зандбергерит), цинковые (лодевит), свинцовые (хелимондит), кобальтовые (кирхеймерит), железистые (калерит), висмутовые (вальпургит), алюминиевые (паулит), гидроксид-кальциевые (арсенит-уранилит), гидроксид-свинцовые (хюгелит) и другие ураниларсенаты.

Мышьяково-урановые слюдки близки по своим особенностям фосфорно-урановым, с которыми часто встречаются совместно. По данным, приведенным в работах Л. Н. Беловой [1] и А. А. Черникова [9], они распространены в зонах окисления таких урановых месторождений, первичные руды которых содержат арсениды, арсенопирит, мышьяксодержащий пирит или самородный мышьяк. При этом окисление арсенидов (шмальтин, раммельстергит, никелин и др.) происходит исключительно быстро — быстрее большинства сульфидных минералов, в особенности пирита [2, 13, 14]. Это обуславливает появление рассматриваемых вторичных минералов уже в первую стадию преобразования эндогенных урановых руд, вместе с гидратированными окислами и силикатами уранила, до возникновения уранилфосфатов [1]. Однако основная масса арсенатов уранила возникает совместно с фосфатами, во вторую стадию окислительного процесса, для которой характерно нарастающее повышение кислотности среды. Вместе с тем тенденция к образованию перетолженных рудных скоплений у ураниларсенатов менее выражена, чем

у уранилфосфатов, и первые по мере перехода от центральных частей рудных тел к периферическим иногда сменяются вторыми [1], намечая минеральную зональность вторичных ореолов рассеяния.

По мнению А. А. Черникова [9], для образования скоплений уранил-арсенатов в отличие от уранилфосфатов не требуется высокой сульфидности исходного субстрата и высокой кислотности среды — эти скопления могут возникать в любой окислительной обстановке при наличии источников урана и мышьяка, причем наиболее благоприятны для их отложения щелочные среды.

Для надежной оценки физико-химических условий образования в сфере гипергенеза разнокатионных ураниларсенатов необходимо знать величины произведений их растворимости. В справочной литературе [6] соответствующие данные имеются только для двух минеральных форм рассматриваемой группы — натриевого ураноспинита и его калиевого аналога (безводная разновидность абернотита). Величины pL^0 этих соединений, полученные на основе экспериментальных исследований В. Г. Чухланцевым и А. К. Шаровой [10], составляют: для $\text{Na}_2(\text{UO}_2)_2 \cdot (\text{AsO}_4)_2$ — 43,74, для $\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2$ — 45,2. Рассчитанные нами на основе новейших согласованных термодинамических констант¹ величины ΔG_f° (298,15) указанных минералов составили (без учета кристаллизационной воды) — 951,64 и — 963,48 ккал/моль.

С целью дополнения этих данных нами была изучена растворимость еще четырех химически чистых ураниларсенатов — водородного ураноспинита $(\text{H}_3\text{O})_2(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, его кальциевого аналога $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, новачекита $\text{Mg}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ и цейнерита $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, полученных в стандартных условиях синтетическим путем.

Способы синтеза водородного и кальциевого ураноспинита описаны К. Винклером [20], М. Мроузом [17, 18], цейнерита — А. Вертером [19], Дж. Фронделем [15] и другими исследователями. Новачекит, выделенный Дж. Фронделем [16] как мышьяковый аналог магнезиального уранилфосфата — салеита, был обнаружен на территории СССР более двух десятилетий спустя [8] и впервые получен искусственным путем одним из авторов настоящей статьи при воздействии на синтетический Н-ураноспинит 2%-ного раствора хлористого магния в течение 3 месяцев; аналогично синтезирован Са-ураноспинит с заменой MgCl_2 на CaCl_2 . Н-ураноспинит синтезирован путем сливания нагретых до 60—70°С 0,5 М растворов нитрата уранила и мышьяковой кислоты при стехиометрическом отношении реагентов. Цейнерит легко образуется в стандартных условиях при одновременном сливании растворов азотнокислого уранила, мышьяковой кислоты и сернокислой меди.

Рентгенографические исследования, проведенные в камере РКУ-114 на $\text{FeK}_{\alpha,\beta}$ -излучении, показали, что все синтезированные арсенаты уранила по кристаллической структуре идентичны своим природным прототипам.

Растворимость каждого из перечисленных ураниларсенатов, так же как и ранее уранилванадатов [4] и уранилфосфатов [3], изучалась нами в кислой области при двух-трех различных значениях pH. Навески минералов (200 мг) заливали раствором HCl (200 мл) разной концентрации, приготовленным из соляной кислоты квалификации «осч» и бидистиллята. Растворение производили в полиэтиленовой посуде с термостатированием при 25°С и периодическим перемешиванием в течение дня ручным способом, после отстаивания раствора отбирали 5 мл для определения компонентов, входящих в состав исходного минерала — U и As в случае Н-ураноспинита; U, As и Ca — при растворении кальциевого ураноспинита; U, As и Mg — новачекита; U, As и Cu — цейнерита. Уран определяли ванадометрическим методом, причем в присутствии меди его предварительно отделяли на силикагеле. Концентрации Cu, Ca, Mg, As измеряли на плазматроне ПОЛИВАК Е-2000. Для контроля

¹ Здесь и далее необходимые термодинамические константы заимствованы нами из работ [6, 7]

Таблица 1

Аналитические данные содержаний в растворе различных компонентов ($-\lg C_f$, моль/кг H_2O) при растворении синтетических ураниларсенатов ($T\ 25^\circ C$, $P\ 1\ бар$)

Минерал	рН (конечн.)	Ионная сила раствора	Время установления равновесия, сут	$\lg C_f$									
				U		Ca		Mg		Cu		As	
				I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
Н-ураноспинит	2,11	0,01	17	2,95	2,96	—	—	—	—	—	—	2,97	2,96
	2,82	0,003	19	3,52	3,52	—	—	—	—	—	—	3,52	3,52
Са-ураноспинит	2,07	0,01	12	3,09	3,08	3,36	3,38	—	—	—	—	3,07	3,08
	2,97	0,0015	18	3,98	3,98	4,20	4,28	—	—	—	—	3,96	3,98
Новачекит	2,20	0,008	13	2,97	2,97	—	—	3,29	3,27	—	—	2,96	2,97
	2,81	0,003	15	3,55	3,55	—	—	3,85	3,85	—	—	3,56	3,85
Цейнерит	1,33	0,045	12	3,10	3,10	—	—	—	—	3,40	3,40	3,11	3,10
	2,03	0,01	14	3,85	3,85	—	—	—	—	4,14	4,15	3,86	3,85
	2,88	0,0025	15	4,76	4,80	—	—	—	—	5,0	5,10	4,80	4,80

Примечание. I — среднезамеренный, II — принятый.

правильности получаемых замеров дополнительно определяли Mg и Ca атомно-абсорбционным, Cu — полярографическим методами, U — на плазматроне. В качестве итогового результата принималось среднее из четырех замеров.

Результаты замеров приведены в табл. 1. Соответствие между данными определениями моляльных концентраций U и As в случае H- и Са-ураноспинита, U, As и Mg в случае новачекита, U, As и Cu в случае цейнерита вполне удовлетворительное. Во всех опытах выход на плато, фиксирующий наступление равновесия в системе, осуществлялся на 12—20-е сутки.

Полученные аналитические данные использовались для расчета произведений растворимости четырех исследовавшихся минералов. Как и в предыдущих случаях, коэффициенты активности γ_i рассчитывались по формуле Дебая — Хюккеля [6], в которой величина a° для однозарядных ионов принимается равной 3,5, двухзарядной — 6,0.

Валовая концентрация U в рассматриваемой водно-солевой системе определяется суммой моляльностей уранила, его гидроксид-комплексов и Cl-комплекса:

$$C_{\Sigma U} = \frac{a_{UO_2^{2+}}}{\gamma_{UO_2^{2+}}} + \frac{a_{UO_2Cl^+}}{\gamma_{UO_2Cl^+}} + \frac{a_{UO_2OH^+}}{\gamma_{UO_2OH^+}} + \frac{a_{(UO_2)_2(OH)_2^{2+}}}{\gamma_{(UO_2)_2(OH)_2^{2+}}} + a_{UO_2 \cdot OH)_2^0}; \quad (1)$$

валовые концентрации кальция, магния и меди — суммой моляльностей одноименных ионов, их Cl-комплекса (для Cu) и гидроксидных комплексов:

$$C_{\Sigma Ca} = \frac{a_{Ca^{2+}}}{\gamma_{Ca^{2+}}} + \frac{a_{CaOH^+}}{\gamma_{CaOH^+}}; \quad (2)$$

$$C_{\Sigma Mg} = \frac{a_{Mg^{2+}}}{\gamma_{Mg^{2+}}} + \frac{a_{MgOH^+}}{\gamma_{MgOH^+}}; \quad (3)$$

$$C_{\Sigma Cu} = \frac{a_{Cu^{2+}}}{\gamma_{Cu^{2+}}} + \frac{a_{CuCl^+}}{\gamma_{CuCl^+}} + \frac{a_{CuOH^+}}{\gamma_{CuOH^+}} + \frac{a_{Cu(OH)_3^-}}{\gamma_{Cu(OH)_3^-}} + \frac{a_{Cu(OH)_4^{2-}}}{\gamma_{Cu(OH)_4^{2-}}}; \quad (4)$$

валовая концентрация мышьяка — суммой моляльности мышьяковой кислоты и ее диссоциатов:

$$C_{\Sigma As} = a_{H_3AsO_4^0} + \frac{a_{H_2AsO_4^-}}{\gamma_{H_2AsO_4^-}} + \frac{a_{HAsO_4^{2-}}}{\gamma_{HAsO_4^{2-}}} + \frac{a_{AsO_4^{3-}}}{\gamma_{AsO_4^{3-}}}. \quad (5)$$

Так как изучение растворимости ураниларсенатов проводилось в кислой области, то тремя последними слагаемыми уравнения (1), вторыми членами уравнений (2), (3), тремя последними членами уравнения (4) и двумя последними составляющими уравнения (5) можно пренебречь в связи с незначимостью этих величин. Тогда, используя константы диссоциации мышьяковой кислоты, константы гидролиза катионов и комплексообразования, рассчитанные согласно [6], получаем:

$$a_{UO_2^{2+}} = C_{\Sigma U} \cdot \frac{\gamma_{UO_2^{2+}} \gamma_{UO_2Cl^+}}{\gamma_{UO_2Cl^+} + a_{H^+} \cdot 10^{0,21}};$$

$$a_{Ca^{2+}} = C_{\Sigma Ca} \gamma_{Ca^{2+}};$$

$$a_{Mg^{2+}} = C_{\Sigma Mg} \gamma_{Mg^{2+}};$$

Результаты расчета произведений растворимости ураниларсенатов

Минерал	рН	lg a_i					pL^0	
		UO_2^{2+}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cu^{2+}	AsO_4^{3-}	при данном значении рН	принятая величина
Н-ураноспинит	2,11	3,11	—	—	—	17,54	45,52	$45,52 \pm 0,06$
$(H_3O)_2(UO_2)_2(AsO_4)_2$	2,82	3,58	—	—	—	16,48	45,64	
Са-ураноспинит	2,07	3,25	3,55	—	—	17,88	45,81	$45,76 \pm 0,05$
$Ca(UO_2)_2(AsO_4)_2$	2,97	4,05	4,35	—	—	16,63	45,71	
Новачекит	2,20	3,14	—	3,44	—	17,41	44,54	$44,44 \pm 0,11$
$Mg(UO_2)_2(AsO_4)_2$	2,81	3,65	—	3,95	—	16,54	44,33	
Цейнерит	1,33	3,55	—	—	3,72	19,85	50,12	$49,96 \pm 0,15$
$Cu(UO_2)_2(AsO_4)_2$	2,03	4,02	—	—	4,35	18,73	49,85	
	2,88	4,90	—	—	5,20	17,46	49,92	

$$a_{Cu^{2+}} = C \sum_{Cu} \frac{\gamma_{Cu^{2+}} \gamma_{CuCl+}}{\gamma_{CuCl+} + a_{H^+} \cdot 10^{0,95}};$$

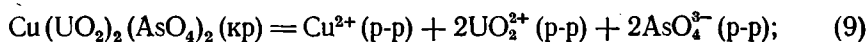
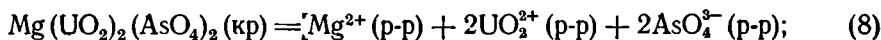
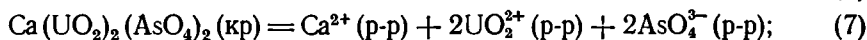
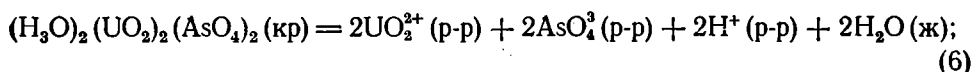
$$a_{AsO_4^{3-}} = C \sum_{As} \frac{10^{-20,75} \gamma_{H_2AsO_4^-}}{a_{H^+}^3 \gamma_{H_2PO_4^-} + a_{H^+}^2 \cdot 10^{-2,26}}.$$

Значение произведения растворимости водородного ураноспинита находят перемножением квадратов активностей ионов H^+ , UO_2^{2+} и AsO_4^{3-} при конечной величине рН опыта, кальциевого ураноспинита — перемножением активности Ca^{2+} , квадратов активности UO_2^{2+} и AsO_4^{3-} , новачекита — активности Mg^{2+} и квадратов активностей UO_2^{2+} , AsO_4^{3-} , цейнерита — квадратов двух последних величин и активности Cu^{2+} .

Результаты выполненных вычислений представлены в табл. 2.

Как видно, логарифмы произведений растворимости каждого из минералов, полученные при двух, а для цейнерита при трех различных показателях рН, разнятся на величины, не превышающие первых десятих долей.

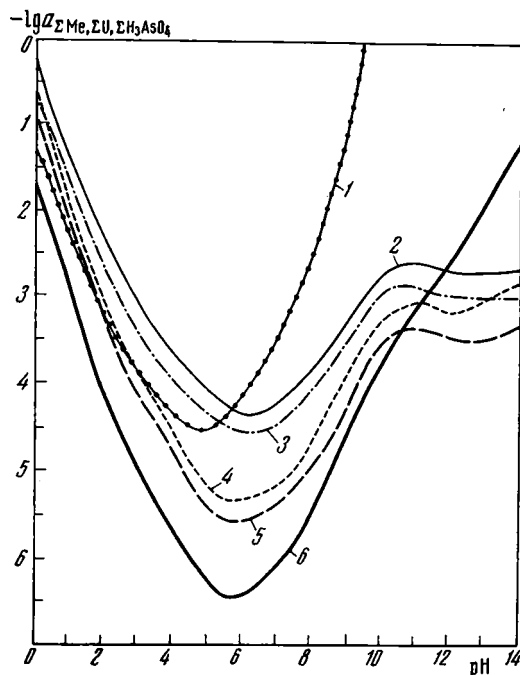
Принимая в качестве усредненных величин pL^0 Н-ураноспинита $10^{-45,58}$, Са-ураноспинита $10^{-45,76}$, новачекита $10^{-44,44}$ и цейнерита $10^{-49,96}$, определяем значения свободной энергии Гиббса образования этих минералов путем использования уравнений реакций:



$\Delta G_{(298,15)}^0(H_3O)_2(UO_2)_2(AsO_4)_2 = -843,35 (\pm 0,08)$ ккал/моль; $\Delta G_{(298,15)}^0 \cdot Ca(UO_2)_2(AsO_4)_2 = -961,34 (\pm 0,07)$ ккал/моль; $\Delta G_{(298,15)}^0 Mg(UO_2)_2(AsO_4)_2 = -936,23 (\pm 0,15)$ ккал/моль; $\Delta G_{(298,15)}^0 Cu(UO_2)_2(AsO_4)_2 = -819,35 (\pm 0,19)$ ккал/моль.

При вхождении в состав каждого ураниларсената n молекул кристаллизационной воды абсолютная цифра $\Delta G_{(298,15)}^0$ его образования возрастет соответственно на $56,69 n$ ккал/моль.

На фиг. 1 приведены рассчитанные на основе термодинамических показателей кривые зависимости растворимости шести характеризующих ураниларсенатов от рН для случая активностей $\sum CO_2 = \sum SO_4 = 10^{-2,5}$ моль/кг H_2O , что отвечает природным приповерхностным гидрогеохимическим системам аридных и семиаридных провинций. Методика построения подобных диаграмм изложена в работах [3, 12, 14].



Фиг. 1. Расчетные кривые зависимости растворимости различных уранил-арсенатов от pH (25° C, 1 бар, $a_{\Sigma CO_2} = a_{\Sigma SO_4} = 10^{-2.5}$ моль/кг H₂O)

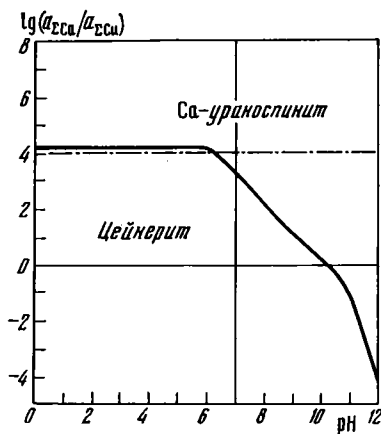
1 — Н-ураноспинит; 2 — Na-ураноспинит; 3 — абернотит; 4 — новачекит;
5 — Са-ураноспинит; 6 — цейнерит

Как видно, все ураниларсенаты имеют два четко выраженных максимума растворимости (кислотный и щелочной) и в этом отношении весьма сходны с уранилфосфатами [3]. Следовательно, для противопоставления этих двух групп урановых слюдов по значению для их образования фактора кислотности среды [9] каких-либо оснований не имеется. Как и в случае уранилфосфатов, минимум растворимости минералов характеризуемой группы при наиболее распространенных величинах карбонатности подземных вод отвечает слабокислым средам (pH ~ 6,0); для водородного ураноспинита он более сдвинут в кислую область (pH ~ 5,0).

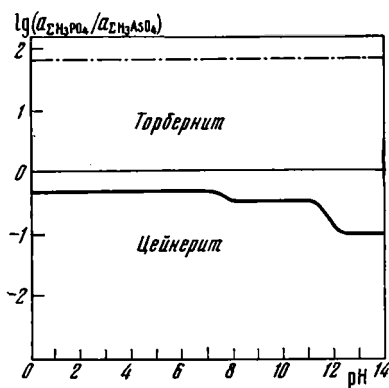
Кривые растворимости натриевого, калиевого, кальциевого и магниевого ураниларсенатов имеют сходную форму, причем кислотный максимум в них выражен резче, чем щелочной. Кривая растворимости медного ураниларсената — цейнерита, напротив, носит симметричный характер. Этот минерал, более устойчивый, чем четыре вышеназванные, в кислых близейтральных и умеренно щелочных условиях приобретает очень высокую растворимость в ультращелочных средах в связи с образованием карбонатных и гидроксидных комплексных анионов Cu. Кривая растворимости Н-ураноспинита существенно иная, ее отличает резкий подъем уже в слабощелочной области, и при pH > 8,5 этот минерал растворим так же хорошо, как и при pH < 1.

Основываясь на полученных цифровых характеристиках, рассмотрим, в каких природных физико-химических условиях будут предпочтительно образовываться те или иные минералы группы ураниларсенатов. Решение уравнений равновесия отдельных пар этих минералов показывает следующее.

Калиевый ураниларсенат (абернотит) уступает место своему натриевому аналогу (Na-ураноспиниту) в том случае, когда моляльная концентрация Na⁺ в растворе превышает концентрацию K⁺ более чем в 5,4 раз. Среднее содержание Na в подземных водах сферы гипергенеза составляет 45,5 мг/л, K 4,5 мг/л [11], т. е. натрия (в моляльных кон-



Фиг. 2



Фиг. 3

Фиг. 2. Зависимость положения линии равновесия Са-ураноспинит — цейнерит от pH (25° С, бар, $a_{\Sigma\text{CO}_2} = a_{\Sigma\text{SO}_4} = 10^{-2,5}$ моль/кг H₂O). Штрихпунктирная линия отвечает отношению средних содержаний Са и Си в грунтовых водах (по данным С. Л. Шварцева)

Фиг. 3. Зависимость положения линии равновесия торбернит — цейнерит от pH (25° С, 1 бар, $a_{\Sigma\text{CO}_2} = a_{\Sigma\text{SO}_4} = 10^{-2,5}$ моль/кг H₂O). Штрихпунктирная линия отвечает отношению средних содержаний Р и As в грунтовых водах (по данным С. Л. Шварцева [11])

центрациях) здесь больше, чем калия, в 16,8 раз; для грунтовых вод аридного пояса это преобладание становится еще более значительным — 19,8 раз, а в океанической воде достигает величины 45,5. Таким образом, для образования абернотита требуются существенные дополнительные источники калия, какими могут быть главным образом разрушающиеся в кислой среде калиевые полевые шпаты и слюды (при замещении их, например, каолинитом). Следовательно, формирование этого минерала в сфере гипергенеза требует кислотного разложения породообразующих компонентов, а значит, высокой сульфидности субстрата; в противном случае при прочих равных условиях вместо него должен возникать Na-ураноспинит.

Магнийевый ураниларсенат (новачекит) способен конкурировать с кальциевым ураноспинитом лишь в том случае, если активность иона Mg^{2+} превышает активность Ca^{2+} более чем в 21,4 раза. Между тем моляльные концентрации этих щелочноземельных элементов в природных подземных водах либо близки, либо несколько чаще преобладает Са (по данным С. Л. Шварцева [11], в грунтовых водах усредненного солевого состава — в 1,4 раза, в грунтовых водах аридного пояса — в 1,2 раза). Следовательно, новачекит — сравнительно редкий минерал, не образуется при деятельности обычных подземных вод и, возможно, возникает лишь в случае разложения пород, особо богатых магнием.

Если использовать приведенные в работе С. Л. Шварцева [11] средние величины содержаний в подземных водах сферы гипергенеза Na (45,5 мг/л), Са (43,9 мг/л) и Си (5,58 мкг/л), то окажется, что при таких «фоновых» водах из четырех ведущих минералов (Н-ураноспинита, цейнерита, Са-ураноспинита и Na-ураноспинита) при pH < 4,0 будет формироваться первый, в интервале 4,0—6,2 — второй и при > 6,2 — третий; Na-ураноспинит же из грунтовых вод указанного усредненного состава образоваться не может вообще. Значит, смена в зонах окисления месторождений водородного ураниларсената медным, а последнее кальциевым при равенстве прочих условий может отражаться последовательное понижение кислотности минерализующей системы с образованием пер-

вого минерала в очень кислых, второго — в слабокислых и третьего — в нейтральных и щелочных средах.

Как следует из фиг. 2, в кислой — близнейтральной среде кальциевый ураноспинит образуется вместо цейнерита, если концентрация Са в растворе превышает концентрацию Си более чем в $10^{4,1}$ раз; в щелочных же существенно карбонатных средах ($a_{\Sigma \text{CO}_3}$ близко к $10^{-2,5}$ моль/кг

H_2O), свойственных аридным провинциям, поле Са-ураноспинита последовательно вытесняет поле цейнерита, и начиная с рН 10 последний не возникает даже при преобладании в растворе Си над Са.

Расчеты показывают, что равновесие между натриевым и кальциевым ураноспинитом достигается при отношении квадрата активности Na^+ к активности Ca^{2+} , равном $10^{2,02}$. Это при средних содержаниях Са в подземных водах сферы гипергенеза 43,9 мг/л ($\sim 10^{-3}$ моль/кг H_2O) требует концентрации Na в растворе, равной 7,8 г/л, а при содержаниях Са 10^{-2} моль/кг H_2O — 23 г/л Na (без учета влияния ионной силы), т. е. наличие вод весьма высокой солености. Данное условие выполняется, например, в океанических водах, где величина $C_{\text{Na}^+}/C_{\text{Ca}^{2+}}$ достигает $10^{4,29}$. Таким образом, можно полагать, что появление в зонах окисления рудных месторождений Na-ураноспинита фиксирует существование в районе экстрааридного климата с интенсивным испарением грунтовых вод и засолением почв. К аналогичному заключению можно прийти, рассматривая условия термодинамического равновесия натриевого ураноспинита с цейнеритом.

Сделанный вывод находит полное подтверждение в результатах минералогических исследований Л. Н. Беловой [1], установившей, что в приповерхностных частях зон окисления некоторых сульфидно-урановых месторождений возрастает количество Na-ураноспинита, замещающего сначала Са-ураноспинит, а затем и цейнерит. Автор справедливо связывает это явление с резкой аридизацией климата районов в неоген-четвертичное время, когда участок месторождения оказался в области распространения солончаков со свойственными им высокоминерализованными хлоридно-натриевыми подземными водами; молодой возраст Na-ураноспинитовой минерализации подтвержден также радиологическими данными.

Необходимо подчеркнуть, что образование цейнерита — часто встречающегося в природе ураниларсената, как следует из расчетных данных, вовсе не требует, вопреки представлениям А. А. Черникова [9], благоприятного источника Си в окисляющихся породах или повышенной меденосности подземных вод. Этот минерал вполне способен возникать в зонах окисления As-содержащих урановых руд в умеренно кислой области, как показано выше, и при наличии фоновых содержаний Си в гидрогеохимической среде. Соответственно ураниларсенаты, содержащие щелочные земли Са (ураноспинит) или Mg (новачекит), проявляются как минералы близнейтральных и относительно щелочных сред, в более кислой обстановке замещаемые цейнеритом, а в условиях сильно соленых вод — Na-ураноспинитом или абернотитом (при интенсивном кислотном разложении калиеносных алюмосиликатных пород).

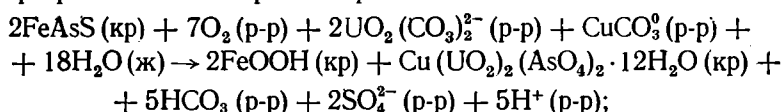
Результаты расчетов свидетельствуют, что в гумидных провинциях (тропический пояс, районы многолетней мерзлоты и умеренного климата, а также горные области), где отношение активностей ионов Ca^{2+} и Si^{2+} в грунтовых водах обычно менее $10^{4,1}$, основным ураниларсенатом, возникающим в слабокислых средах, должен быть цейнерит, а в аридных провинциях, где величина $C_{\text{Ca}^{2+}}/C_{\text{Si}^{2+}}$ в подземных водах в среднем составляет $10^{4,32}$ [11], — кальциевый ураноспинит. Следовательно, зоны окисления мышьяк-урановых месторождений, характеризующиеся существенным развитием цейнеритовой минерализации, могут быть индикатором гумидных условий гипергенеза, Са-ураноспинитовой — аридных и Na-ураноспинитовой — экстрааридных.

Рассмотрим теперь условия термодинамического равновесия однокатионных по катионному составу минералов двух близких групп урановых

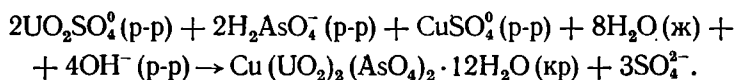
слюдок — ураниларсенатов и уранилфосфатов, выбрав для сопоставления Cu-содержащую пару: цейнерит — торбернит (фиг. 3). Расчеты показывают, что в кислой и нейтральной областях первый из этих минералов должен образовываться, когда мышьяковой кислоты (и ее диссоциатов) в растворе вдвое больше, а в области более высоких (8—11) pH втрое больше, чем фосфорной. Так как, согласно обобщенным данным С. Л. Шварцева [11], среднее содержание Р в подземных водах сферы гипергенеза составляет 57,5 мкг/л, а As — всего лишь 2,07 мкл/л, то двух-, трехкратное преобладание в растворе второго элемента над первым может быть достигнуто только при существовании дополнительного источника мышьяка, а именно при наличии в окисляющихся урановорудных скоплениях этого компонента в арсенидной, сульфоарсенидной, самородной или ионной формах. Действительно, в таких случаях концентрации диссоциатов мышьяковой кислоты в кислородных подземных водах могут достигать десятков и даже первых сотен миллиграммов на литр [9], т. е. быть достаточными для образования ураниларсенатов, а не других урановых слюдок. Соответственно вывод Л. Н. Беловой [1] и А. А. Черникова [9] о том, что арсенаты уранила — это специфические минералы зон окисления эндогенных урановых месторождений, первичные руды которых относительно богаты мышьяком (в отличие от фосфатов уранила — минералов зоны окисления сульфидно-урановых, а не фосфорно-урановых месторождений [3], следует признать совершенно справедливым.

Образование ураниларсенатов при этом может происходить, вероятно, двумя путями:

1) непосредственно при окислении первичных минералов под воздействием кислородных ураноносных подземных вод любой кислотности, например при окислении арсенопирита:



2) при нейтрализации растворов, резко подкислившихся в ходе окисления As-содержащих сульфидно-урановых руд, согласно реакции



Второй способ, видимо, более распространен, так как обеспечивает возникновение широкой гаммы мышьяково-урановых слюдок, разнообразие которых отражает не только вариации в источнике тех или иных катионов [9], но и в значительной мере тенденции изменения щелочно-кислотного показателя среды и величины общей минерализации вод. Так, по мере продвижения фронта максимальной кислотности, отвечающего пику окисления сульфидов и генерации серной кислоты (вторая стадия окисления урановых руд, по Л. Н. Беловой [1]), ранее образованные ураниларсенаты Ca и Mg будут замещаться цейнеритом; последние при перемещении в тыловую часть профиля окислительной зональности могут вновь замещаться кальциевым, магниевым или (в близповерхностных условиях аридных провинций) натриевым ураноспинитом.

Третий предполагаемый способ образования ураниларсенатов при нейтрализации щелочных растворов в природных условиях малореален, так как подземные воды, обогащающие As при окислении эндогенных As-содержащих урановых руд, редко могут быть щелочными; обычные же «фоновые» воды не способны обеспечить привнос As в количествах, необходимых для синтеза именно рассматриваемых минералов, из-за низкого кларка этого элемента в земной коре ($1,7 \cdot 10^{-4}\%$, по А. П. Виноградову [5]) и проницаемых осадочных толщах ($1 \cdot 10^{-4}\%$ в песчаных, по К. Таркьяну и К. Ведеполу [5]).

Таким образом, тесная связь скоплений ураниларсенатов с урановорудным эндогенным As-содержащим источником практически исклю-

чает возможность формирования рассматриваемых урановых слюдок собственно инфильтрационным путем. Этим они принципиально отличаются от уранилфосфатов и уранилванадатов, среди которых выделяются рудные экзогенно-эпигенетические аккумуляции, представляющие первичное урановое оруденение на месторождениях в углеродистых сланцах и калькретах [3, 4, 12]. Данный вывод следует учитывать при генетической интерпретации и разбровке приповерхностных аккумуляций урана в аридных провинциях.

* * *

1. Выполненные экспериментальные исследования позволили определить величины произведений растворимости четырех синтезированных ураниларсенатов, соответствующих природным минералам: водородного ураноспинита ($10^{-45,58 \pm 0,06}$), кальциевого ураноспинита ($10^{-45,76 \pm 0,05}$), новачекита ($10^{-44,44 \pm 0,11}$), цейнерита ($10^{-49,96 \pm 0,15}$). Соответственно расчетные величины $\Delta G^{\circ}_{f(298,15)}$ этих минералов составили (даются без учета кристаллизационной воды): $(\text{H}_3\text{O})_2(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2$ — $843,35(\pm 0,08)$; $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2$ — $961,34(\pm 0,07)$; $\text{Mg}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2$ — $936,23(\pm 0,15)$; $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2$ — $819,35(\pm 0,19)$ ккал/моль.

2. Использование вновь полученных термодинамических констант совместно с ранее опубликованными данными В. Г. Чухланцева и А. К. Шаровой по исследованию натриевого ураноспинита и абернотита позволяет установить, что растворимость ураниларсенатов в очень большой степени зависит от pH среды: резко возрастает в ультракислой и щелочной областях и минимальна в слабокислой — близонейтральной (pH 5—7). Н-ураноспинит формируется в очень кислой среде, закономерно уступая место при нейтрализации растворов цейнериту и далее в нейтральной и щелочной обстановках — кальциевому ураноспиниту. Для образования новачекита требуется дополнительный источник магния в окисляющих породах. Цейнерит, кроме того, может рассматриваться как характерный минерал зоны окисления мышьяк-урановых руд в гумидных провинциях, Са-ураноспинит — в аридных. На-ураноспинит образуется лишь при весьма высокой активности натрия, свойственной сильноминерализованным грунтовыми водами современных экстрааридных областей. Его замена абернотитом возможна только при аномально высоких концентрациях в растворе калия, что, по-видимому, достижимо в обстановке интенсивного разложения соответствующих алюмосиликатов в ходе окислительного выветривания рудовмещающих пород.

3. Формирование ураниларсенатной минерализации в отличие от уранилфосфатной требует высоких концентраций в минералообразующих растворах соответствующего анионногенного компонента — мышьяка, т. е. наличия его в составе окисляющихся урановых руд. Ведущим способом возникновения таких вторичных скоплений ураниларсенатов является нейтрализация подземных вод, резко подкислившихся в процессе окисления руд эндогенных сульфидно-урановых месторождений, богатых As. Эта минерализация может возникать также и при непосредственном взаимодействии ураноносных кислородных подземных вод любой кислотности с породами, содержащими минералы As. Возникновение собственно инфильтрационных рудных аккумуляций ураниларсенатов крайне мало вероятно, что важно учитывать при установлении генетической принадлежности и разбровке приповерхностных проявлений урана в аридных провинциях.

Литература

1. Белова Л. Н. Зоны окисления гидротермальных месторождений урана. М.: Недра, 1975. 158 с.
2. Войткевич Г. С., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохотков В. Г. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1970. 280 с.
3. Гаврилова Л. И. К вопросу об окисляемости арсенидных руд в зоне коры выветривания // Тр. Горно-геол. ин-та. 1959. Вып. 42. С. 121—128.
4. Жильцова И. Г., Полупанова Л. И., Шмариович Е. М., Перлина С. А. Физико-хи-

- мические условия образования рудной уранилфосфатной минерализации//Литология и полез. ископаемые. 1985. № 6. С. 41—53.
5. Жильцова И. Г., Шмариович Е. М., Полупанова Л. И., Перлина С. А. Физико-химические условия образования рудной карнотитовой минерализации//Литология и полез. ископаемые. 1982. № 6. С. 49—60.
 6. Наумов Г. Б., Ходаковский И. Л., Рыженко Б. Н. Справочник термодинамических величин (для геологов). М.: Атомиздат, 1971. 239 с.
 7. Рафальский Р. П. Термодинамический анализ равновесий в геохимии и некоторые условия осаждения урана в зоне гипергенеза//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 1. С. 96—108.
 8. Скворцова К. В., Сидоренко Г. А., Мороз И. Х. и др. Первая находка метановачекита в СССР//Зап. Всес. минер. о-ва. Ч. СIII. 1974. Вып. 5. С. 606—611.
 9. Черников А. А. Поведение урана в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1981. 207 с.
 10. Чухланцев В. Г., Шарова А. К. Произведения растворимости арсенатов уранила//Журн. неорганич. химии. 1956. Т. 1. Вып. 1. С. 36—42.
 11. Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра. 1978. 287 с.
 12. Шмариович Е. М., Жильцова И. Г., Пакульнис Г. В., Шугина Г. А. Роль изменения pH среды в формировании первичного слюдкового уранового оруденения//Сов. геология. 1982. № 2. С. 33—43.
 13. Яхонтова Л. К. Экспериментальное изучение окисления арсенидов кобальта в растворах, содержащих кислород и уголекислоту//Геохимия. 1958. № 1. С. 70—80.
 14. Яхонтова Л. К., Раудонис П. А. Об окислении некоторых арсенидов кобальта, никеля и железа, а также их двойных смесей//Геохимия. 1956. № 8. С. 10—22.
 15. Frondel J. W. Studies of uranium minerals. Zeunerite//Amer. Mineralogist. 1951. V. 36. № 3-4. P. 249—255.
 16. Frondel J. W. Studies of uranium minerals. IX Saleite and novacekite//Amer. Mineralogist. 1951. V. 36. № 9—10. P. 680—685.
 17. Mrose M. E. Synthetic sodium-ammonium and hydrogen-uranospinite//Amer. Mineralogist. 1951. V. 36. № 3-4. P. 322—327.
 18. Mrose M. E. Studies of uranium minerals: synthetic uranospinite//Amer. Mineralogist. 1953. V. 38. № 11-12. P. 1159—1168.
 19. Werther A. Arseniksauer Uranoxyd-Kupferoxyd//Z. prakt. Chem. 1848. Bd 44. S. 73—81.
 20. Winkler C. Uber die chemische Konstitution einiger neuer Uranmineralien//Z. prakt. Chem. Reiche. 1873. Bd 4. № 2. S. 27—41.

Миннео СССР, Москва

Поступила в редакцию
3.IV.1986

УДК 552.51 : 552.52 : 551.762 (575.13)

**ПЕСТРОЦВЕТЫ БАТА ЮЖНОЙ ФЕРГАНЫ
(ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ГЕНЕЗИСА)**

ПОЛЯНСКИЙ Б. В., ВЕДЕРНИКОВ В. В.

Выделены осадки аллювиального и пролювиального генезиса на основании детального литолого-фациального изучения верхней части среднеюрских отложений Сулюктинского угольного месторождения. Подтвержден батский возраст красноцветных глин пролювия, содержащих отпечатки растений. Установлена седиментогенная природа красной окраски батских пролювиальных отложений, сформированных в условиях прогрессирующей аридизации климата.

Отложения юрского возраста широко развиты на территории Ферганской впадины. Они обнажаются вдоль ее бортов и погружаются к внутренним частям, где вскрываются буровыми скважинами. Рассматриваемые отложения бата имеют исключительно континентальный генезис и отличаются сильной фациальной изменчивостью как по разрезу, так и по площади, существенными вариациями мощностей на относительно небольших расстояниях, слабой палеонтологической охарактеризованностью и отсутствием надежных маркирующих горизонтов. В связи с этим их расчленение, датировка и корреляция чрезвычайно затруднены. Возраст отдельных свит, имеющих местные названия, базируется в основном на данных редких растительных остатков и пресноводных двустворчатых моллюсков.

Промышленные залежи угля в отложениях юры Ферганской впадины обусловили их довольно детальную изученность. Исследованию юрских отложений Южной Ферганы посвящены работы [2, 9, 16, 20], в которых разбираются вопросы стратиграфии и литологии.

В 1935 г. на основании изучения остатков флоры стратиграфическое расчленение юры Южной Ферганы впервые было проведено М. И. Брик. Юрские отложения были подразделены ею на два горизонта: нижне- и верхнелейасовый, которые прослеживаются в угленосных толщах Кызылкийского и Сулюктинского угольных месторождений. О присутствии среднеюрских отложений в Южной Фергане сведений нет.

Более подробную схему расчленения юры в районе Сулюктинского бурогоугольного месторождения предложил А. К. Преображенский [16]. Его схема основывалась на ярко выраженной ритмичности толщи, в которой были выделены ритмы (свиты), сложенные в основном песчаниками, глинами, углями, разделенные пачками конгломератов и прослеживаемые во всем районе месторождения. Ритмам были присвоены буквенные индексы $A, B, C \dots H_1-H_8$.

В «Решениях Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии» [17] юрские отложения Сулюкты были объединены в сулюктинскую свиту, верхняя граница которой (граница предмелового размыва) была не выше батского яруса.

В 1971 г., согласно решениям Межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Средней Азии, сулюктинская свита была переименована в самаркандекскую, а верхнюю границу вновь названной свиты в Сулюкте Р. З. Генкина с соавт. [10] предложили опустить до уровня границы между байосом и батом.

Стратиграфические исследования в Сулюкте велись параллельно с изучением литологических особенностей строения юрской толщи, причем основное внимание, естественно, уделялось угленосным отложениям. В пределах Сулюктинского месторождения юрские угленосные отложе-

Генетический тип	Индексы		Фация
<i>Аллювиальные отложения</i>			
Конгломераты крупно- и мелкогалечные, гравелиты мелкозернистые; окатанность 3—4 балла (75—100%); сортировка относительно хороша, иногда слабо выраженная, ритмическая; слоистость крупная косая, однонаправленная, слабовыраженная; окраска серая, часто с ржавыми пятнами и полосами	АРГ-1	АРГ	Гравийно-галечных осадков русла горных рек
Песчаники средне- и крупнозернистые, иногда гравийные; сортировка хорошая, слабо выраженная, ритмическая; слоистость крупная, косая, реже мелкая, однонаправленная, сходящаяся; окраска серая, серо-зеленая с пятнами и полосами ржавого цвета	АРП-1	АРП	
Песчаники средне- и мелкозернистые; сортировка хорошая, слабо выраженная, ритмическая; слоистость мелкая, реже крупная, косая, однонаправленная, сходящаяся; окраска серо-зеленая, с пятнами и полосами ржавого цвета	АРПГ-2		
Песчаники мелкозернистые, алевролиты; сортировка хорошая, часто неясная ритмическая; слоистость мелкая горизонтально-волнистая, линзовидная, до горизонтальной; окраска от серой с бурыми пятнами и разводами до темно-коричневой	АПГ-1	АПГ	Песчаных осадков русла малых равнинных рек
Алевролиты крупно- и мелкозернистые, глины, часто их тонкое переслаивание; сортировка хорошая; слоистость мелкая, горизонтальная, реже горизонтально-волнистая, прерывистая, часто подчеркивается углефицированным атритом; окраска серая, зеленая, с бурыми пятнами	АПГ-2		
<i>Пролувиальные отложения</i>			
Конгломераты мелкогалечные, гравелиты, песчаники; окатанность галек 0—2 балла (0—50%); сортировка участками от плохой до хорошей; слоистость крупная и мелкая, косая, пологая, плохо выраженная; окраска бурая, розовая, до серой, пятнистая	ПК-1	ПК	Гравийно-галечных осадков потоков конусов выноса
Песчаники крупно- и мелкозернистые, иногда гравийные; сортировка плохая; слоистость мелкая, косая, пологая, плохо выраженная; окраска бурая до желтой, розовой, пятнистой	ПШ-1	ПШ	
Алевролиты крупно- и мелкозернистые, глины, сортировка плохая; слоистость мелкая горизонтальная и горизонтально-волнистая, слабо выраженная, редко косоволнистая и косая штриховатая, участками линзовидная; окраска желтая, розовая, красная	ПШ-2		

ния, подстилающие пестроцветы, достигают мощности 400 м и представлены толщей ритмично переслаивающихся конгломератов, песчаников и глин с углями.

Многими исследователями [5, 9, 21] ранее указывалось, что в конце средней юры в пределах Средней Азии, и в Фергане в частности, началась аридизация климата, который на протяжении ранней — средней юры был гумидным. Аридизация выразилась в выпадении из состава фациальных комплексов болотных фаций, широко развитых в лейасе — доггере, и появлении пролувиальных, нарастании вверх по разрезу роли красных тонов отложений при общей серо-зеленой окраске, уменьшении вверх по разрезу количества углефицированного атрита, снижение роли каолинита среди глинистых минералов и появлении смектитов и слюда-смектитов [6]. В составе флоры в конце доггера происходит изменение в сторону обеднения влаголюбивых форм и приобретения ими признаков ксероморфизма [11].

В связи с тем, что до настоящего времени вопросам генетической интерпретации юрских отложений Ферганы уделялось недостаточно вни-

мания, а стратиграфическое положение пестро- и красноцветов, венчающих разрез Сулюкта, вообще в литературе не обсуждалось, перед авторами данного сообщения встала задача обоснования датировки и генезиса верхней пестроцветной части юрских отложений указанного разреза (ритмы H_5 — H_8). Решение данной задачи является составной частью проводимых исследований литологии средне- и верхнеюрских пестроцветных отложений Ферганы [6]. Выбор разреза Сулюкта был обусловлен тем, что здесь удалось наиболее четко показать изменения литолого-фациального состава отложений, продиктованные осушением климата в конце средней юры, а также однозначно обосновать батский возраст пестро- и красноцветов данного района.

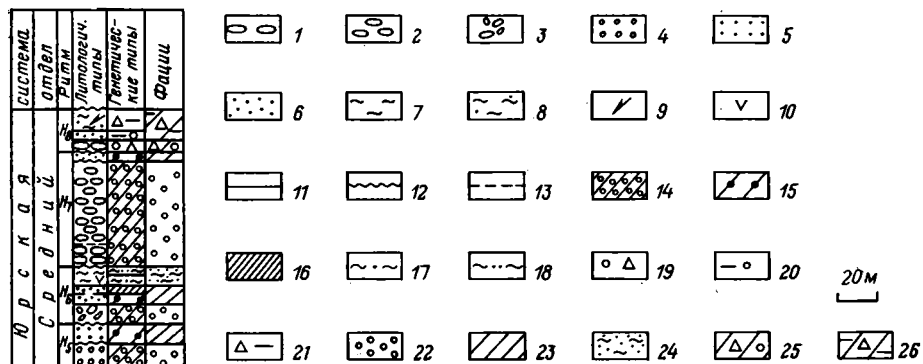
Наши исследования, проведенные на основе метода детального литолого-фациального анализа [22, 23], позволили выделить в разрезе района Сулюкты ряд генетических типов осадков, которые были объединены в следующие фации: гравийно-галечных осадков русла горных рек (АРГ); песчаных осадков русла малых равнинных рек (АРП); глинисто-алевритовых осадков стариц поймы (АПГ); гравийно-галечных осадков потоков конусов выноса (ПК); песчано-глинистых осадков шлейфа конусов выноса (ПШ).

Подробная характеристика генетических типов осадков различных фаций представлена в таблице.

Закономерное чередование в разрезе генетических типов осадков и их фаций образует ритмы аллювиального типа. Основание первого батского ритма (H_5) складывается крупногравийными осадками русла горной реки, относительно хорошо сортированными и окатанными со слабо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью (фация АРГ). Выше по неровной границе залегают осадки, сформированные в условиях малой равнинной реки и представленные крупнозернистыми, хорошо сортированными песчаниками с крупной и мелкой косой однонаправленной сходящейся слоистостью (фация АРП). Верхняя пойменная часть ритма, по-видимому, размыта, так как выше с размывом залегают отложения основания следующего цикла (H_6), представленные мелкогалечными конгломератами русла горной реки с плохо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью. Выше залегают песчаные осадки русла равнинной реки, представленные постепенно сменяющимися друг друга генетическими типами АРП-1 и АРП-2. Завершается ритм серо-зеленоцветными осадками пойменного генезиса, представленными хорошо сортированными алевритами, глинами с мелкой горизонтальной слоистостью, подчеркиваемой углефицированными атритом (генетические типы АПГ-1, АПГ-2). В основании следующего ритма (H_7) с размывом залегает мощная пачка крупногалечных, а затем среднегалечных конгломератов, сформированных в долине горной реки (фация АРГ), которые выше резко сменяются маломощными аллювиальными осадками мелкопесчаного состава (фация АРП).

Качественно новую разновидность ритма в генетическом отношении представляет собой вышележащий ритм (H_8). В его основании с эрозийным размывом залегают довольно плохо сортированные осадки, представленные слабосгруженными мелкогалечными конгломератами с гравийно-песчано-глинистым цементом, с присутствием практически неокатанных обломков пород и плохо выраженной косой пологой слоистостью (фации потоков конусов выноса — ПК). Выше с четкой неровной границей залегают розоватые разнозернистые гравийные песчаники с плохо выраженной мелкой косой слоистостью (ПШ-1). Завершается ритм красноцветными алеврито-глинистыми породами, с мелкой горизонтальной и горизонтально-волнистой плохо выраженной слоистостью, сформированными в условиях зоны пролювиального шлейфа (ПШ-2) (фигура).

Как было установлено ранее [3, 20 и др.], юрские отложения Сулюкты в целом накапливались в речной долине субширотного простирания. Данные проведенного нами исследования показали, что отложения рассматриваемой части разреза (ритмы H_5 — H_8 А. К. Преображенского)



Схематический литолого-фациальный разрез среднеюрских отложений месторождения Сулюкта (верхняя часть)

Литологические типы пород, включения, контакты: 1—3 — когломораты (1 — крупно-галечные, 2 — среднегалечные, 3 — мелкогалечные); 4 — гравелиты крупно- и мелкозернистые; 5, 6 — песчаники (5 — крупнозернистые, 6 — средне- и мелкозернистые); 7 — глины; 8 — глины песчаные; 9 — отпечатки растений; 10 — углефицированный атрит; 11 — отчетливый контакт; 12 — размыв; 13 — постепенный переход. **Генетические типы.** Аллювиальные отложения: 14 — АРГ-1; 15 — АРП-1; 16 — АРП-2; 17 — АПГ-1; 18 — АПГ-2; пролювиальные отложения: 19 — ПК-1; 20 — ПШ-1; 21 — ПШ-2. **Фации.** Аллювиальные: 22 — гравийно-галечные осадки русла горных рек (АРГ); 23 — песчаные осадки русла малых (равнинных) рек (АРП); 24 — глинисто-алевритовые осадки поймы (АПГ). Пролувиальные: 25 — гравийно-галечные осадки потоков конусов выноса (ПК); 26 — песчано-глинистые осадки шлейфов конусов выноса (ПШ). Пояснения индексов см. в таблице

также формировались в пределах речной долины, причем в условиях режима горно-равнинной реки, текущей с запада на восток. Наличие в разрезе довольно хорошо окатанных и отсортированных конгломератов фации русла горной реки (АРГ) и разделяющих их мощных глинистых пачек пойменного и старичного генезиса (АПП, АЦГ) подтверждают существование подобной фациальной обстановки (таблица; фигура). Ряд литолого-фациальных особенностей данной части разреза отражает наметившуюся в конце средней юры аридизацию климата. Она выразилась в ухудшении сортировки обломочного материала и его окатанности, что, видимо, является следствием все более отчетливой сезонной активности водных потоков, характерной для засушливых стран. По сравнению с гумидной климатической обстановкой водные потоки здесь быстрее мелеют после паводков, теряют значительную часть своей энергии и сбрасывают менее отсортированный материал. Вместе с тем локально появляются участки, очевидно, в прибортовых частях основной долины и более мелких боковых притоков, с развитием фациальных условий, близких к пролювиальным. Как показал в своих работах Е. В. Шанцер [25, 26], в природе нет четких границ, отделяющих собственно пролювиальные условия осадкообразования от аллювиальных. Эти генетические группы отложений связаны многочисленными переходными формами, занимающими промежуточное положение в классификационной схеме. Полевые наблюдения над характером слоистости, сортировки, окатанности обломочного материала и другими первичными генетическими признаками, а также ряд гранулометрических анализов позволили нам выделить в составе ритма H_2 наряду с аллювиальными и пролювиальный фациальный комплекс (фигура). Косвенным подтверждением пролювиального генезиса осадков этой части разреза служит красная окраска. Углефицированный атрит, в изобилии присутствующий в нижележащей серо-зеленой толще, здесь практически отсутствует, но отложения содержат многочисленные отпечатки растений, органическая часть которых полностью окислена. Развитие локальных участков осветления окраски вокруг отпечатков является свидетельством хода процесса диагенетического оглеения красноцветов [15].

Данные отпечатки были собраны нами впервые во время полевого сезона 1984 г. из самых верхов юрского разреза в 5 м ниже контакта с мелом в малиново-красных глинах.

М. П. Долуденко, определившая флору по отпечаткам, отмечает, что растительные остатки были плохой сохранности, на большинстве отпечатков не видно ожилкования, что затрудняет видовое и даже родовое определение (*Nilssonia* или *Taeniopteris*). Комплекс растений представлен хвощами *Equisetites beani* (Bund.) sew и корнями *Radicitis* sp., относимых к хвощам; папоротникам вида *Sphenopteris-Coniopteris* (фертильные перья не обнаружены, поэтому назвать их *Coniopteris* формально нельзя), близкими *Coniopteris embensis* Pryn., *C. spectabilis* Pryn. Цикадовые представлены цельнокрайними листьями *Nilssonia-N. ex gr. orientalis* Heer., *N. vittaeformis* Pryn., *N. Polymorpha* Schenk. Небольшой фрагмент сегментированного листа может быть отнесен либо к *Nilssonia* (сохранность очень плохая), либо к *Pterophyllum* (сохранность очень плохая). Преобладание во флоре хвощей, папоротников и цикадовых (*p. Nilssonia*) свидетельствует о ее среднеюрском возрасте. Наличие мелкоперышковых видов (*Sphenopteris-Coniopteris*) дает возможность отнести флору к верхней половине средней юры, т. е. к бату. Данное заключение, сделанное М. П. Долуденко, не противоречит принятым решениям [18], согласно которым верхняя граница юрских отложений в Сулюкте (граница предмелового размыва) не выше бата. Тем самым наши данные однозначно подтверждают батский возраст красноцветов.

С точки зрения сопоставления разрезов юрских отложений Южной Ферганы представляют интерес сборы остатков растений из пестроцветных отложений месторождения Шураб. Здесь, в верхней части игрысайской свиты, ранее относимой к верхней юре в составе бывшей шурабской свиты, также был собран комплекс отпечатков растений, которые на основании определений М. П. Долуденко были отнесены к бату. Список флоры, определенной по отпечаткам, включает в себя папоротники *Coniopteris-C. angustiloba* Brick., *C. fursenkoi* Pryn., *C. spectabilis* Brick., гинкговые — один отпечаток фрагмента *Sphenobaiera*; два отпечатка разных видов *Gingko*, которые можно определить как *Gingko* sp. 1, *Gingko* sp. 2; чекановские — *Czekanowskia rigida* Heer., хвойные — многочисленные *Ferganiella lanceolata* Brick., редкие *Podozamites eichwaldii* Heer. и *Pitiophyllum angustifolium* (Nath.) Moeller, *Pitiocladus* sp., цикадофиты — *Anomozamites quadratus* Prosvir.

В связи с рассмотренными особенностями стратиграфического положения изученной толщи и ее литолого-фациального строения представляется важным вопрос о генезисе красной окраски флороносных отложений: является ли она первичной (седиментогенной) или же вторичной (постседиментационной). Обсуждению этой проблемы в различных регионах посвящена обширная литература [1, 4, 12, 13, 24 и др.]. В нашем представлении формирование красноцветной окраски пород в данном регионе происходило по следующей схеме.

Как известно, в предъюрское и юрское (?) время на территории палео-Ферганы и прилегающих районов в условиях жаркого тропического климата шло интенсивное красноцветное корообразование [8, 14, 19]. В формировании осадочного чехла Ферганской впадины в юрское время, несомненно, немалую роль играли продукты размыва и переотложения этих кор. Свидетельством тому является состав песчаников, в которых содержится кварца и обломков кремнистых сланцев составляет 80—90% (апосапрогенный граувакковый комплекс [27]), и преимущественно каолинитовый состав глинистых минералов с подчиненным содержанием гидрослюда, хлорита и примесью смектита и слюда-смектита [7]. Серая и серо-зеленая окраска отложений большей части юры формировалась при участии обильной органики, способствующей переводу окисного железа в закисное. В результате этого переотлагавшийся из кор выветривания красноцветный материал терял свою окраску в бассейне седиментации. Иссущение климата, начавшееся в конце средней юры, в сочетании с ослабленным тектоническим режимом и сложившейся

палеогеографической ситуацией, привело к резкому снижению количества захороненного органического вещества, которого уже не хватало для повсеместного создания достаточно восстановительной обстановки. В итоге железо, перенесенное из коры выветривания, получило возможность фиксироваться в окисной форме и окрашивать породу в красные цвета.

Красная окраска в то же время является косвенным подтверждением пролювиального генезиса осадков, которые накапливались в условиях резко изменчивой динамики водной среды временных потоков при интенсивном и неравномерном окислении железа и органики. Авторы проанализировали распределение форм железа в глинистых осадках пролювиального шлейфа, где из смежных прослоев голубовато-серого и красного цвета отобраны образцы. Исследованию здесь подлежали три варианта: 1) первоначально сероцветная толща, посредством постседиментационных процессов приобретая вторичную наложенную окраску; 2) первоначально красноцветная толща, приобретающая пестроту в виде прослоев разнообразно окрашенных пород; 3) первоначально разноокрашенная пестрая толща, сохранившая свою окраску в постседиментационную историю.

В первом и втором случаях, когда окраска является наложенной вследствие вторичных эпигенетических (гидрогенных) процессов (привнос железа железогуматными растворами, окисление рассеянного сидерита и пр.), очевидно, первоначальное содержание различных форм железа должно быть примерно равно, что является исходным пунктом наличия у них однообразной (либо серой, либо красной) окраски. Наложение вторичных процессов должно было нарушить первичную однородность распределения форм железа и либо уменьшить содержание закисного железа за счет увеличения окисного и образования красного пигмента, либо увеличить содержание закисного железа за счет уменьшения окисного и снятия красного пигмента.

Анализы показывают, что переход от голубовато-серого цвета к отчетливому красному сопровождается увеличением почти в 2 раза как закисного (от 0,84 до 1,54%), так и окисного (от 1,17 до 1,92%) железа. Вследствие этого есть все основания считать, что пестроцветность здесь является первичной, и сформированная в седименто- и диагенезе окраска не была изменена вторичными процессами.

* * *

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Выделенный в разрезе комплекс генетических типов и фаций свидетельствует о том, что отложения рассматриваемой части разреза были преимущественно сформированы в пределах долины горно-равнинной реки, за исключением ритма H_8 , формирование которого локально связано с пролювиальными условиями осадкообразования.

2. Комплекс отпечатков растений из красноцветных глин ритма H_8 разреза Сулюкта и сопоставление его с аналогичным комплексом игр-сайской свиты Шураба позволяет датировать эту часть разреза батом.

3. Красноцветная окраска глин ритма H_8 обусловлена аридизацией климата в конце средней юры и является седиментогенной.

Литература

1. *Анатольева А. И.* Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 346 с.
2. *Брик М. И.* Мезозойская флора Южной Ферганы. Ташкент: Комитет наук УзССР, 1935. 120 с.
3. *Брунс Е. П.* Генезис юрских угленосных отложений Южной Ферганы//Литол. сб. Вып. 1. Л.: Гостоптехиздат, 1948. С. 99—114.
4. *Ван Хутен Ф. Б.* Некоторые нерешенные проблемы генезиса красноцветов//Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968. С. 421—434.
5. *Вахрамеев В. А., Долуденко М. П.* Граница средней и поздней юры — важный рубеж в истории развития климата и растительности Северного полушария//Сов. геология. 1976. № 4. С. 12—25.

6. Ведерников В. В. Влияние климата на состав и строение средневерхнеюрских песчаноцветных отложений Ферганы//V конф. молодых науч. сотр. ГИН АН СССР (тез. докл.). 1986. С. 13—14.
7. Ведерников В. В. Особенности формирования глинистых минералов в отложениях средней — поздней юры Ферганы//V конф. молодых науч. сотр. ГИН АН СССР (тез. докл.). 1986. С. 24—25.
8. Верзилин Н. Н. Закономерности аридного литогенеза и методы их выявления. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. 142 с.
9. Генкина Р. З., Долуденко М. П., Дубровская Е. Н., Никишова В. М. Батские отложения Южной Ферганы//Сов. геология. 1980. № 10. С. 50—60.
10. Генкина Р. З., Дубровская Е. Н., Никишова В. М. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских континентальных отложений восточных районов Средней Азии. М.: Отд. картографии ИГиРГИ, 1971. С. 1—27.
11. Долуденко М. П. Позднеюрские флоры юго-западной Евразии. М.: Наука, 1984. 112 с.
12. Ерофеев В. С., Цеховский Ю. Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений (семейство гумидных парагенезов). М.: Наука, 1982. 210 с.
13. Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1968. 359 с.
14. Перельман А. И. К вопросу о геохимических условиях образования красноцветной формации//Докл. АН СССР. 1954. Т. 94. № 2. С. 297—300.
15. Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1965. 272 с.
16. Преображенский А. К. Сулюктинское бурогольное месторождение//Геология Средней Азии. Т. I. Ташкент: Среднеазгеолтрест, 1936. С. 10—15.
17. Решения Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1959. 130 с.
18. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Средней Азии (Самарканд, 1971 г.). Л., 1977. 48 с.
19. Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 183 с.
20. Станкевич Ю. В. Геология юрских отложений Южной Ферганы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ташкент: Таш. гос. ун-т, 1957. 26 с.
21. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.
22. Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба. М.: Наука, 1964. 262 с.
23. Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 462.
24. Феофилова А. П. Переход угленосных отложений карбона в соленосные отложения перми. М.: Наука, 1966. 172 с.
25. Шанцер Е. В. Генетические типы четвертичных отложений//Четвертичная система. М.: Недра, 1982. С. 61—94.
26. Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с.
27. Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 110 с.

Геологический институт АН СССР,
• Москва

Поступила в редакцию
14.VII.1986

УДК 553.64 (574.4)

ФОСФОРИТОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

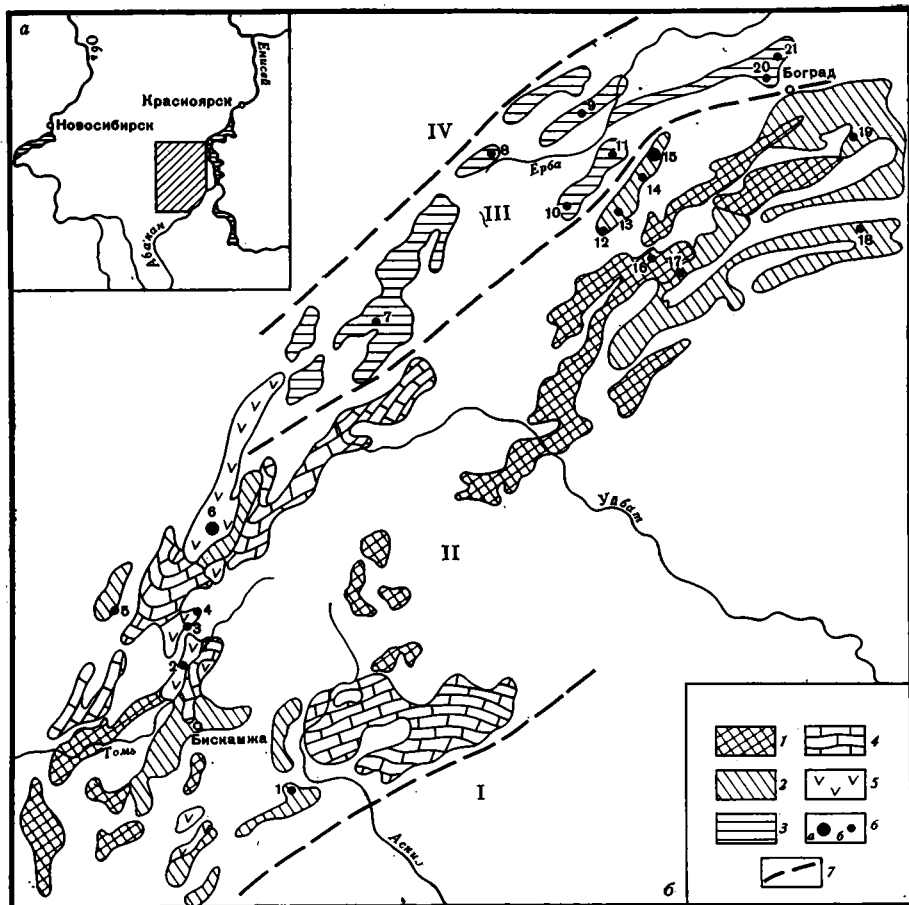
КРАЕВСКИЙ Б. Г., КРАЕВСКАЯ М. К.

На основе новейших литостратиграфических данных обобщенная кремнисто-карбонатная фосфоритовая формация позднего докембрия, с которой связана основная фосфатность восточной части Кузнецкого Алатау, расчленена на ряд самостоятельных формаций: кремнисто-доломитовую (R_3), доломитовую ($R_3 - V$), кремнисто-карбонатную в узком смысле ($R_3 - V$) и кремнисто-сланцево-карбонатную (V). Приведены материалы по фосфатности вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации ($V - E_1$). Показано, что вновь выделяемые формации отличаются не только составом и строением, но и палеотектонической приуроченностью, спецификой распределения полезного компонента и локальными факторами контроля оруденения. Дан анализ перспектив фосфоритовости рассмотренной территории.

Фосфориты, известные в древних, преимущественно позднедокембрийских толщах восточной половины Кузнецкого Алатау, относятся к типу микрозернистых или афанитовых. Они выявлены в начале 60-х годов [7]; тогда же были сформулированы первые представления о их генезисе, определены закономерности локализации фосфатооруденения, предварительно оценены перспективы. Был сделан вывод о приуроченности главной массы фосфоритов к мощной толще преимущественно карбонатного состава, возраст которой определялся как верхи рифея. Эта толща получила наименование *карбонатно-кремнистая* или *кремнисто-карбонатная* фосфоритовая формация [7, 10]. Несколько позже на востоке Кузнецкого Алатау была выделена еще одна, более молодая фосфоритовая формация — *раннекембрийская вулканогенно-кремнисто-карбонатная* [8]. В дальнейшем характеристика двух указанных формаций не раз уточнялась и детализировалась; что же касается литостратиграфической основы, которая послужила материалом для их выделения, то она изменений не претерпела.

Появившиеся в последние годы новые материалы по фосфоритовости, стратиграфии, литофациальному анализу и палеотектоническому районированию [4, 6] вызывают необходимость существенного пересмотра прежних представлений об объеме, характере и соотношении фосфоритовых породных ассоциаций восточной части Кузнецкого Алатау. Суть предлагаемых изменений состоит в том, что вместо единой кремнисто-карбонатной формации, которая, как выяснилось, является сборным образованием, в разрезе докембрия могут быть обособлены прослеженные по площади следующие конкретные литокомплексы (формации) позднего рифея — венда: кремнисто-доломитовый, доломитовый, кремнисто-сланцево-карбонатный и кремнисто-карбонатный (фиг. 1). Кроме того, уточнены объем и характеристика нижнекембрийской вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации. В основу выделения формаций положены естественно обособляющиеся литостратиграфические подразделения — свиты. Площади, сложенные не расчлененными на свиты образованиями верхнего рифея и венда, показаны на фиг. 1 в качестве нерасчлененной карбонатной формации.

Рассмотрим названные выше формации применительно к разработанной ранее [4] схеме структурно-формационного районирования восточной части Кузнецкого Алатау, согласно которой в пределах этой территории с севера на юг выделяются: Белоиюсско-Беллыкский прогиб, Батеневская промежуточная зона, Азыртальское поднятие, Саксырская зона (см. фиг. 1).



Фиг. 1. Местоположение района (а) и схема распространения фосфоритонесных формаций восточной части Кузнецкого Алатау (б)
 1—5 — фосфоритонесные формации (1 — кремнисто-доломитовая R_3 , 2 — доломитовая $R_3 - V$, 3 — кремнисто-карбонатная $R_3 - V$, 4 — нерасчлененная карбонатная $R_3 + V$, 5 — вулканогенно-кремнисто-карбонатная $V - \epsilon_1$); 6 — месторождения (а) и проявления (б) фосфоритов; 7 — границы структурно-формационных зон и их частей
 Проявления фосфоритов: 1 — Хабзасское, 2 — Томское, 3 — Караташское, 4 — Канава 156, 5 — Каинзасское, 6 — Тамалыкское (месторождение), 7 — Вершинка, 8 — Сонское, 9 — Юлинское, 10 — Тырдановское, 11 — Карасынское, 12 — Сухое озеро, 13 — Осиновское, 14 — Давидковское, 15 — Обладжанское (месторождение), 16 — Тинское, 17 — Кутень-Булуksкое, 18 — Солонцовское, 19 — Ворошиловское, 20 — Канава 280, 21 — Боградское
 I — краевая часть Азыртальского поднятия (Саксырская зона), II — Азыртальское поднятие, III — Батеневская зона, IV — Белоюсско-Беллыкский прогиб

Кремнисто-доломитовая фосфоритонесная формация R_3 выделяется в объеме чарыштагской и одновозрастной ей улугзасской свит [6]. Она слагает значительные площади на востоке Азыртальского поднятия (хр. Азыртал), а также распространена на некоторых участках в его западной части (междуречье Томи и Аскиза). Основу формации составляют доломиты, в подчиненном количестве присутствуют известняки и переходные известняково-доломитовые разности; обязательным компонентом формации являются кремни. Мощность ее достигает 3000 м, из которых на долю доломитов приходится до 70%. В типовых разрезах кремнисто-доломитовый литокомплекс представляет собой достаточно однообразное чередование насыщенных в различной степени кремнистым материалом доломитов и известняков, которое нарушается появлением мощных однородных пачек доломитового состава. Максимальная концентрация кремней отмечается в нижних и верхних частях формации. Кремни (обычно темноцветные), присутствующие в виде горизонтов, пластов и прослоек среди карбонатов, седиментационные, а кремни,

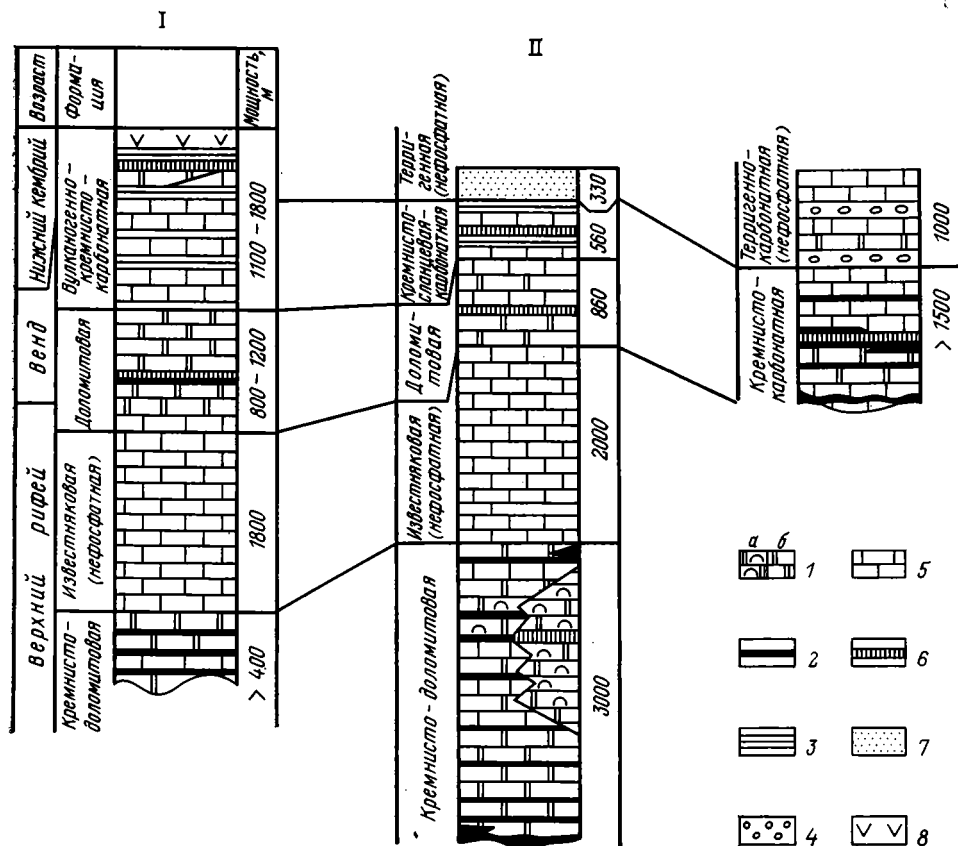
образующие гнезда, линзы, сетчато-прожилковые и пятнистые включения, рассматриваются нами как эпигенетические. Основная масса пород характеризуется темными окрасками и тонкозернистыми структурами, свидетельствующими об их хемогенном происхождении. Органогенные разности на большей части площади распространения формации присутствуют в подчиненном количестве. Они представлены светлоокрашенными строматолитовыми доломитами и характерными онколитовыми кремнисто-карбонатными образованиями, слагающими пачки мощностью первые сотни метров.

Для рассматриваемого комплекса характерна широко проявленная фосфатность. Слабофосфатизированные породы (0,2—0,3% P_2O_5) встречаются по всему разрезу. Наиболее высокие (2—3%) содержания пятиокси фосфора обнаруживают пласты и линзы кремней в составе кремнисто-карбонатных пачек в верхней и нижней частях формации. Мощность фосфатизированных горизонтов по результатам точечного опробования достигает 100 м.

В направлении, поперечном простиранию Азыртальского поднятия, кремнисто-доломитовая формация обнаруживает определенные изменения. Вблизи северной границы этой палеоструктуры в ее составе резко уменьшается количество кремней, исчезают из разреза известняки. Формация оказывается представленной в значительной части органогенными доломитами, включающими горизонты седиментационных доломитовых брекчий и пласты онколитовых кремнистых доломитов. С этими образованиями связаны фосфориты проявления Тинского. Продуктивная пачка проявления, имеющая мощность 30—40 м, слагается пластами фосфоритов, переслаивающихся с фосфатными доломитами. Содержание P_2O_5 варьирует в широких пределах (в пересчете на мощность пачки 4,6%). Микроскопически фосфориты представляют собой обломочную породу, состоящую из угловатых обломков фосфатов (изотропных или слабо раскристаллизованных, местами с сохранившейся оолитовой структурой) и микрозернистых доломитов. Обломки облекаются концентрическими слоями доломитов, образуя органогеноподобную структуру.

Появление органогенных фаций вблизи северной краевой части Азыртальского массива, видимо, вызвано мелководностью этой части бассейна, причиной которой была близость Батеневской подвижной зоны, выступавшей как относительное поднятие. Эти условия, существовавшие длительное время, оказались благоприятными для формирования пластов фосфоритов. На остальной площади распространения кремнисто-доломитовой формации образование осадков происходило в более глубоководной обстановке.

Доломитовая фосфоритоносная формация (R_3 —V) выделена в хр. Азыртал в объеме мартюхинской свиты, а в междуречье Аскиза и Томи — в объеме хабзасской свиты [6]. Основной компонент ее — доломиты. В переменном количестве присутствуют известняки и доломитистые известняки, составляющие до 20%, а в некоторых случаях до 50% объема формаций. Кроме того, в качестве аксессуарных компонентов встречаются кремни и кремнисто-глинистые сланцы. В вертикальном ряду доломитовая формация подстилается бесфосфатной известняковой формацией и перекрывается кремнисто-сланцево-карбонатной или вулканогенно-кремнисто-карбонатной фосфоритоносными формациями (фиг. 2). От кремнисто-доломитовой формации она отличается иным характером чередования основных формациеобразующих компонентов — доломитов и известняков — и резко подчиненной (вплоть до полного отсутствия) ролью кремней. В латеральном направлении доломитовая формация в той или иной мере, местами существенно, меняет свой состав и строение. Так, на юго-западе Азыртальского поднятия она состоит в основном из светлоокрашенных доломитов, включающих в единичных случаях пачки известняков, горизонты кремней, кремнистых и глинистых сланцев. В северо-восточной части этой палеоструктуры в объеме формации возрастает роль известняков. Здесь разрез ее нередко представляет чередование крупных пачек известняков и доломитов; харак-



Фиг. 2. Схема сопоставления фосфоритоносных формаций восточной части Кузнецкого Алатау

1 — доломиты (а — строматолитовые, б — прочие); 2 — известняки; 3 — кремни; 4 — горизонты фосфоритов; 5 — кремнистые, глинисто-кремнистые, кремнисто-карбонатные сланцы; 6 — песчаники; 7 — конгломераты, гравелиты; 8 — основные эффузивы; 1 — междуречье Томи и Хабзаса; II — хр. Азыртал

терны взаимопереходы по простираению отдельных горизонтов и пластов доломитов и известняков. Значительная часть карбонатных пород (главным образом доломитов) несет здесь признаки органического происхождения. Мощность формации в среднем 1000—1200 м.

На многих участках распространения доломитовой формации отмечается повышенная в той или иной степени фосфатность. Известно несколько проявлений фосфоритов, приуроченных к доломитам и известковистым доломитам в северной части Азырталского поднятия (Осиновское, Сухое озеро и др.). Фосфориты образуют линзы мощностью 0,1—0,5 м при содержании P_2O_5 до 11%, которые заключены среди слабифосфатных пород. Мощность фосфоритосодержащих горизонтов до 50 м. Довольно широко распространены фосфатсодержащие породы, концентрация P_2O_5 в которых составляет 1—3%. В результате процессов мезо-кайнозойского выветривания фосфатонесных пород доломитовой формации образовалось Обладжанское месторождение вторичных фосфоритов. В юго-западной части поднятия известно Хабзасское фосфоритопоявление (бассейн р. Аскиз). Разрез доломитовой формации на этом участке представлен доломитами, включающими пачки известняков, кремнистых и глинистых сланцев и прослои седиментационных кремней. Фосфоритосодержащий горизонт приурочен к середине разреза и состоит из темно-серых и серых тонкослоистых доломитов с прослоями и линзами черных кремней и доломитокремнистых брекчий. Фосфориты обладают слоистой и брекчиевидной текстурой; образуют линзы и пла-

сты мощностью до 0,3 м, макроскопически слабо отличающиеся от вмещающих пород. По составу нефосфатной части они кремнисто-доломитовые с содержанием P_2O_5 в штучных пробах от 4 до 22%. Структура самого фосфатного вещества пелитоморфная.

Состав доломитовой формации в общем должен быть признан благоприятным в отношении фосфоритоносности, поскольку, как известно, большинство крупных месторождений докембрийских и кембрийских фосфоритов связано с доломитовыми толщами. Возможной причиной слабой продуктивности этого литокомплекса является высокая стабильность территории Азыртальского поднятия в мартюхинское время и однотипные условия седиментации в его пределах. Это подтверждается тем, что фосфоритопоявления в составе формации известны лишь в пределах наиболее подвижных участков палеобассейна. К ним относятся северная оконечность Азыртальского поднятия, прилегающая к Батеневской зоне, а также юго-западная часть этой палеоструктуры, слагающая восточный борт новообразованного Балыксинского прогиба, заложившегося, по-видимому, в конце позднего рифея — венде [4]. К последнему участку приурочено описанное выше Хабзасское проявление, разрез которого отличается от остальных разрезов доломитовой формации наиболее контрастным строением, свидетельствующим о пульсационном характере тектонических движений.

Кремнисто-сланцево-карбонатная фосфоритоносная формация (V) выделяется в объеме сорнинской свиты и обособляется только в хр. Азыртал (на фиг. 1 поля ее распространения показаны совместно с доломитовой формацией). По сравнению с охарактеризованными выше комплексами пород состав ее более пестрый. Основным компонентом являются известняки, обычно темноокрашенные, массивные и слоистые. Не менее 30% объема формации составляют кремнистые, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы. В резко подчиненном количестве присутствуют доломиты, кремни, а также кремнистые алевролиты. В целом разрез формации представляет собой чередование 100-метровых пачек известняков с горизонтами сложного карбонатно-глинисто-кремнистого состава мощностью первые десятки метров. Мощность формации достигает 660 м.

В латеральном направлении, на юго-запад Азыртальского поднятия, рассматриваемая ассоциация переходит в вулканогенно-кремнисто-карбонатную фосфоритоносную формацию, являясь стратиграфическим эквивалентом ее нижней части [6].

Фосфатоносность кремнисто-сланцево-карбонатной формации в том или ином масштабе проявляется фактически повсеместно в пределах площади ее распространения. Она приурочена к горизонту существенно карбонатно-глинисто-кремнистого состава, залегающему в середине разреза. С этим горизонтом связан целый ряд фосфоритопоявлений, а также минерализаций. Фосфориты обычно черные, пелитоморфные, кремнистые, с содержанием P_2O_5 до 10%. Пласты их достигают мощности 0,2 м, иногда больше. Характерна резкая невыдержанность фосфатных горизонтов в пространстве и их быстрое выклинивание. Таким образом, практической значимости фосфоритоносность описанной формации скорее всего не имеет.

Вулканогенно-кремнисто-карбонатная фосфоритоносная формация (V — E_1) выделена А. К. Мкртычяном [8] в объеме тамалыкской свиты; с ней связано Тамалыкское месторождение фосфоритов. Она известна лишь на юго-западе Азыртальского поднятия (см. фиг. 1). В целом полоса ее выходов протягивается в субмеридиональном направлении в соответствии с простиранием упоминавшегося выше Балыксинского прогиба, к которому она приурочена [4]. В принятом нами объеме [6], отличном от первоначального, вулканогенно-кремнисто-карбонатная формация представляет собой толщу двучленного строения: ее нижняя часть преимущественно известняковая, а верхняя, с которой связано фосфоритовое оруденение, имеет пестрый, вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатный состав. В целом формация сложена карбонатными

(55%), кремнистыми (30%) и эффузивными (10%) породами. Специфика формации определяется прежде всего присутствием черных кремнистых пород, среди которых различаются кремнистые, глинисто-кремнистые, карбонатно-кремнистые, кремнисто-карбонатные сланцы, а также массивные кремни [9]. Все породы обогащены в той или иной мере углеродистым веществом. Для продуктивной части формации характерно частое переслаивание перечисленных разновидностей кремнистых пород, карбонатов (в основном известняки и доломитовые известняки) и местами эффузивов, что создает весьма пеструю картину незакономерной смены компонентов по вертикали. Большинство литологических разностей, слагающих разрез, имеет темные окраски, пиритизированы. Поскольку вулканогенно-кремнисто-карбонатная формация подробно рассмотрена в упоминавшихся работах, мы не останавливаемся на ее более детальном описании. Мощность формации 1100—1800 м.

Проведенное изучение вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации на всей площади ее распространения позволило сделать следующие выводы.

1. Продуктивность формации убывает от Тамалыкского месторождения на юг.

2. В этом же направлении меняются состав и строение формации по сравнению с разрезом Тамалыкского месторождения: уменьшаются мощность нижней, известняковой части и «пестрота» в строении верхней продуктивной части, в ней появляются элементы ритмичности, из разреза исчезают вулканогенные породы.

Корреляция названных особенностей с исчезновением продуктивных горизонтов в ее составе позволяет, с одной стороны, рассматривать перечисленные моменты как локальные рудоконтролирующие факторы фосфоритоносности, а с другой — свидетельствует о том, что перспективы формации ограничиваются Тамалыкским месторождением и его ближайшим окружением.

Кремнисто-карбонатная фосфоритоносная формация (R_3 —V) выделяется нами в объеме литвинской свиты [3]. Она приурочена к сравнительно узкой Батеневской зоне [5], представляющей область сочленения двух палеоструктур — Белоюсско-Беллыкского прогиба и Азыртальского поднятия (см. фиг. 1). С подобным расположением зоны связаны и особенности строения кремнисто-карбонатной формации. Ее основные компоненты (известняки, доломиты и кремнистые породы) образуют в отдельных разрезах самые различные сочетания как в количественном отношении, так и в порядке чередования. К образованиям кремнисто-карбонатной формации приурочены наиболее крупные фосфоритопроявления Батеневского кряжа (Юлинское, Карасынское и Баградское), неоднократно описанные в литературе [2, 11, 12 и т. д.]. Для продуктивных горизонтов этих проявлений характерно крайне неравномерное распределение полезного компонента, невыдержанность и быстрое выклинивание по простиранию фосфоритовых пластов. Проведенное изучение формации позволило выявить резкую неравномерность распределения фосфоритов на площади, отсутствие ясной закономерности в чередовании фосфоритоносных разрезов с бесфосфатными, хотя породы с повышенным содержанием P_2O_5 фиксируются повсеместно. С прерывистостью пространственного распределения полезного компонента, возможно, связана и невысокая продуктивность рассмотренного кремнисто-карбонатного комплекса, отсутствие в связи с ним выявленных промышленных скоплений фосфоритовых руд.

* * *

Как видно из изложенного выше, каждая охарактеризованная породная ассоциация обладает не только собственными литологическими особенностями, но и спецификой распределения фосфоритоносности, а также обнаруживает определенную палеотектоническую приуроченность. Для части формаций устанавливаются собственные локальные факторы

контроля оруденения, имеются некоторые отличия в структурных типах фосфоритов (см. таблицу). Приведенные данные подчеркивают самостоятельность описанных формаций в минерагеническом плане.

Таким образом, фосфоритоносные отложения восточной части Кузнецкого Алатау слагают несколько обособленных формаций различного стратиграфического и палеотектонического положения. Пространственно они приурочены к крупной структуре северо-восточного простиранья — Азыртальскому геоантиклинальному поднятию и к области сочленения его со смежным интрагеосинклинальным прогибом. Разрез Азыртальского поднятия, представленный мощной серией согласно напластованных карбонатных образований, включает четыре продуктивных литокомплекса (см. фиг. 2). Размещение фосфатного оруденения в нижней части стратиграфической колонки этой структуры контролируется распределением доломитовых или существенно доломитовых фаций, в соответствии с чем здесь выделяются две фосфоритоносных формации — кремнисто-доломитовая (R_3) и доломитовая ($R_3 - V$). Накопление доломитовых литокомплексов происходило на большей части территории в обстановке высокой тектонической стабильности, а условия осадконакопления характеризовались большой выдержанностью в пространстве и во времени. Воды палеобассейна были насыщены фосфором, что нашло отражение в общей высокой фосфатности отложений, однако существенные концентрации фосфоритов отмечаются лишь в отдельных участках, отличавшихся наибольшей подвижностью.

Фосфоритоносные горизонты более высоких стратиграфических уровней, локализованные в составе вулканогенно-кремнисто-карбонатной и кремнисто-сланцево-карбонатной формаций, обнаруживают пространственную и генетическую связь с вулканическими процессами и — в более широком плане — с тектонической активизацией, проявившейся на рубеже позднего докембрия и раннего кембрия на всей площади Кузнецкого Алатау. Накопление указанных формаций, в особенности первой из них, происходило в обстановке значительной подвижности морского дна. Вулканогенно-кремнисто-карбонатная формация приурочена к прибортовой части новообразованного венд-раннекембрийского прогиба. Подобная позиция явилась благоприятной для образования довольно крупных скоплений фосфоритов.

Из сказанного следует, что в Азыртальском поднятии существовало два уровня фосфатонакопления, нижний из которых связан с доломитовыми толщами чарыштагской и улугзасской свит, а верхний объединяет все остальные формации. Эти уровни разделяет этап отложения преимущественно известняковых нефосфатных осадков. Примерно синхронно верхнему фосфатоносному уровню в осевой части Батеневского кряжа (Батеневская зона) отлагалась кремнисто-карбонатная формация позднего рифея — венда. Однако фосфатонакопление в Батеневской зоне прекратилось к началу раннего кембрия, тогда как в Азыртальском поднятии именно с этого момента началось формирование наиболее богатых залежей фосфоритов. Появление фосфоритов в составе кремнисто-карбонатной формации имеет определенную связь с синхронным вулканизмом в пределах расположенного севернее Белонюско-Беллыкского интрагеосинклинального прогиба, а фактором, обусловившим пространственную локализацию связанных с формацией фосфоритовых залежей, явилось положение Батеневской зоны на сочленении поднятия и прогиба [5].

Как видно из приведенных материалов, специфика глобально распространенной позднекембрийско-кембрийской эпохи фосфоритообразования применительно к данному региону состоит в возникновении целого ряда фосфоритоносных формаций, растянутых во времени и разделенных нефосфатными интервалами большой продолжительности.

Известно, что в промышленно фосфоритоносных бассейнах продуктивные горизонты связаны с одной формацией, представляющей конкретную разновидность формационного типа, характерного для данного бассейна [1]; стратиграфически выше и ниже фоссерии фосфоритосодер-

Сводная характеристика фосфоритоносных формаций восточной части Кузнецкого Алатау

Формация	Мощность, м	Свита	Палеотектоническая приуроченность	Характер распределения фосфатоносности	Преобладающий тип фосфоритов	Факторы контроля оруденений
Кремнисто-доломитовая (R ₃)	До 3000	Чарыштагская, Улуг- заская	Поднятие	Повсеместная, слабая фосфатность	Обломочный, ор- ганогенный	Рифогенные фации крае- вой части поднятия
Доломитовая (R ₃ —V)	До 1200	Хабзасская, Мартюхин- ская	»	Эпизодический	Пелитоморфный	Наиболее подвижные участки палеобассейна
Кремнисто-карбонатная (R ₃ —V)	До 1500	Литвинская	Зона перехода от подня- тия к прогибу	Резко невыдержанный «гнездообразный»	»	Не выяснены
Кремнисто-сланцево-из- вестняковая (V)	До 600	Сорнинская	Поднятие	Повсеместный, неравно- мерный	»	»
Вулканогенно-кремни- сто-карбонатная (V—C ₁)	До 1800	Тамалыкская	Прибортовая часть ран- некембрийского наложен- ного прогиба	Наличие крупных скоп- лений фосфоритов, быст- рое выклинивание фосфо- ритоносных горизонтов	»	Наличие в разрезе вул- каногенных пород, отсут- ствие ритмичности

жащих комплексов обычно не отмечается. Следовательно, множественность фосфоритоносных формаций не может быть отнесена к числу положительных факторов для прогнозирования крупных месторождений фосфоритов. Однако современная конъюнктура фосфатного сырья ориентирует на поиски не только месторождений-гигантов. Ценность могут представлять и месторождения мелких размеров, если они находятся в районах с благоприятными географо-экономическими условиями. К числу таких площадей относится восточная часть Кузнецкого Алатау. Новые объекты небольшого масштаба могут быть выявлены здесь в составе кремнисто-доломитовой и доломитовой формаций на участках, наиболее благоприятных для фосфатонакопления, а также на неизученных площадях развития кремнисто-карбонатной формации. В частности, необходимо провести поисковые работы в верхнем течении р. Томи (бассейн р. Шоры), а также в полосе от верховьев р. Соры до верховьев р. Уйбата. Кроме того, заслуживают внимания образования вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации непосредственно к югу от Тамалыкского месторождения. Наконец, не исчерпаны перспективы и самого Тамалыкского месторождения в отношении обнаружения новых залежей как первичных руд, так и образовавшихся по ним вторичных фосфоритов.

Литература

1. Геология месторождений фосфоритов и методика их прогнозирования и поисков. М.: Недра, 1980. 267 с.
2. Еганов Э. А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 227 с.
3. Коптев И. И., Семашко А. К., Шипицын В. А. О стратиграфическом положении и возрасте литвинской фосфоритоносной толщи (Батеневский кряж)//Изв. Томск. политехн. ин-та. 1976. № 260. С. 71—73.
4. Краевский Б. Г. О стратиграфии и структурно-фациальной зональности позднего докембрия восточной части Кузнецкого Алатау//Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1980. С. 76—88.
5. Краевский Б. Г., Краевская М. К. Палеоструктурный контроль в размещении пластовых фосфоритов восточной части Кузнецкого Алатау//Геология и геофизика. 1983. № 1. С. 57—63.
6. Краевский Б. Г., Ершов А. Д., Краевская М. К. Верхний докембрий и нижний кембрий южной части Кузнецкого Алатау. Новосибирск, 1983. 27 с.—Деп. в ВИНТИ № 1916-83.
7. Красильникова Н. А., Гуревич Б. Г., Блисковский В. З. и др. Фосфориты Алтае-Саянской складчатой области//Литология и полез. ископаемые. 1965. № 4. С. 161—181.
8. Мкртычян А. К. Фосфоритоносная вулканогенно-осадочная формация Кузнецкого Алатау//Геология и геофизика. 1966. № 2. С. 38—47.
9. Мкртычян А. К. Литология и геохимия фосфоритоносных отложений Тамалыкского месторождения в Кузнецком Алатау//Тр. СНИИГГиМС. 1974. Вып. 197. С. 37—58.
10. Смиркстын А. О. Геология и геохимия фосфоритоносной кремнисто-карбонатной формации Алтае-Саянской складчатой области: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: Новосибирский гос. ун-т, 1967. 24 с.
11. Фосфоритоносность древних отложений Алтае-Саянской складчатой области//Тр. ГИГХС. 1968. Вып. 12. 150 с.
12. Фосфоритоносные формации юга Сибири. Абакан: Краснояр. кн. изд-во, 1972. 222 с.

Сибирский научно-исследовательский
институт геологии, геофизики
и минерального сырья,
Новосибирск

Поступила в редакцию
6.VI.1985

УДК 552.52(477)

АСКАНСКАЯ ГРУППА БЕНТОНИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ГССР)

**ГУГУШВИЛИ В. И., МАГУЛАРИЯ Т. А., ШВЕЛИДЗЕ И. У.,
БАГДАСАРЯН Г. П., ГВАХАРИЯ В. Г., ОМИАДЗЕ К. И.**

Рассматривается представление об эпигенетическом гидротермальном генезисе асканских бентонитовых залежей. Показана их генетическая связь с сиенит-трахитовым субвулканическим комплексом позднеэоценового возраста. Расширены пределы метасоматической зональности, в которую включена зона калишпатизации и подзона слабогидратированной слюды. Выявлена рудная зональность, сопутствующая метасоматической. Произведено сопоставление гидротермально преобразованных пород в приконтактовых зонах сиенитовых интрузивных тел и с их трахитовыми апофизами.

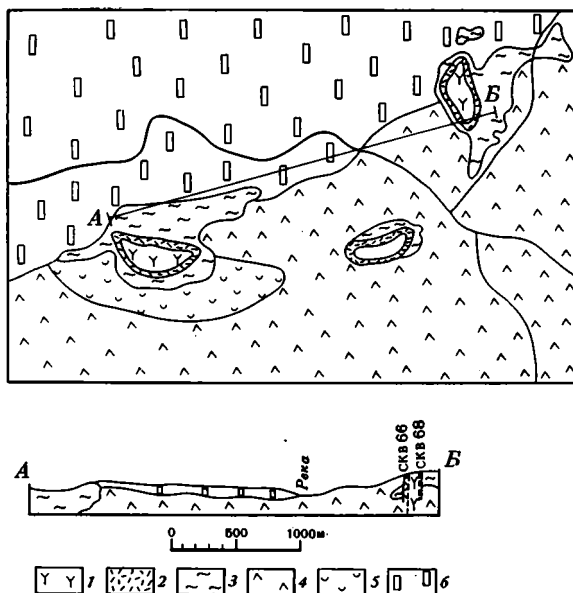
Асканские бентонитовые месторождения расположены в Махарадзевском районе Западной Грузии в окрестностях с. Аскана. Они залегают в верхах среднеэоценовой вулканической толщи (гурийская подсвита чидильской свиты) Аджаро-Триалетской складчатой зоны в трахиандезитовых туфах и полимиктовых туфобрекчиях и туфоконгломератах. Вблизи наиболее крупных месторождений (Цихисубанского и Ванискедского) было обнаружено несколько более мелких залежей бентонитов.

Асканские месторождения были открыты и исследованы еще в 30-х годах А. А. Твалчрелидзе при активном участии С. С. Филатова и Г. В. Гвахария. Высокое качество и многопрофильность сырья обеспечили его широкое применение в литейном деле и производстве буровых растворов, в пищевой промышленности — для очистки виноматериалов, растительных и животных жиров; в животноводстве — для подкормки скота.

Генезис асканских бентонитов изначально был дискуссионным. Одни авторы придерживались взгляда на их гидротермальное происхождение [3—5, 7, 8, 11, 12], другие связывали их генезис с экзогенным выветриванием [2, 10] либо с гальмиролизом [14]. Материалы, приведенные в более поздних работах [5, 8, 12], и выводы на их основе, а именно: отсутствие даже следов верхнего каолинитового горизонта гумидной коры выветривания, значительная сульфидизация, четкая метасоматическая зональность, довольно резкие контакты и ограниченное распространение в однородных трахиандезитовых туфах, опровергают экзогенную и гальмиролитическую гипотезы происхождения асканских бентонитов и свидетельствуют в пользу гидротермальной. Превалировало мнение [5, 12], что бентонитовые залежи формировались в процессе сингенетического гидротермального преобразования трахиандезитовых пепловых туфов в подводных условиях.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Крупные залежи бентонитов (Цихисубанское и Ванискедское), а также более мелкие проявления контролируются трахитовыми жилами и экструзиями, секущими пачку трахиандезитовых пепловых туфов и перекрывающую ее толщу полимиктовых трахибазальт-трахиандезит-трахитовых туфобрекчий и туфоконгломератов, являющихся вмещающими породами асканских бентонитовых залежей (фиг. 1).



Фиг. 1. Геологическая схема асканской группы бентонитовых месторождений

1 — калишпатизированный трахит (экструзия); 2 — слюдизированная порода; 3 — бентонитовая залежь; 4 — трахиандезитовый туф; 5 — смешанный трахит-трахиандезитовый туф; 6 — полимиктовая туфобрекчия и туфоконгломерат

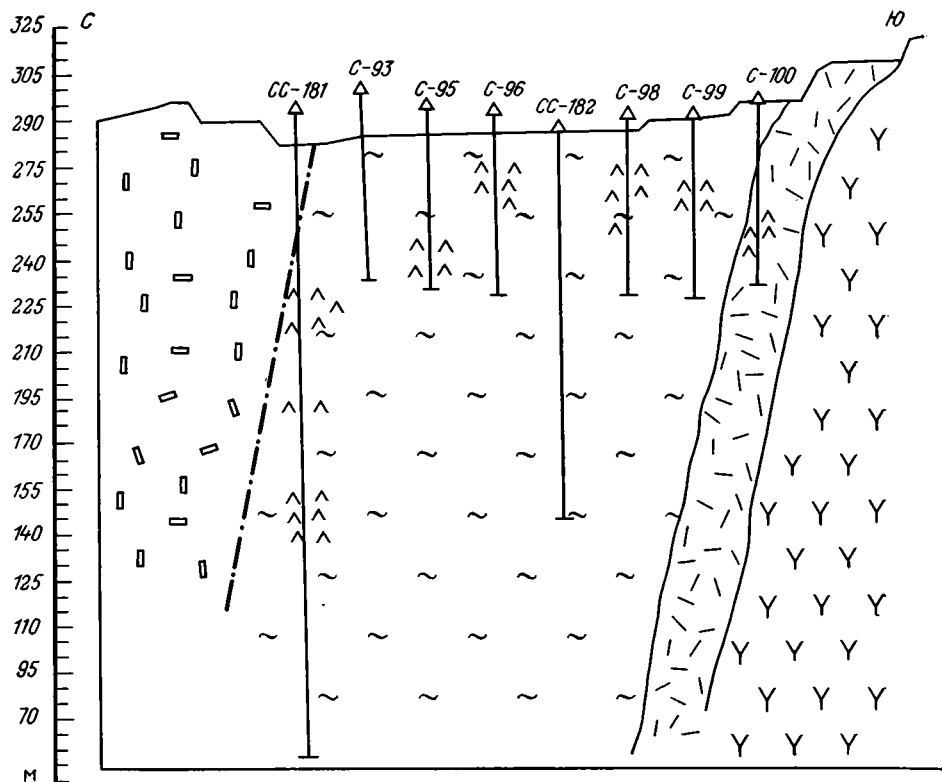
К наиболее крупным месторождениям относится Цихисубанская залежь, расположенная в ущелье р. Бахвисцкали в окрестностях развалин древней крепости, у с. Аскана. Месторождение отрабатывается карьерным способом. Оно тяготеет к приконтактной зоне калишпатизированной трахитовой экструзии и представляет собой залежь изометричной формы, протягивающуюся на 750 м, мощностью от 30 до 260 м, прослеживаемую буровыми скважинами на 200-метровую глубину (фиг. 2).

Между трахитовой экструзией и бентонитовой залежью развита зона слюдизированных пород мощностью до 30 м. Цихисубанский карьер обнажает три зоны метасоматического изменения: 1) калишпатизации, развитую по трахитовой экструзии и не выходящую за ее пределы, 2) слюдизации и 3) монтмориллонитизации. Продуктивная бентонитовая залежь охватывает внешнюю часть зоны слюдизации, представленную смешанослойными слюда-монтмориллонитовыми образованиями типа ректорита, и зону монтмориллонитизации. Работами последних лет Управления геологии ГССР и КИМС выявлено, что калишпатизированные трахиты являются высококачественным полевошпатовым сырьем применяемым в тонкой керамике.

На восточном фланге Цихисубанского карьера, над полностью бентонитизированными трахиандезитовыми пепловыми туфами залегает небольшой остров бентонитизированных полимиктовых туфобрекчий и туфоконгломератов, рассеченный апофизами трахитовой экструзии. Примечательно, что они содержат свежую либо лишь частично измененную гальку в полностью бентонитизированном цементе.

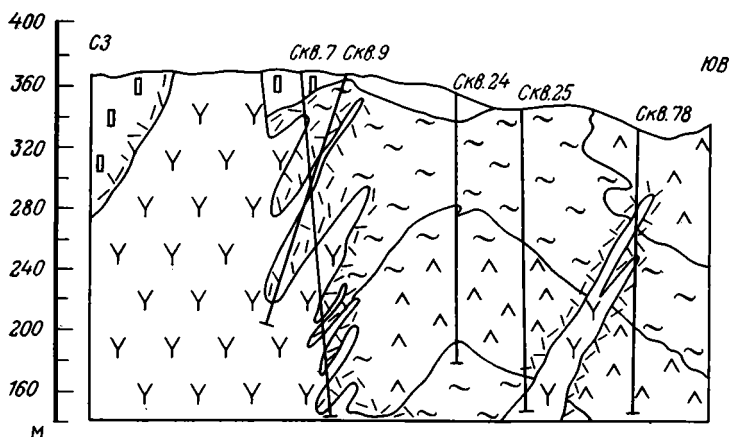
В бентонитах, образованных по трахиандезитовым туфам, иногда наблюдаются реликты первичной породы с хорошо сохранившейся туфовой текстурой, реликтами обломков пемзы и кристаллов биотита.

Ванискедское месторождение расположено на 2 км северо-восточнее Цихисубанского и имеет аналогичное ему геологическое строение. Вмещающими породами являются те же трахиандезитовые пемзовые туфы и полимиктовые брекчии и туфоконгломераты (см. фиг. 1), бентонитовая залежь приурочена к экструзии калишпатизированных трахитов через маломощную промежуточную зону слюдизации, подобную Цихисубанской. По данным бурения, бентонитовая залежь имеет сложную изомет-



Фиг. 2. Геологические разрезы с использованием данных керна буровых скважин в центральной части и на западном фланге Цихисубанского карьера. Пунктирной линией обозначены разломы. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

рическую псевдостратиформную форму (фиг. 3). Юго-восточнее Ванискедской залежи в аналогичной геологической обстановке в приконтактовой зоне трахитовых жил развиты небольшие бентонитовые тела мощностью до 5 м. Несколько южнее, в ущелье р. Очхамура, обнажена сиенитовая субвулканическая интрузия. Она внедрена в нижнюю часть трахит-трахиандезитовой толщи. В ее экзоконтактовой зоне развиты калишпатизация и серицитизация. Сиениты по составу аналогичны рудоконтролирующим трахитовым жилам, и последние, вероятно, являются ее апофизами.



Фиг. 3. Геологический разрез с использованием данных керна буровых скважин на Ванискедском месторождении. Условные обозначения см. на фиг. 1

Таблица 1

Данные определения возраста сиенитовых субвулканических интрузий, трахитовых экстрוזий и бентонитовой залежи К-Аг-методом

Номер образца	Характеристика образца, месторасположение	К, %	^{40}K , 10^{-6} г/г	Процент радиогенного ^{40}Ar , 10^{-6} см ³ /г	^{40}Ar , 10^{-6} см ³ /г	^{40}Ar , 10^{-6} г/г	^{40}Ar , 10^{-3}	Возраст, млн лет	Среднее значение возраста, млн лет
181	Трахит, экстрозив, секущий трахиандезитовые туфы в окрестностях с. Ванискеди	5,59 5,59	6,67 6,67	42,4 45,0	8,55 8,67	15,30 15,47	2,30 2,32	39,2 39,5	39,3±0,2
158	Трахит калишпатизированный, экстрозив на Цихисубанском месторождении	11,87 11,87	14,16 14,16	53,7 46,0	19,97 20,51	36,75 36,60	2,52 2,58	42,9 43,9	43,4±0,5
176	Трахит, жила, секущая среднеэоценовые трахиандезитовые туфы в окрестностях с. Ванискеди, 0,5 км от с. Бахмаро	5,16	6,16	42,0	8,02	14,36	2,33	39,7	
152	Сиенитовый интрузив, секущий породы среднеэоценовой толщи (гурийская подсвита) в окрестностях с. Гоми, обнаженный на правом борту дороги, ведущей к Бжужи. ГЭС	5,69 5,69	6,79 6,79	32,0 18,0	8,64 9,63	15,41 17,25	2,27 2,54	38,7 43,2	41,0±2,2
178	Бентонит из зоны монтмориллонитизации в окрестностях с. Ванискеди	6,47	7,72	53,0	9,99	17,84	2,31	39,0	

Примечание. 1. Возрастные значения рассчитаны по константам распада калия: $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10}$ /год, $\lambda_R = 4,962 \cdot 10^{-10}$ /год. 2. Измерения проводились в лаборатории геохронологии и ядерных исследований ИГН АН АрмССР под руководством Г. П. Багдасаряна.

Аналогично и другие трахитовые тела, и экструзии, по-видимому, являются апофизами широко распространенных в районе сиенитовых субвулканических интрузивных массивов. По данным К-Аг-метода абсолютного датирования они разновозрастны¹ (табл. 1): возраст трахитовых экструзий колеблется в пределах 39,3—43,4 млн лет, возраст сиенитов — 41,0 млн лет. Им соответствует и возраст бентонитовой залежи (39,04 млн лет), что свидетельствует о временной генетической связи бентонитизации с трахит-сиенитовым субвулканическим комплексом.

Метасоматические преобразования, связанные с сиенитами, по своему характеру и направленности аналогичны процессам, тяготеющим к трахитовым экструзиям. В приконтактной зоне сиенитовых тел развита мощная зона калишпатовых метасоматитов, переходящих в зону слюдизации и далее в зону бентонитизации. Однако связанная с сиенитами оглиненная зона (бентонитизация) сильно редуцирована и по мощности не превышает 10 м, тогда как мощность зон калишпатизации и слюдизации измеряется сотнями метров. Калишпатизация здесь проявилась в экзоконтактной зоне сиенитов далеко за их пределами, тогда как в трахитах она является лишь аутометасоматическим внутриэкструзивным процессом. Существуют и другие минералогические различия, которые мы обсудим ниже, однако общий характер метасоматоза также свидетельствует о родстве этих тел.

Трахитовые апофизы сиенитовых субвулканических интрузивов секут самые верхние горизонты среднеэоценовой толщи, включая завершающие ее полимиктовые туфобрекчии и туфоконгломераты. Последние являются регрессивной фацией, о чем свидетельствует разнородный состав их гальки, представленной оливиновыми трахибазальтами, трахиандезитами и трахитами — продуктами размыва разных горизонтов чидильской свиты (средний эоцен), подвергшейся складчатости в конце среднего эоцена (предверхнеэоценовая триалетская фаза, связанная с замыканием Аджаро-Триалетского рифта [1]). Позднее эоценовое развитие Аджаро-Триалетской зоны характеризуется регрессивными условиями мелкого моря и островов, что подтверждается обилием позднеэоценовых полимиктовых туфопесчаников и туфоконгломератов.

Как отмечалось выше, трахитовые экструзии и жилы секут полимиктовые туфоконгломераты, залегающие в верхах среднего эоцена. Абсолютный возраст сиенитов, определенный К-Аг-методом, их трахитовых апофизов и самих бентонитовых залежей составляет 43—39 млн лет, что по радиометрической шкале [12] соответствует верхам бартонского и низам приабонского ярусов и находится на границе среднего и верхнего эоцена — времени замыкания Аджаро-Триалетского рифта, омеления моря и возникновения островов.

МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ЕЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

На Цихисубанском и Ванискедском месторождениях выявлены три метасоматические зоны: калишпатизации с участками альбитита, слюдизации и монтмориллонитизации. Ранее [8] на Цихисубанском месторождении был установлен следующий парагенетический ряд аутигенных минералов: гидрослюда 1М→смешанослойные слюда-монтмориллонитовые образования→монтмориллонит, послуживший индикатором зональности на месторождении. В пределах Цихисубанского месторождения З. Ш. Мжавия [6] обнаружил небольшое медно-полиметаллическое оруденение. Позднее, в 1964 г. на юго-восточном фланге карьера была вскрыта сульфидизированная зона мощностью до 1 м, представленная сфалерит-галенит-халькопирит-пиритовыми прожилками [8, 9]. В настоящее время она полностью отработана, однако слабая пирит-халькопиритовая и сфалерит-галенитовая вкрапленность проявляется во всех трех выделенных нами зонах. В зоне монтмориллонитизации она

¹ Погрешность метода $\pm 10\%$.

сильно редуцирована и наблюдается лишь во внутренней ее части, постепенно трансформируясь в представленную гипсом и ярозитом сульфатную минерализацию. Однако и сульфатная минерализация вскоре затухает, и большая часть бентонитовой залежи не содержит ни сульфидов, ни сульфатов.

В отличие от наших предшественников [8, 9] мы расширили пределы зональности, и соответственно вырос парагенетический ряд ее минералов-индикаторов, представленный следующей последовательностью: калиевый полевой шпат→гидрослюда 1М→слабогидратированная слюда→смешанослойные слюда-монтмориллонитовые образования (ректорит)→монтмориллонит, на основании которого предлагаем зональный ряд, выраженный калишпатизацией, слюдизацией и монтмориллонитизацией. Зона слюдизации подразделяется на ряд подзон: гидрослюда 1М, слабогидратированной слюды и подзону ректорита.

Зона калишпатизации, образованная по трахитовым экструзиям, состоит из калишпата (в основном моноклиального либо с малой триклинностью), кварца, пирита. Изредка встречаются обособленные альбитизированные участки, состоящие из альбита, кварца и пирита. В калишпатитах и альбититах сохранена реликтовая структура трахита. В этой зоне наблюдается наложенная серицитизация, связанная, по-видимому, с остыванием гидротермального раствора на заключительной стадии процесса.

Зона слюдизации образована в основном по трахиандезитовым туфам, иногда по полимиктовым туфобрекчиям. Выделенные подзоны расположены от калишпатизированной трахитовой экструзии и бентонитовой залежи в следующей последовательности:

подзона гидрослюда 1М: гидрослюда 1М, кварц, пирит (галенит, сфалерит, халькопирит);

подзона слабогидратизированной слюды: слабогидратизированная слюда, кварц, пирит (галенит, сфалерит, халькопирит), выявлено участие каолинита, галлуазита и магнезимального хлорита;

подзона ректорита: ректорит, кварц, магнезимальный хлорит, пирит (галенит, сфалерит, халькопирит). В этой подзоне по направлению к зоне монтмориллонитизации в смешанослойных образованиях наблюдается рост количества монтмориллонитовых слоев, и эта зона постепенно трансформируется в зону монтмориллонитизации.

Зона монтмориллонитизации формируется по трахиандезитовым туфам и полимиктовым туфобрекчиям и состоит из ряда подзон, развитых в следующей последовательности от границы с подзоной ректорита:

монтмориллонит, ректорит, пирит (халькопирит, галенит, сфалерит);
монтмориллонит, гипс, ярозит;
монтмориллонит.

В этой последовательности наблюдается постепенное выпадение ректорита, смена сульфидной минерализации на сульфатную и, наконец, образуется монтмориллонитовая подзона без сульфидов и сульфатов.

Рассмотрим описанную метасоматическую зональность по характерным минералам-индикаторам.

Зона калишпатизации. Калишпат представлен двумя разновидностями: моноклинной — характерная линия 2,965 Å (обр. 3425, 3418, 3405) либо с малой степенью триклинности — 0,22, характерная линия 2,965 Å (обр. 3417).

Зона слюдизации. Подзона гидрослюда 1М. Фаза чистой аутигенной гидрослюда 1М была установлена М. А. Ратеевым и Б. П. Градусовым [8]. Электронографическими измерениями были выявлены следующие параметры элементарной ячейки обр. 207: $a=5,2$; $b=9,0$, $\theta=10,2$ Å; $\beta=100^{\circ}20'$. На основании рентгеноструктурного, термического и ИК-спектроскопического анализов было показано, что гидрослюда представлена слюдыстым минералом диоктаэдрического типа, относящегося к мусковит-серицитовой серии.

На основании полученных нами результатов рентгеноструктурного (табл. 2), ИК-спектроскопического, термического и электронографиче-

Рентгенометрические характеристики гидрослюда 1М и смешанослойных образований

Обр. 85		79		138	
$d/n, \text{Å}$	I	$d/n, \text{Å}$	I	$d/n, \text{Å}$	I
10,28	10	10,05	3	11,95	3
5,01	5	7,69	5	10,16	6
4,25	3	4,75	2	5,00	3
3,95	2	3,71	3	4,48	2
3,70	5	3,60	3	4,25	2
3,62	2	—	—	—	—
3,47	3	3,32	5	3,31	10
3,32	10	3,01	4	2,88	3
3,01	4	—	—	2,71	3
2,90	2	—	—	1,99	3
2,57	3	—	—	—	—

ского изучения фракций $<0,001$ мм обр. 85 из Цихисубанского месторождения была подтверждена исключительно кристаллическая фаза без заметных признаков набухания межслоевых промежутков ($d_{\text{исх}} = 10,28 \text{ Å}$). Она представлена гидрослюдой политипной модификации 1М (электронографические исследования выполнены А. П. Жухлистым) и аналогична установленной М. А. Ратеевым и В. П. Градусовым [8].

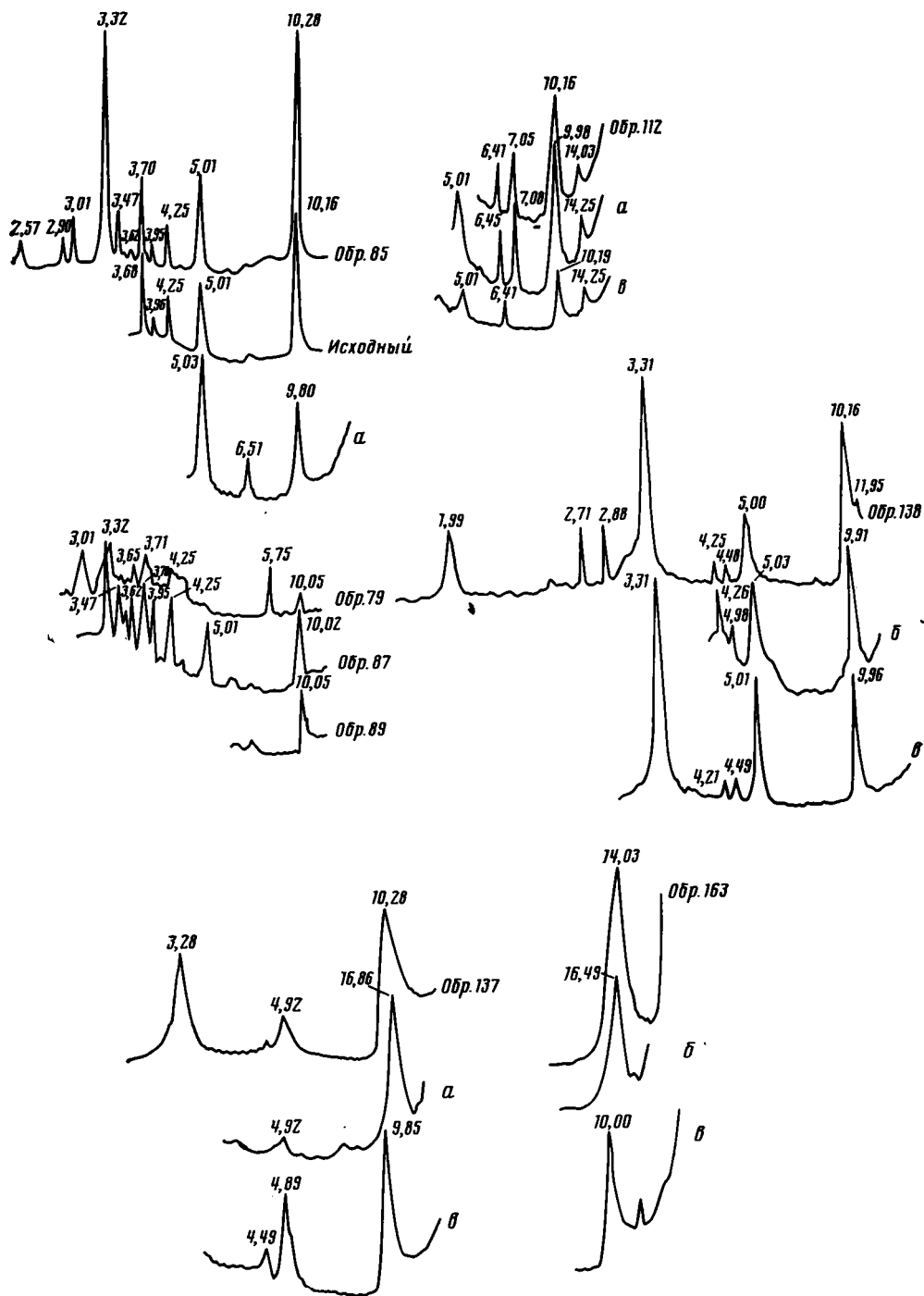
Подзона слабогидратированной слюды. Дифрактограммы ориентированных препаратов (обр. 79, 87 и 89) из Цихисубанского месторождения свидетельствуют о наличии слабогидратированной слюды с d , равным соответственно 10,05, 10,02, 10,05 Å (фиг. 4). Электронография выявила политипную модификацию 1М+каолинит (обр. 79, 87) и смесь 1М $\gg$ 2М (обр. 89).

Дифференциальные кривые нагревания этих образцов подобны друг другу. Для примера приводится лишь термограмма обр. 79 (фиг. 5), демонстрирующая эндотермический эффект. Он соответствует удалению адсорбированной воды при 160°C и потере веса 5,75%, наглядно выраженной на кривой ДТГ. В среднетемпературной области кривых ДТА и ДТГ наблюдается эффект дегидроксидации, сопровождающий потери веса 5,75%. В пределах от 450 до 720°C на кривой ДТА обнаруживается экзопик, соответствующий разрушению структуры минерала. На ТГ кривой с небольшим экзоподнятием на кривой ДТГ отражается малая (0,5%) потеря веса. Эти факты свидетельствуют о фазовом превращении, характерном для минерального типа галлуазита.

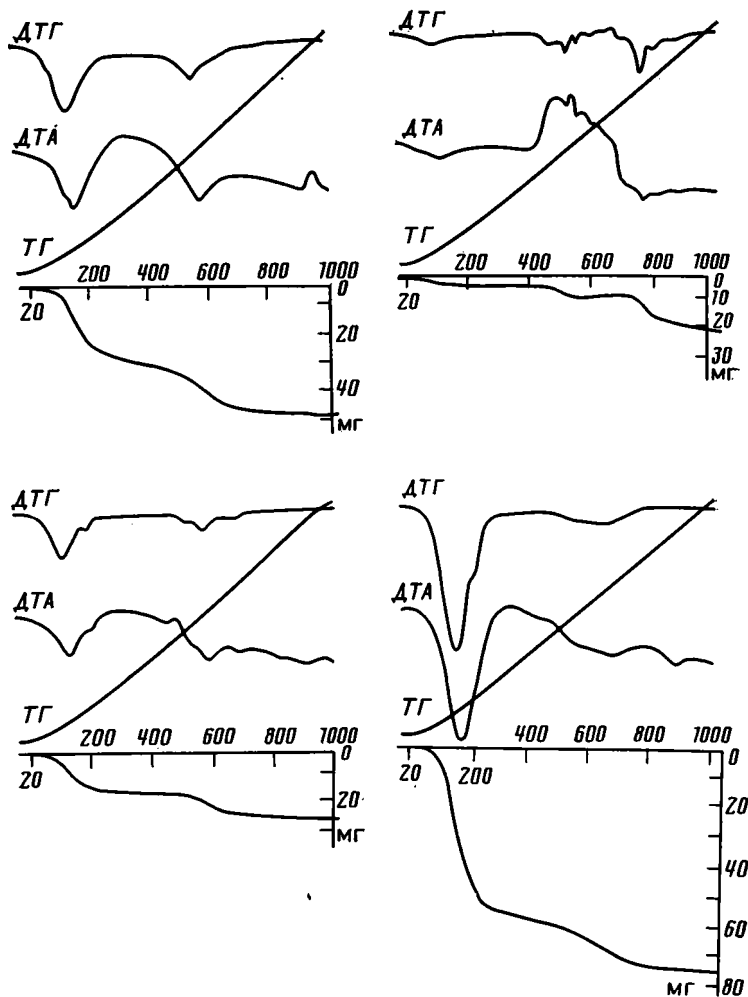
ИК-спектры тонкой фракции (обр. 79) в основном представлены полосами, характерными для диоктаэдрического слюдистого минерала. Прослеживаются полосы поглощения в областях 535, 520, 1030, 750, 800, 3620 см^{-1} , соответствующие валентным и деформационным колебаниям $\text{Si—O—Al}^{\text{IV}}$; Si—O ; Si—O ; Si—O—Al и других связей (табл. 3). Интенсивная полоса на 900 см^{-1} отражает низкое содержание в кристаллическом составе минерала октаэдрического Mg, что подтверждается и химическим составом тонкой фракции (табл. 4).

Аналогичными рентгеноструктурными характеристиками обладают тонкие фракции обр. 112 и 134 ($d_{\text{исх}} = 10,16 \text{ Å}$; $d_{\text{глин}} = 9,98 \text{ Å}$; $d_{\text{прок}} (600^\circ \text{C}) = 10,09 \text{ Å}$), что соответствует параметрам слабогидратированной слюды. Отмечено незначительное присутствие магнетиального хлорита. Электронографическое исследование свидетельствует о наличии в обр. 134 фазы слюдистого компонента с политипной модификацией 1М.

Подзона ректорита. В этой подзоне появляется близкое к ректориту смешанослойное образование, характеризующееся тенденцией упорядоченного чередования слюдистых и монтмориллонитовых слоев, ранее установленное М. А. Ратеевым и Б. П. Градусовым [8]. Ими на основании построения прямого фурье-преобразования было выявлено



Фиг. 4. Рентгенодифрактограммы минералов глин и гидрослюд
Образцы: а — с глицерином; б — с этиленгликолем; в — прокаленные при 600°C (аналитики И. У. Швелидзе, О. В. Русинова)



Фиг. 5. Дифференциальные термодинамические кривые минералов глин и гидрослюд (аналитик Т. В. Батиашвили)

наличие в минерале двух пакетов — слюдяного и монтмориллонитового, высота которых соответственно равна 10 и 18 Å. На наших рентгенограммах из Цихисубанского (обр. 138 и 141) и Ванискедского (обр. 162) месторождений различается смесь гидрослюда и монтмориллонита (см. фиг. 4). Образец 138 характеризуется следующими параметрами: $d_{\text{исх}} = 11,95$ Å, после прокаливании d приближается к 10 Å, а в этиленгликоле — 17,12 Å. Остальные образцы характеризуются аналогичной дифракционной картиной (см. фиг. 4). Образцу 141 присуще более высокое значение $d_{\text{исх}}$, которое объясняется иным межслоевым заполнением, подтверждающимся химическим составом его тонкой фракции (см. табл. 4). Электронографическое исследование слюдяного компонента обр. 141 выявляет политипную модификацию $1M > 2M$, но ближе к $1M$, а обр. 162 — $1M$.

На дифференциальных кривых нагревания обр. 138 и 141 фиксируются незначительные (соответственно 4 и 5,5%) эндотермические эффекты потери веса, а для обр. 162 — 4,75%. Все они характеризуются идентичной дифференциальной картиной и появлением экзопика в области 420—700°С, отражающим разрушение структуры пирита (см. фиг. 5). ИК-спектры поглощения отмеченных образцов во многом сходны (см. табл. 3), однако иногда обнаруживаются некоторые различия: обр. 138 имеет полосу на 700 см⁻¹, образцы 141 и 162 — на 780—800 см⁻¹. Образец 141 обнаруживает слабое выражение полосы в области 720—780 см⁻¹ и плечо в

Частоты основных ИК-полос поглощений

Номер образца	Si—O	Si—O	Si—O—Al ^{VI}	Si—O—Si	Si—O—Al	Me—OH ⁺	Si—O	ОН
79	440	475	535		840	920	1030	3620
141	430	480	540—585		—	—	—	—
162	430	480	525—585	780—800 дублет	880	920	1030	3620
138	430	480	535	780—800 дублет	830	920	1030	3620
121	440	480	535		830	920	1030	3620
119	440	480	535		830	920	1030	3620
140	430	470	525		840	920	1030	3620
163	430	470	525		840	920	1030	3620

Примечание. Аналитик Т. А. Гвахария.

Таблица 4

Химический состав фракции <0,001 мм

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Σ
79	45,55	0,49	21,83	2,17	2,10	2,73	0,14	2,29	0,05	3,70	4,60	10,30	96,01
119	46,67	0,46	25,50	0,70	3,15	5,34	—	1,52	0,70	3,50	2,90	8,10	99,56
121	47,12	0,46	24,55	1,18	3,15	5,31	—	2,16	0,20	3,80	3,64	8,28	99,85
132	50,22	0,34	21,83	1,91	2,62	5,21	—	2,06	0,10	4,00	3,66	7,88	99,83
141	56,64	0,46	20,23	0,47	2,10	2,22	—	3,28	3,00	5,00	0,86	5,80	100,06
162	52,57	0,50	25,84	1,70	1,13	1,87	—	1,63	0,10	5,50	2,20	7,04	100,08
163	49,96	0,40	16,73	3,79	0,79	4,92	—	2,93	0,05	0,80	9,74	9,84	99,94

области 1140 см⁻¹. Все это свидетельствует о смешанослойном характере образцов.

На дифрактограммах обр. 119, 121 и 132 Цихисубанского месторождения кроме смешанослойной слюда-монтмориллонитовой минерализации различается фаза магнезиального хлорита (см. фиг. 4). Наблюдается слабо проявленный сверхпериод в области малых углов ($d > 20$ Å), остальные отражения широкие, наиболее интенсивен рефлекс в исходных состояниях обр. 119 (10,91 Å), с глицерином (13,07 Å) и после прокаливании (10,05 Å). Этот минерал близок к ректориту, и его можно определить как ректоритоподобную фазу. На дифрактограмме обр. 121 в отличие от обр. 119 отчетливо проявлен сверхпериод ($d = 25,4$ Å) и наиболее интенсивные полосы характеризуются: $d_{\text{нх}} = 11,16$ Å, $d_{\text{глиц}} = 13,27$ Å и $d_{\text{прок (600° С)}} = 10,16$ Å, а на дифрактограмме обр. 132 они соответственно равны: 10,21; 10,0 и 9,94 Å. Следует отметить, что образцы 119 и 121 взяты из бентонитизированного цемента полимиктовых туфоконгломератов на Цихисубанском месторождении, а обр. 132 — из бентонитизированных трахиандезитовых туфов.

Дифференциальные кривые образцов 121 и 132 аналогичны друг другу (см. фиг. 5) и обладают хорошо выраженным эндотермическим эффектом удаления адсорбированной воды при 150° С, которому соответствует 5%-ная потеря веса. В среднетемпературном интервале (500—700° С) на кривых ДТА и ДТГ наблюдается эффект дегидратации, отражающий дополнительную 2,5%-ную потерю веса. Слабо выраженный эндоэффект в интервале 920—950° С соответствует удалению оставшейся порции гидроксильной воды и полному разрушению структуры с соответствующей потерей веса еще на 1%.

ИК-спектр обр. 121 не отражает каких-либо отличительных полос валентных и деформационных колебаний.

Зона монтмориллонитизации. Данные рентгеноструктурного исследования обр. 137 и 140 Цихисубанского и обр. 163 и 168 Ванискедского

месторождений свидетельствуют об естественном продолжении зоны слюдизации в зону монтмориллонитизации. Рентгенограммы образцов Цихисубанского месторождения совершенно идентичны (см. фиг. 4): они отражают близкую к монтмориллониту фазу, но с малым $d_{\text{нх}} = (10,28 \text{ \AA})$; $d_{\text{глинц}} = 16,9 \text{ \AA}$; $d_{\text{прок}} = 9,85\text{—}9,87 \text{ \AA}$. Рентгенограммы образцов Ванискедского месторождения представляют более типичные монтмориллониты. От первых они отличаются большим ($\sim 14 \text{ \AA}$) значением $d_{\text{нх}}$, что, очевидно, связано с иным составом межслойного заполнения, где преобладают двухвалентные катионы, это подтверждается также высоким содержанием (2,93%) СаО в тонкой фракции обр. 163 (см. табл. 4).

Дифференциальные кривые отмеченных выше образцов идентичны (см. фиг. 5). Они характеризуются высокой гидратацией, большой потерей веса, соответственно 68,8 (17,2%) и 87,0 м/г (21,75%), что подтверждает их типичный монтмориллонитовый характер.

Итак, по данным различных методов минералогического анализа, вслед за автометасоматической, развитой по трахитовым апофизам зонной калишпатизации, следует зона слюдизации, в которой различается ряд подзон: 1) диоктаэдрической гидрослюды 1М, 2) слабогидратированной слюды, 3) ректорита, постепенно переходящую в зону монтмориллонитизации. Важно подчеркнуть, что в зоне слюдизации возрастает значение смешанослойных минералов типа ректорита с тенденцией упорядоченного чередования гидрослюдистых и монтмориллонитовых пакетов и роль последних, как на это указывалось ранее [8], постепенно возрастает, достигая максимума в зоне монтмориллонитизации.

Кроме описанных выше типоморфных минеральных ассоциаций в зонах слюдизации и монтмориллонитизации участвуют также реликты исходных пород с остаточными минералами магматического и сингенетического гидротермального генезиса. Остаточные эффузивные минералы представлены реликтами кристаллов биотита и плагиоклаза; наблюдаются реликты первичной структуры трахиандезитовых туфов с сохранившимися обломками стекла и пемзы. Из остаточных минералов гидротермального происхождения наиболее часто встречаются цеолиты — анальцим, натролит. Их участие в бентонитизированных туфах отмечалось ранее в работах [5, 12]. Цеолитизация широко проявлена в материнских породах бентонитовых месторождений, не подверженных монтмориллонитизации трахиандезитовых туфах, и в полимиктовых туфобрекчиях, находящихся далеко за пределами месторождений. Кроме того, в шлифах наблюдается замещение анальцимового цемента полимиктовых туфобрекчий монтмориллонит-гидрослюдистыми массами.

В западной Аджаро-Триалетии для верхних горизонтов среднеэоценовой толщи характерна сингенетическая региональная цеолитизация [4]. На основании изложенного мы полагаем, что цеолитообразование здесь связано с сингенетическим осадкоотложением гидротермального процесса, имеющего региональное развитие; гидротермальные процессы же на бентонитовых месторождениях локальны и наложены на цеолитизированные породы.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЗОНАЛЬНОСТИ

Метасоматическая зональность на Цихисубанском месторождении от зоны гидрослюды 1М, через ректоритовую, к зоне монтмориллонитизации объясняется [8] дефицитом калия в этом направлении. Падение активности калия в гидротермальном процессе от калишпатовой зоны к зоне монтмориллонитизации еще в более широких пределах прослеживается и хорошо подтверждается и на нашем материале (табл. 5). Аналогично калию ведет себя и когерентный ему рубидий, содержание которого в калишпатах 0,036%, в зоне слюдизации — от 0,011 до 0,019%, в зоне монтмориллонитизации он падает до 0,004%. Примечателен также характер миграции кремнезема, дефицит которого прослеживается параллельно калию от калишпатовой зоны к монтмориллонитовой (см.

Таблица 5

Химический состав метасоматитов, связанных с трахитовыми апофизами сиенитовых интрузий, и результаты пересчета миграции компонентов по атомно-объемному методу

Оксид	I	II	III	IV	V	VI	Атом	II	III	V	VI
SiO ₂	59,52	64,5	72,30	59,79	51,51	53,92	Si	11,16	31,66	-27,95	-27,92
TiO ₂	0,34	0,36	0,27	0,34	0,31	0,28	Ti	0,04	-0,19	-0,12	-0,27
Al ₂ O ₃	19,95	17,2	14,42	18,96	20,81	15,57	Al	-7,22	-14,55	1,73	-15,20
Fe ₂ O ₃	2,37	1,47	0,51	1,74	2,22	1,40	Fe ³⁺	-2,28	-4,68	5,82	-1,46
FeO	0,70	0,12	1,22	0,67	1,82	2,10	Fe ²⁺	-1,45	1,24	2,63	2,69
MnO	0,17	—	—	0,35	0,11	—	Mn	-0,43	-0,43	-0,62	-0,88
MgO	1,67	0,63	0,14	1,30	2,58	4,12	Mg	-2,62	-3,89	2,85	5,31
CaO	3,19	0,3	1,20	4,12	1,10	1,95	Ca	-7,24	-5,04	-7,73	-6,28
Na ₂ O	4,21	0,46	8,00	2,35	0,05	1,50	Na	-9,39	9,07	-5,78	-2,78
K ₂ O	6,26	14,1	0,80	4,73	6,50	1,30	K	19,22	-13,69	3,54	-9,17
P ₂ O ₅	0,46	0,5	—	—	—	—	O	1,25	17,26	-98,49	-135,94
H ₂ O ⁻	—	—	—	2,73	—	—	OH	-0,12	0,59	8,93	13,15
H ₂ O ⁺	—	—	—	1,46	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	1,00	0,9	1,26	—	4,80	10,18	Баланс	0,92	22,39	-115,23	-177,95
H ₂ O	0,16	0,22	—	—	8,32	7,16	—	—	—	—	—
Сумма	100,2	100,76	—	98,54	—	—	—	—	—	—	—
dv	2,50	2,48	2,45	2,51	2,37	2,08	—	—	—	—	—

Примечание. I — трахит свежий (исходный обр. 579); II — калишпат (измененный обр. 22); III — альбитит (измененный обр. 112); IV — трахиандезитовый туф (исходный обр. 121); V — зона слюдизации (измененный обр. 79); VI — зона монтмориллонитизации (измененный обр. 140).

Таблица 6

Химический состав метасоматитов в приконтактной зоне изменения сиенит-монцонитовых субвулканических интрузий
и результаты пересчета миграции компонентов по атомно-объемному методу

Оксид	I	II	III	IV	V	VI	Атом	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	59,79	60,90	62,55	61,50	59,45	40,79	Si	5,23	3,18	-3,08	-24,04	-42,79
TiO ₂	0,34	0,30	0,40	0,52	0,40	0,50	Ti	-0,13	0,13	0,39	0	0,47
Al ₂ O ₃	18,96	16,78	18,10	21,32	23,36	18,54	Al	-4,80	-3,24	3,36	1,93	1,17
Fe ₂ O ₃	1,74	3,52	3,22	1,65	0,93	11,19	Fe ³⁺	4,61	3,52	-0,43	-2,40	25,06
FeO	0,67	0,36	1,08	1,31	0,70	2,70	Fe ²⁺	-0,76	0,97	1,45	-0,20	5,42
MnO	0,35	Следы	0,07	—	—	0,18	Mn	—	-0,71	—	—	-0,41
MgO	1,30	0,30	1,67	0,86	1,54	4,13	Mg	-2,49	0,83	-1,20	0	7,60
CaO	4,12	0,67	1,22	1,64	1,18	14,91	Ca	-8,63	-7,35	-6,42	-7,84	28,87
Na ₂ O	2,35	1,40	9,60	0,20	0,30	1,60	Na	-2,33	17,62	-5,42	-8,25	-1,69
K ₂ O	4,73	15,00	0,80	4,50	4,60	1,00	K	26,38	-9,91	-1,11	-2,11	-9,24
P ₂ O ₅	—	0,26	0,26	—	—	0,37	O	2,93	6,23	-13,17	-61,40	-6,86
H ₃ O ⁻	2,73	—	—	—	—	—	OH	-9,13	-8,30	4,78	5,05	-0,78
H ₃ O ⁺	1,46	—	—	—	—	—	Баланс	5,65	7,06	-38,51	-96,27	6,23
H ₂ O	—	0,20	0,10	0,60	0,84	0,38	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	0,34	0,80	5,80	6,50	3,32	—	—	—	—	—	—
Сумма	98,54	100,04	99,87	99,90	99,80	99,61	—	—	—	—	—	—
dv	2,51	2,55	2,45	2,39	2,12	2,63	—	—	—	—	—	—

Примечание. I — трахиандезитовый туф (обр. 121); II — калишпатит (обр. 572а); III — альбитит (обр. 3493); IV — зона слюдизации (обр. 150); V — зона бентонитизации (обр. 163); VI — эпидиотит (обр. 3468); обр. 121 — исходный, остальные — измененные.

табл. 5). В последней наблюдается значительный вынос кремнезема. Весь процесс характеризуется выносом основных петрогенных элементов, за исключением привноса кремнезема и калия в зонах калишпатизации и слюдизации (табл. 6). В альбититах наблюдается привнос натрия за счет выноса калия, а в зоне слюдизации и монтмориллонитизации отмечен некоторый привнос магния.

На Цихисубанском месторождении прослеживается и рудная зональность: в калишпатитах преобладает пирит, в зоне слюдизации наряду с пиритом появляется халькопирит, галенит и сфалерит. Далее эта ассоциация прослеживается и в самом начале зоны монтмориллонитизации. Как уже отмечалось, на Цихисубанском месторождении было обнаружено небольшое медно-полиметаллическое оруденение. Формирование халькопиритовых прожилков, вероятно, связано с выщелачиванием и переотложением из зараженных медью трахиандезитовых туфов, содержащих 200 г/т металла, в процессе их слюдизации и монтмориллонитизации. Содержание меди в этих зонах не превышает 10—12 г/т [4].

Переход сульфидной минерализации в сульфатную — гипс, ярозит, по-видимому, связан с ростом фугитивности кислорода. Постепенное истощение сульфатной минерализации объясняется разбавлением гидротерм грунтовыми водами и резким понижением концентрации сероводорода.

СОПОСТАВЛЕНИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ СИЕНИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ И ИХ ТРАХИТОВЫХ АПОФИЗОВ

Как уже отмечалось, вместе со сходством и единой направленностью метасоматическая зональность, связанная с сиенитовыми интрузиями, по некоторым минералогическим и петрохимическим особенностям отличается от зональности, связанной с их трахитовыми апофизами.

Сиенитовые интрузии, обнаженные в ущельях рек Бжужи и Натанеби, в окрестностях сел Гоми, Шемокмеди, Вакиджвари, характеризуются внутриинтрузивной автометасоматической калишпатизацией и альбитизацией, проявившейся в пертитизации и антипертитизации. Кварц-полевошпатовые метасоматиты развиты по эндоконтактам этих тел и по вмещающим их трахитоидам гурийской подсвиты. Они представлены калишпатитами и альбититами; преобладающую роль играют калишпатиты, альбититы же тяготеют к зонам дробления в калишпатитовом ореоле. В кварц-полевошпатовых метасоматитах наблюдаются небольшие (0,5 м) гнезда и тела изометричной формы, сложенные эпидозитами. Зона кварц-полевошпатовых метасоматитов в удалении от интрузивного тела переходит в зону слюдизации, последняя же трансформируется в сильно редуцированную по сравнению с описанными выше бентонитовыми залежами зону оглинения с участием ректорита и монтмориллонита. Эти зоны имеют следующий минеральный состав.

1. Зона кварц-полевошпатовых метасоматитов:

а) подзона калишпатита: калишпат (моноклиальный, либо с малой триклинностью), кварц, биотит (в резко подчиненном количестве), пирит; наложенные минералы: хлорит, серицит, гидрослюда;

б) подзона альбитита: альбит, кварц, пирит; наложенные минералы: хлорит, серицит, гидрослюда;

в) подзона эпидозита: эпидот, актинолит, пренит, хлорит, альбит, пирит (резкое преобладание эпидота).

2. Зона слюдизации: кварц, пирит (халькопирит, галенит, сфалерит); электронографическим исследованием (обр. 159) выявлена фаза гидрослюда $2M1 \gg 1M + \text{каолинит}$.

3. Зона бентонитизации: ректорит, монтмориллонит, кварц, каолинит, пирит; электронографическим исследованием (обр. 160) выявлена фаза гидрослюда $2M1 + \text{каолинит}$.

Калишпатизация происходила с привносом калия и выносом остальных петрогенных элементов; для альбититов характерен привнос натрия

на фоне общего выщелачивания; для эпидозитов — значительное преобладание привноса над выносом (см. табл. 6) и формирование в зонах переотложения титана, алюминия, железа, марганца, магния и извести выщелоченных в процессе кварц-полевошпатового метасоматоза трахитоидов. Формирование зон слюдизации и оглинения происходило при дефиците калия по сравнению с калишпатизацией в растворах аналогично процессам, происходящим на бентонитовых месторождениях.

С сиенитовыми интрузивными телами связана сульфидная минерализация, представленная пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовыми рудными зонами. Наиболее значительная из них известна в приконтактовом ореоле гидротермального изменения сиенитового тела урочища Корисбуда.

На бентонитовых месторождениях калишпатизация и альбитизация не проявляется за пределами трахитовых экструзий. Однако калишпат как в приконтактовой зоне, так и в калишпатизированных трахитах представлен моноклинной разновидностью (линия 2,99 Å) либо характеризуется малой (0,22) степенью триклинности с характерной линией 2,966 Å. На бентонитовых месторождениях не была обнаружена зона эпидозитов. Зона слюдизации околосиенитовых интрузий представлена политапами гидрослюда 2M1 и 1M, в незначительных количествах диагностируется каолинит. Последний встречается и в зоне слюдизации бентонитовых месторождений. Зона глинизации околосиенитовых ореолов редуцирована сравнительно с подзоной ректорита и зоной монтмориллонитизации на Цихисубанском и Ванискедском месторождениях. Здесь сосуществуют ректорит, гидрослюда 1M, монтмориллонит, каолинит и кварц. Преобладает ректорит и отсутствует подзона монтмориллонита чистой линии, характерная для бентонитовых залежей. В зоне слюдизации сиенитов отмечено аналогичное Цихисубанскому медно-полиметаллическое оруденение как по составу, так и по генезису, однако здесь отсутствует сульфатная минерализация.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Асканские бентонитовые залежи контролируются трахитовыми апофизами сиенит-монцонитовых субвулканических интрузивов. Возраст бентонитовых залежей, как и всего трахит-сиенит-монцонитового субвулканического комплекса, — конец среднего — начало верхнего эоцена (43—39 млн лет).

Приверженцы гидротермальной гипотезы придерживаются мнения о сингенетическом с вмещающими трахиандезитовыми туфами генезисе этих залежей. В отличие от этих авторов мы склоняемся к эпигенетическому происхождению основных бентонитовых залежей. Основопологающим аргументом сторонников сингенетической монтмориллонитизации [12] является утверждение, что бентонитизация не выходит за пределы трахиандезитовых пепловых туфов. Полимиктовые туфобрекчии и туфоконгломераты, по их данным, согласно перекрывающие бентонитовую залежь, образовались после ее формирования. Однако за последние годы в полимиктовых туфобрекчиях и туфоконгломератах были обнаружены бентонитовые залежи, а на восточном фланге Цихисубанского карьера — бентонитизированные полимиктовые туфоконгломераты со свежей или частично измененной галькой на фоне полностью бентонитизированного цемента, рассеянные трахитовыми апофизами.

Бентонитизация происходила в субаэральных условиях островов, образованных в результате триалетской орофазы, обусловленной замыканием Аджаро-Триалетского рифта в конце среднего эоцена. Сложная изометричная форма бентонитовых залежей, порой секущая, иногда псевдостратиформная, вероятно, объясняется гидрогеологическими условиями. Их формированию, по-видимому, способствовали грунтовые воды, подогретые и активизированные эманациями, исходящими от сиенит-трахитовых субвулканических тел — субгидротермы в понимании С. И. Набоко [7]. О субаэральном генезисе бентонитовых залежей сви-

детельствует и высокая фугитивность кислорода, определившая смену сульфидной минерализации на сульфатную (гипс, ярозит) в бентонитовых залежах.

Об обмелении моря и возникновении суши с конца среднего эоцена на месте Аджаро-Триалетского трога свидетельствует наличие полимиктовых туфопесчаников и туфоконгломератов, содержащих материал разных горизонтов среднеэоценовой толщи.

Бентонитизации были подвержены сингенетически цеолитизированные породы. Реликты цеолитовой минерализации в бентонитах отмечались и ранее [5, 12], что подтверждается также нашими данными. Кроме того, имеются примеры монтмориллонитизации анальцимового цемента полимиктовых туфоконгломератов, сингенетическое происхождение которого не вызывает сомнения.

Гурийская подсвита среднеэоценовой толщи подвержена сингенетической региональной цеолитизации и низкотемпературной пропилитизации [4]. В удалении от трахитовых экструзий и бентонитовых залежей вмещающие их породы (трахиандезитовые туфы и полимиктовые туфобрекчии и туфоконгломераты) не подвержены монтмориллонитизации. Все это свидетельствует о том, что крупные бентонитовые залежи являются эпигенетическими гидротермальными образованиями; цеолитизация в западной Аджаро-Триалетии сингенетична процессу отложения вулканокластики.

Нами расширены пределы метасоматической зональности на Асканских бентонитовых месторождениях, выявленной М. А. Ратеевым и Б. П. Градусовым [8], включением в нее высокотемпературной калишпатовой зоны, образованной по трахитовым экструзиям, и предложено более дробное расчленение зоны слюдизации с выделением в ней подзоны слабогидратированной слюды. Кроме того, выявлена рудная зональность в пределах месторождений, соответствующая метасоматической. С калишпатовой зоной связана пиритизация, с зоной слюдизации и монтмориллонитизации — пирит, халькопирит-галенит-сфалеритовая вкрапленность в зоне монтмориллонитизации, трансформирующаяся в сульфатную минерализацию (гипс, ярозит).

Мы не разделяем представление, изложенное в работе [5], о подразделении процесса на сингенетический (монтмориллонитизация) и эпигенетический (гидрослюдизация и сульфидное орудование), заключающегося в наложении гидрослюдизации и сульфидного орудования на бентонитовую залежь. Ему противоречат довольно часто встречаемые реликты трахиандезитовых туфов и трахитов в гидрослюдизированных породах, а также закономерный переход от зоны слюдизации в зону монтмориллонитизации с постепенным нарастанием монтмориллонитовых слоев в смешанослойном слюда-монтмориллонитовом образовании и их трансформацией в монтмориллонит чистой линии.

Вслед за М. А. Ратеевым и В. П. Градусовым [8, 9] взаимоотношения между слюдизацией и монтмориллонитизацией мы рассматриваем как зональность, обусловленную остыванием раствора, определяющим возрастающий дефицит калия от зоны калишпатизации к зоне монтмориллонитового преобразования.

Установлены единая направленность и характер гидротермального процесса и зональности в приконтактной зоне сиенитовых интрузий и их трахитовых апофизов, свидетельствующие о существовании единого магматического очага для сиенитовых интрузий и трахитовых экструзиев. Их родство подтверждается и аналогичным медно-свинцово-цинковым орудением. Одновременно были отмечены и существенные различия, проявившиеся в минеральном составе зональности и в редуцированной зоне оглинения сиенитовых тел, по сравнению с бентонитовыми залежами их трахитовых апофизов. Эти различия объясняются разными физико-химическими параметрами процесса в связи с различной глубиной залегания и тепловым запасом сиенитовых и трахитовых экструзий, обусловившим стабильные высокотемпературные условия в ореоле сиенитовых тел. Значительный масштаб бентонитизации в верх-

них структурных этажах, вероятно, обусловлен участием активизированных эманациями и подогретых эндогенным теплом грунтовых вод (суб-гидротерм) в гидротермальном процессе.

Литература

1. Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования впадины Черного моря//Геотектоника. 1977. № 1. С. 78—94.
2. Белянкин Д. С., Петров В. П. Новое по минералогии и петрографии Асканских глин//Тр. Ин-та геологии и минералогии АН СССР. 1951. С. 5—14.
3. Гугушвили В. И. Щелочные метасоматиты и гидротермальные аргиллиты Грузии//Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. С. 52—60.
4. Гугушвили В. И. Поствулканический процесс и формирование месторождений полезных ископаемых в древних островных дугах и интрадуговых рифтах (на примере Аджаро-Триалетской зоны Кавказа). Тбилиси: Мецниереба, 1980. 182 с.
5. Мачабели Г. А., Мерабишвили М. С., Квирикадзе Г. А. Генезис, геолого-экономическая и технологическая оценка месторождений бентонитов СССР. Тбилиси: Мецниереба, 1981. 305 с.
6. Мжавия З. П. Сульфидная минерализация в бентонитах Цихисубанского месторождения//Автоаннотации докладов КИМС. Тбилиси: Мецниереба, 1964. С. 39—40.
7. Набоко С. И. Изменение пород в зонах активного вулканизма//Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1958. Вып. 13. С. 27—41.
8. Ратеев М. А., Градусов В. П. Структурные фазы преобразования андезито-трахитовых туфов в зоне гидротермального сульфидного оруденения//Литология и полез. ископаемые. 1970. № 1. С. 51—70.
9. Ратеев М. А., Градусов В. П. Парагенетический ряд слоистых силикатов, связанный с преобразованием витрокластов в зоне гидротермального сульфидного оруденения//Докл. АН СССР. 1970. Т. 193. № 2. С. 429—432.
10. Роква М. А. К петрографии и минералогии гумбрина и бентонитовых глин//Тр. Груз. геол. управления. 1941. Вып. 5. С. 23—25.
11. Гвалчрелидзе А. А. Глины бентонитовые//Минеральные ресурсы Грузии. Тбилиси: Техника да шрома, 1933. С. 123—141.
12. Гвалчрелидзе А. А., Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. Петрография верхнеэоценовой щелочной вулканогенной толщи и связанные с ней проявления бентонитовых глин//Тр. Тбил. ун-та. 1959. Т. 72. С. 35—154.
13. Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 139 с.
14. Эдилашвили В. Я., Леквинадзе Р. И. О генезисе асканских бентонитовых глин//Тр. Ин-та геологии и минералогии АН СССР. 1951. С. 19—27.

Геологический институт АН СССР,
Тбилиси

Поступила в редакцию
20.VI.1985

УДК 552.52(571.9)

ТОНШТЕЙНЫ ИРКУТСКОГО БАСЕЙНА

АДМАКИН Л. А., ПОРТНОВ А. Г.

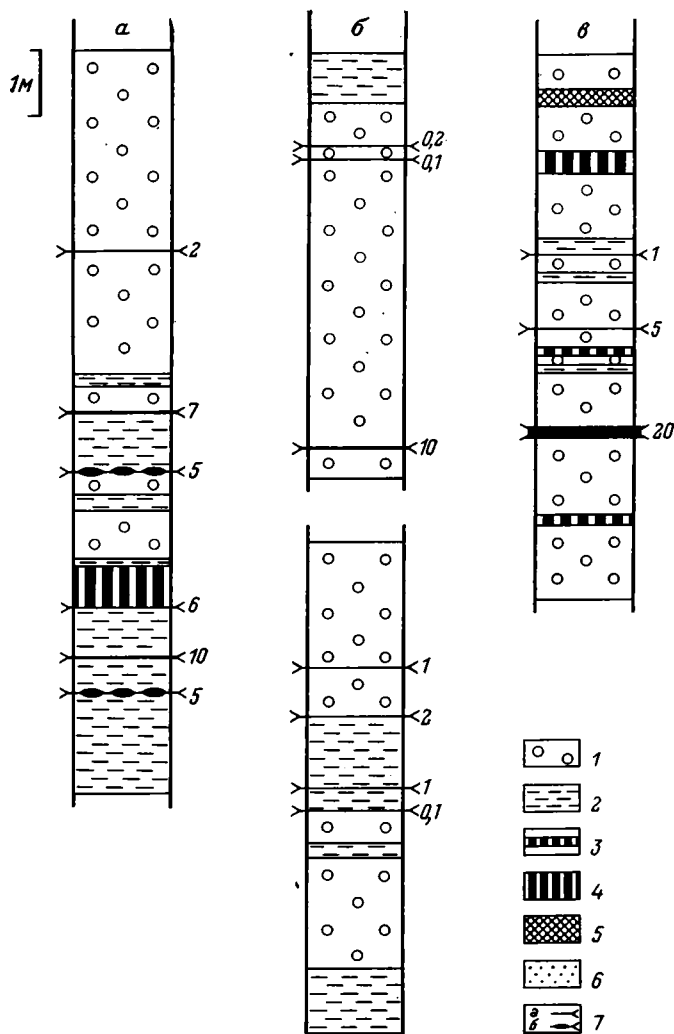
В угольных пластах Иркутского бассейна выявлены каолининовые и монтмориллонитовые тонштейны, представленные двумя типами: криптокристаллическим и крупчатым. Даны литологическое описание и идентификация глинистых минералов. Установлено, что источником глинистого материала каолининовых тонштейнов служили предъюрские каолининовые коры выветривания, а монтмориллонитовых — кора выветривания на сибирских траппах.

Несмотря на то что литология юрских континентальных отложений Иркутского бассейна изучена достаточно полно, сведения о распространении тонштейнов остаются крайне ограниченными. Они исчерпываются упоминанием С. С. Чекиным [17] прослоя мощностью 0,03 м в нижней части угольного пласта Черемховского месторождения. Однако состав этого прослоя не был изучен, и поэтому остается неясным, является ли он действительно тонштейном или представлен обычной полиминеральной глиной, присутствие которой в бассейне известно с прошлого века [16]. Таким образом, представления о составе и распространении тонштейнов в юрских отложениях Иркутского бассейна являются неопределенными, и может сложиться мнение, что эти ценные в литологическом отношении породы здесь отсутствуют или встречаются эпизодически. Вместе с тем, несмотря на различия в представлениях о генезисе тонштейнов [12], имеются все предпосылки для их обнаружения в отложениях этого бассейна.

Проведенные на Азейском и Черемховском месторождениях исследования выявили серии прослоев тонштейнов в угольных пластах, свидетельствующие о широком распространении этих интересных образований в Иркутском бассейне. Вместе с тем выяснилось, что тонштейны этих месторождений не однотипные, а представлены разными минеральными классами. В настоящей статье на основе полученных оригинальных данных рассмотрены литология, минеральный состав и распределение в угольных пластах прослоев тонштейнов и сделаны выводы о их генезисе.

Юрские отложения изученных месторождений обладают близостью литолого-фациального состава, что обусловлено приуроченностью к зоне платформенного крыла бассейна [1]. Однако угли этих месторождений различаются степенью метаморфизма (бурые Азейского и газовые Черемховского), хотя, как известно, отвечающий этому интервалу метаморфизма температурный диапазон (70—90°С) [10] не мог сказаться на устойчивости исходных глинистых минералов. Следовательно, парагенезисы глинистых минералов в изученных тонштейнах являются первичными или унаследованными образованиями [12].

Методика исследований. Специфика образования и состава тонштейнов требует тщательного их изучения не только при лабораторных исследованиях, но и в природных условиях. В карьерных обнажениях детально изучались морфология прослоев, их взаимоотношения с макротипами углей, текстуры глинистого материала, и визуально оценивалась степень однородности прослоев. Лабораторные исследования предусматривали обычный комплекс методов, применяемый при изучении глинистых пород. Идентификация глинистых минералов осуществлялась при стандартном рентгеновском исследовании фракции <0,001 мм в воздушно-сухом состоянии и при насыщении образцов глицерином, а также с помощью термического анализа. Химические анализы выполне-



Фиг. 1. Распределение прослоев каолиновых тонштейнов различных сечений (а, б, в) угольных пластов Азейского месторождения
1—2 — уголь (1 — однородный, массивный, 2 — штриховато-полосчатый); 3 — алевролит; 4 — углистый аргиллит; 5 — горизонт углисто-кремнистых линз; 6 — песчаник; 7 — прослои тонштейнов (а — выдержанной мощности, б — четковидные); цифры — мощность, см

ны рентгенофлуоресцентным методом и только FeO определен химическим путем.

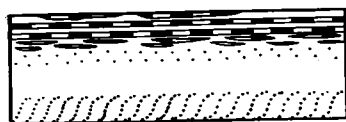
Литология и минеральный состав тонштейнов. Тонштейны изученных месторождений — специфические глинистые прослои, ассоциирующие с угольными пластами. Уже при визуальном изучении они обнаруживают различия в структуре, цвете и степени литификации глинистой массы, свидетельствующие о структурном и минеральном их разнообразии. По составу доминирующего глинистого минерала выделяются каолиновые и монтмориллонитовые тонштейны.

Обращает внимание, что на каждом из изученных месторождений встречаются прослои тонштейнов исключительно одинакового состава, отличающиеся только нюансами структуры.

Каолиновые тонштейны. Это самые распространенные в разных бассейнах прослои и поэтому наиболее изучены. Известные петрографо-типологические и генетические классификации [6, 18, 21, 23] были разработаны применительно к каолиновым тонштейнам.

В Иркутском бассейне каолиновые тонштейны впервые выявлены на Азейском месторождении, где они слагают до семи прослоев, локализованных в угольных пластах I и II (фиг. 1). По минеральному составу и структуре они весьма сходны с изученными тонштейнами других бассейнов [6, 24], но обладают вместе с тем некоторыми особенностями. В связи с тем, что результаты по этим тонштейнам получены впервые, ниже приводится подробная их характеристика.

Каолиновые тонштейны Азейского месторождения визуально легко распознаются по характерной светло-серой окраске со слабым буроватым оттенком. Несмотря на низкую степень метаморфизма углей (марка БЗ), эти тонштейны литифицированы, отличаются компактностью и не размокают в воде. Небольшие различия между ними относятся лишь к структуре каолиновой массы. В соответствии с разработанной систематикой [5, 21, 23] изученные каолиновые тонштейны подразделяются на две группы: зернистые и криптокристаллические.



Фиг. 2. Детали строения прослоя каолинового тонштейна 1 — тонкие полоски и линзочки угля; 2 — массивный тонштейн; 3 — мелкая косая (S-образная) слоистость

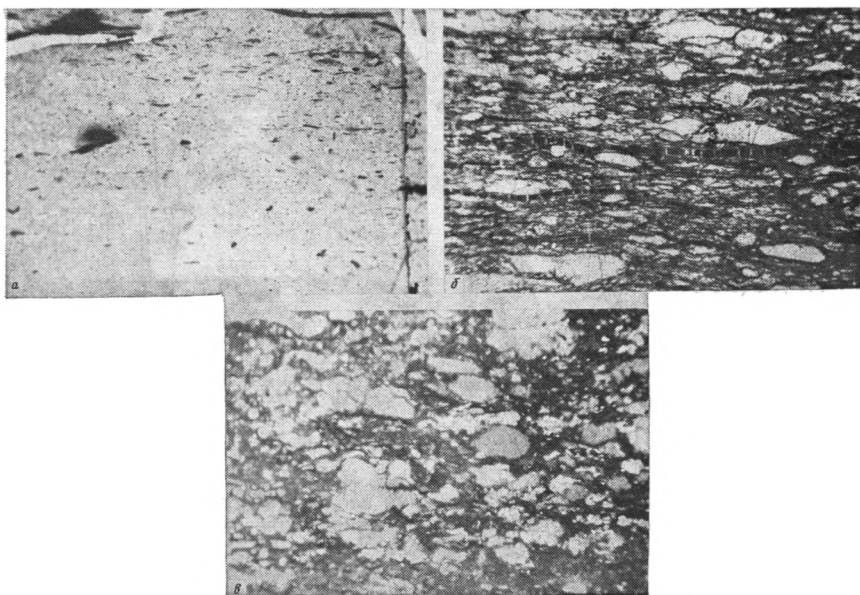
го материала, который в основании отдельных прослоев обуславливает типичную косую слоистость с мелкими S-образными слойками (фиг. 2). В верхней части прослоев нередко присутствуют тонкие полоски и штрихи сапропелевого угля. Отмечаются настоящие углисто-каолиновые прослои, в которых тонкая перемежаемость каолиновых и угольных полосок и штрихов обуславливает характерную штриховатую текстуру.

Криптокристаллические каолиновые тонштейны оптически изотропны или очень слабо реагируют на поляризованный свет (фиг. 3, а). Такие тонштейны А. Шюллер и К. Хёне [28] выделили под названием «плотных тонштейнов», получившим широкое распространение среди советских литологов. В последнее время П. В. Зарицкий [7] предложил именовать тонштейны со скрытокристаллической структурой каолиновой массы *криптокристаллическими*. Следует отметить, что совершенно однородные по составу криптокристаллические каолиновые тонштейны редки, но, как правило, содержат примесь угловатых зерен кварца, каолинизированных полевых шпатов и биотита. Размер последних не превышает 0,2 мм. Из минералов тяжелой фракции отмечены апатит, циркон.

Скрытокристаллическая каолиновая масса окрашена в слабый буроватый цвет, являющийся первичной окраской глинистой массы. Вблизи полосок угля наблюдается обесцвечивание последней — процесс, связанный с восстановлением оксидного железа в стадию диагенеза [14]. Показатель преломления изотропной массы составляет 1,550.

Группа зернистых тонштейнов представлена только одним типом — крупчатым каолиновым тонштейном, которым сложена большая часть прослоя и только в приконтактной части можно наблюдать постепенные переходы в криптокристаллические.

Крупчатые каолиновые тонштейны характеризуются тем, что каолинит представлен в них двумя формами. Первой, доминирующей формой являются гранулы варьирующих размеров, достигающих 0,8 мм. Они сложены исключительно однородными, тончайшими пластинками бесцветного с низкими цветами интерференции каолинита. Обращает внимание поразительно однообразный агрегатный характер микрочастиц каолинита разных гранул. Следует отметить, что такое же строение имеют каолиниты предъюрских остаточных кор выветривания, которые



Фиг. 3. Каолинитовые тонштейны

а — криптокристаллический; *б* — крупчатый с вытянутыми гранулами; *в* — крупчатый с неправильными и изометричными гранулами (алевропсаммитовая структура). Увел. 80, без анализатора

широко распространены в бассейне и залегают под юрскими отложениями [3, 17, 19]. Гранулы имеют вытянутую (см. фиг. 3, *б*), изометричную или неправильную (см. фиг. 3, *в*) форму и при скрещенных николях напоминают хлопья, обнаруживающие директивную ориентировку, совпадающую со слоистостью.

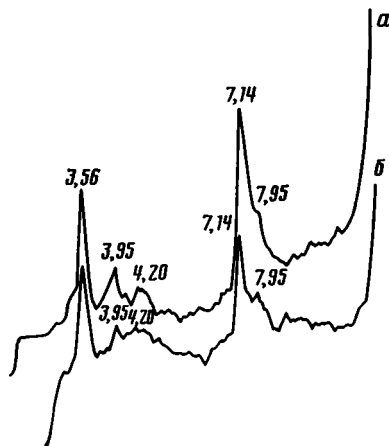
Распределение гранул придает этим тонштейнам типичную алевропсаммитовую (см. фиг. 3, *в*) структуру, которая уже в штучах визуально легко распознается.

Второй формой является скрытокристаллический каолинит, выполняющий роль цементирующей массы. Структура его идентична каолиниту криптокристаллических каолинитовых тонштейнов, а буроватая, почти изотропная масса служит матриксом для мелких рассеянных зерен кварца, чешуек иллита, минералов тяжелой фракции (апатит, циркон) и углистого материала. Примечательно, что указанные минералы находятся исключительно в массе скрытокристаллического каолинита и отсутствуют в каолините гранул. Присутствуют также единичные более крупные (до 1 мм) зерна каолинизированных полевых шпатов и удлиненных кристаллов каолинита (псевдоморфозы по слюде), однако настоящий кристалло-псевдоморфозный тип каолинитовых тонштейнов [23] не встречен.

Следует несколько слов сказать о минералах тяжелой фракции. Апатит присутствует преимущественно в виде осколков неправильной формы и только в единичных зернах наблюдаются короткопризматические формы. Циркон бесцветный, в короткостолбчатых зернах с плавно округленными вершинами пирамид. Отметим, что апатит и циркон — характерные компоненты терригенно-минералогической ассоциации отложений черемховской свиты [9], вмещающей угольные пласты.

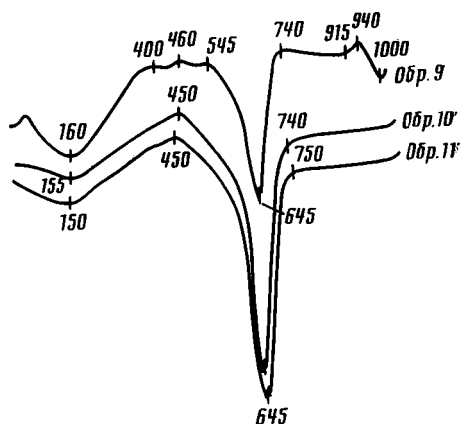
Итак, крупчатые каолинитовые тонштейны по структуре и характеру морфологии гранул могут быть отнесены к группе литокластических псаммитов, в которых гранулы представляют обломочный песчаный материал, а скрытокристаллическая масса каолинита — цемент.

Рентгеноструктурные исследования выявляют существенно каолинитовый состав глинистой фракции (фиг. 4). Резкие целочисленные базальные рефлексы 7,14 (001), 3,56 кХ (002) диагностируют каолинит,



Фиг. 4

Фиг. 4. Дифрактограмма глинистой фракции каолинового тонштейна (обр. 15)
а — природного; б — насыщенного глицерином



Фиг. 5

Фиг. 5. Кривые нагревания глинистой фракции каолиновых тонштейнов

а наличие слабых линий 4,38 (110) и 4,20 кХ (111) свидетельствует [13] о невысокой упорядоченности структуры этого минерала. Иллит идентифицируется по слабому рефлексу 10 кХ в насыщенном глицерином образце. На дифрактограммах по важнейшим стандартным рефлексам 7,95 и 3,95 кХ диагностируется гейландит, с присутствием которого связано относительно повышенное содержание в пробах СаО (таблица). Этот минерал обычно встречается в качестве продуктов девитрификации вулканических стекол и туфов, а также присутствует в андезитах и диабазах [4]. И хотя такой материал в составе тонштейнов не обнаружен, его участие среди исходного вещества тонштейнов не исключено.

Дифференциальные кривые нагревания обнаруживают типичные для каолинита термические эффекты (фиг. 5), а существование пологого эндотермического пика в низкотемпературной области служит подтверждением [8] невысокой упорядоченности его структуры.

Составы образцов каолиновых тонштейнов приведены в таблице. Цифровые данные показывают, что криптокристаллические и крупчатые каолиновые тонштейны идентичны по химическому составу, а по содержаниям SiO_2 и Al_2O_3 близки к составу каолинита [4].

Кремниевый модуль $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ весьма устойчив, и только в одном случае отмечена очень низкая (0,98) величина этого параметра, очевидно, связанная с присутствием гиббситита, хотя наличие этого минерала в составе предъюрских остаточных кор выветривания до сих пор не констатировано [2].

Монтмориллонитовые тонштейны. Представление о тонштейнах ассоциируется с субмономеральным каолиновым составом межугольных прослоев. И только в последнее время К. Бургер [24] наравне с последними выделил монтмориллонитовые и иллитовые тонштейны. Сравнительно с каолиновыми эти тонштейны распространены достаточно редко и поэтому менее изучены.

В Иркутском бассейне прослой монтмориллонитовых тонштейнов распространены на Черемховском месторождении, где локализованы в разных частях разреза угольного пласта Главного (фиг. 6). Зеленоватосерая глинистая масса имеет однородное строение и только в отдельных прослоях осложняется равномерной вкрапленностью белого каолинита. В отличие от каолиновых монтмориллонитовые тонштейны очень слабо литифицированы, хотя включающие их угли метаморфизованы в каменноугольной стадии. Любопытно, что глинистая масса ни в одном из прослоев не содержит примеси углистого материала и отличается

Химические составы образцов тонштейнов Иркутского бассейна, %

Компонент	Азейское месторождение					Черемховское месторождение		
	обр. 6	обр. 9	обр. 10	обр. 15	обр. 27	обр. 35	обр. 36	обр. 37
SiO ₂	43,31	32,29	46,18	44,96	44,42	50,13	53,75	53,78
Al ₂ O ₃	35,98	32,81	38,05	36,41	36,31	25,44	20,93	20,19
Fe ₂ O ₃ (общ.)	0,42	0,45	0,27	0,71	1,95	4,24	4,45	2,60
CaO	0,41	5,20	0,28	0,37	0,43	1,26	1,42	1,42
BaO	0,02	1,09	0,02	0,02	0,01	0,04	0,03	0,03
MgO	0,16	0,11	0,12	0,22	0,24	1,88	3,07	3,36
MnO	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
TiO ₂	0,12	0,22	0,15	0,08	0,07	0,17	0,16	0,10
K ₂ O	0,13	0,11	0,17	0,15	0,15	1,21	1,33	1,29
Na ₂ O	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3
P ₂ O ₅	0,03	7,38	0,03	0,06	0,02	0,01	0,02	0,01
П.п.п.	19,42	20,27	14,73	17,02	16,23	15,54	14,78	17,05
Сумма	100,01	99,98	100,01	100,00	100,00	99,94	99,96	99,83
FeO	0,18	0,68	0,11	0,18	0,18	1,15	1,33	0,68
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	1,20	0,98	1,19	1,40	1,10	1,95	2,31	2,40

массивным строением или очень неясно выраженной слоистостью. Контакты с углем резкие, тогда как у каолиновых тонштейнов характерны более постепенные переходы.

Отсутствие в серии рефлексов 001 интегральной последовательности свидетельствует о полиминеральном составе глинистой фракции. Доминирующим компонентом последней является монтмориллонит, к которому подмешиваются в небольшом количестве другие глинистые минералы, находящиеся с ним в механической смеси.

Монтмориллонит идентифицируется по резкому базальному рефлексу 13 и 14,2 кХ в воздушно-сухом состоянии, а при насыщении глицерином наблюдается сдвиг пика до стандартной величины 17,8 кХ. Из примесных минералов диагностируются каолинит по стандартной целочисленной серии рефлексов 7,14 (001) и 3,56 кХ (002) (фиг. 7, обр. 35), хлорит — 7,0 (002) и 3,50 кХ (004) (см. фиг. 7, обр. 37). В обоих образцах присутствует иллит, дающий слабо выраженный диффузионный рефлекс 10 кХ. Количественная оценка по интенсивности базальных рефлексов содержаний глинистых минералов дала следующие значения, %:

	Обр. 35	Обр. 37
Монтмориллонит	70	90
Каолинит	25	—
Хлорит	—	7
Иллит	5	3

Невысокие, но четкие рефлексы 7,95 и 3,95 кХ свидетельствуют о присутствии в незначительных количествах гейландита.

Таким образом, тонштейны Черемховского месторождения имеют более сложный минеральный состав глинистой фракции, причем разные прослои несколько отличаются друг от друга. Типичные каолиновые тонштейны здесь не установлены.

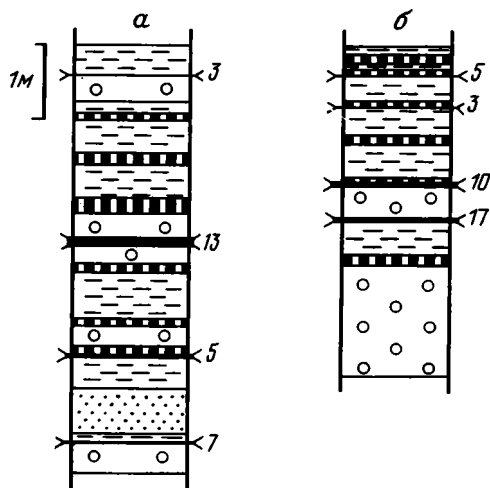
Термограммы выявляют характерные для монтмориллонита низкотемпературные эндотермические эффекты при 170°С (фиг. 8). Экзотермический пик при 530°С отвечает железистому хлориту, предположительно афросидериту, а эндотермический эффект при 630°С диагностирует каолинит.

Химические анализы (см. таблицу) выявляют поликомпонентный состав монтмориллонитовых тонштейнов и согласуются с полиминеральностью глинистой фракции. По соотношению петрогенных компонентов они отвечают монтмориллонитовым глинам и близки к таковым Трошковского месторождения [20]. Аналогичный состав имеют продукты мезозойской коры выветривания на сибирских траппах и вулканогенных породах [3]. Кремниевый модуль более высок (2,3—2,4) в монтморил-

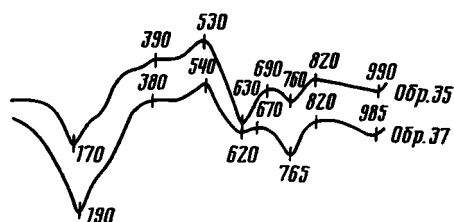
Фиг. 6. Распределение прослоев монтмориллонитовых тонштейнов в угольном пласте Главном Черемховском месторождении. Усл. обозн. на фиг. 1

Фиг. 7. Дифрактограммы глинистых фракций монтмориллонитовых тонштейнов *а* — природного; *б* — насыщенного глицерином

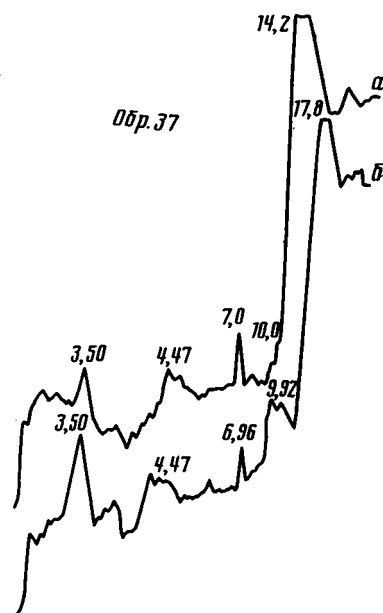
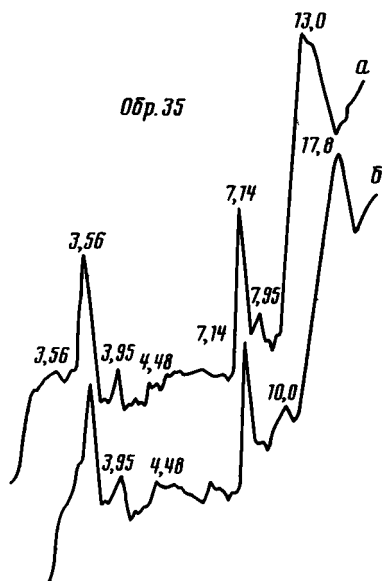
Фиг. 8. Кривые нагревания глинистой фракции монтмориллонитовых тонштейнов



Фиг. 6



Фиг. 8



Фиг. 7

лонитовых тонштейнах с примесью иллита и значительно понижается (1,95), когда в качестве примеси присутствует каолинит.

Вопрос об отнесении монтмориллонитовых прослоев Черемховского месторождения к тонштейнам остается не решенным. Придерживаясь принципа мономинеральности, справедливо называть тонштейнами субмономинеральные монтмориллонитовые прослои в угольном пласте Черемховского месторождения.

Завершая характеристику тонштейнов, следует упомянуть о морфологии, мощностях прослоев тонштейнов и их выдержанности. Наиболее разнообразны в этом отношении каолинитовые прослои Азейского месторождения. Выделяются три морфологические разновидности прослоев: устойчивой мощности, четковидные и прерывистые. Прослои устойчивой мощности весьма выдержаны на больших расстояниях, не зависящих от мощности. Один из таких прослоев прослежен на расстоянии вплоть до 2 км, с практически постоянными мощностью (равной 5 см)

и составом глинистой массы. Контакты с углем у этих прослоев очень резкие. Четковидные прослои характерны тем, что представлены чередованием раздувов и пережимов, которые иногда переходят в тонкие проводники или выклиниваются на некотором интервале. Эти прослои менее выдержаны по простирацию, однако состав их относительно устойчив, хотя и имеет заметную примесь углистого материала. Мощность в раздувах достигает 7, а в пережимах — 2 см.

Наиболее сложны прерывистые прослои, отличающиеся крайней невыдержанностью. В этих прослоях каолиновый материал сконцентрирован в тонких полосках, которые перемежаются с такими же тонкими полосками или штрихами угля. По простирацию каолиновые полоски выклиниваются, причем при таком совместном выклинивании прослой прерывается, и на его продолжении в угле обнаруживается лишь мелкая вкрапленность каолинита. Контакты этих прослоев нечеткие, мощность до 3 см.

Среди каолиновых прослоев преобладают маломощные (до 3 см), менее часты прослои мощностью 5—10 см и встречен только один прослой мощностью до 20 см. Каолиновые прослои более или менее выдержаны по простирацию угольных пластов, однако более изменчивы и очень трудно коррелируемы по падению (см. фиг. 1).

Монтмориллонитовые прослои более мощные, выдержаны по простирацию и не содержат примеси угольного материала.

Источники исходного материала. О происхождении исходного материала тонштейнов существуют разные мнения. Находят подтверждение две альтернативные концепции, которые рассматривают тонштейны как производные вулканических пород или осадочных образований. Ж. Милло [12] дал оценку достоинств и недостатков существующих взглядов и высказал предположение, что тонштейны могут иметь различное происхождение. Такого же мнения придерживается К. Бургер с соавторами [22], считая оправданным как одно, так и другое толкование их генезиса.

При выяснении характера исходного материала тонштейнов решающими являются минералого-петрографические критерии, хотя в ряде случаев они также оказываются мало эффективными вследствие полной утраты «руководящих» структур. Поэтому во многих случаях о природе исходного материала высказываются в большей или меньшей мере вероятные суждения, основанные на интуитивных догадках, хотя имеется обширная литература, в которой достоверно доказаны источники исходного материала изученных тонштейнов.

Каолиновые и монтмориллонитовые тонштейны изученных месторождений выгодно отличаются тем, что наравне с «безлихими» получили развитие прослои, глинистая масса которых или обнаруживает реликтовые структуры, или характеризуется специфическим химизмом, указывающим на вполне определенный источник глинистого материала.

Наиболее информативны в генетическом отношении крупчатые каолиновые тонштейны. Неоднородная глинистая масса представлена в них ассоциацией скрытокристаллического каолинита и каолиновых гранул и обнаруживает характерную алевропсаммитовую структуру. Наблюдения над морфологией гранул и их взаимоотношениями с субколлоидальной каолиновой массой цемента показывают, что крупчатые каолиновые тонштейны являются терригенными образованиями, а сами каолиновые гранулы — кластогенным материалом. Как известно, многие флинтклеи имеют подобное грубозернистое строение и классифицируются как глинистые арениты [27]. В отличие от скрытокристаллического каолинита в цементе каолинит гранул обнаруживает окристаллизованность, причем в разных гранулах такая структура сохраняется исключительно однообразной, свидетельствующей об однородном источнике.

Значительная крупность гранул и различный структурный характер каолинов предостерегает от заманчивого предположения о флоккулярной природе гранул, хотя флоккуляционный механизм осаждения

каолинита известен [25]. С этой точки зрения трудно объяснить столь идеальную дифференциацию материала, в результате которой неглинистые минералы (кварц, полевые шпаты, апатит, биотит, циркон) оказываются включенными в субколлоидальную каолинитовую массу, но совершенно отсутствуют в составе каолинитовых гранул. Разная цветовая окраска каолинита гранул и цемента, а также нахождение примесных минералов только в составе цемента доказывают, что каолинит поступал в бассейн седиментации в состоянии разной степени диспергированности. Если принять, что пигментация каолинита цемента первична и приобретена при транспортировке и осаждении, что наиболее вероятно, то неокрашенный каолинит гранул характеризует непосредственно исходные породы. В свете этих данных можно заключить, что материал поступал в прослой уже в виде каолинита, т. е. последний является таким образом унаследованным. Следовательно, источником материала тонштейнов служили каолинитовые породы, а их характер идентифицируется по структуре каолинита гранул. Последняя, как было отмечено выше, очень однородна и не отличается от структуры каолинитов предъюрской коры выветривания, широко распространенных в пределах бассейна [3, 17]. Таким образом, крупчатые каолинитовые тонштейны Азейского месторождения являются терригенными образованиями, глинистый материал которых черпался из эродируемой каолинитовой коры выветривания. Итак, имеющиеся в нашем распоряжении геологические и минералого-петрографические данные свидетельствуют в пользу традиционной гипотезы, высказанной впервые П. Прюво [12], о том, что тонштейны формировались за счет каолинита, поступавшего в бассейн угленакпления из областей питания. П. В. Зарицкий [5] доказывал аналогичное происхождение тонштейнов Донецкого бассейна.

Криптокристаллические каолинитовые тонштейны характеризуются изотропной или очень слабо поляризующей глинистой массой, которая совершенно не обнаруживает реликтовых структур. Поэтому разгадка природы исходного материала этих тонштейнов подчас очень затруднена, и только ассоциация их с крупчатыми каолинитовыми тонштейнами, а также одинаковая ассоциация примесных минералов, указывает на единый источник — остаточную каолинитовую кору выветривания. Криптокристаллический каолинит является, таким образом, унаследованным, но в отличие от каолинитовых гранул представляет собой тонко диспергированный глинистый материал размываемой остаточной коры выветривания.

Авторы отдают себе отчет в том, что формирование субмономинальных каолинитовых прослоев за счет механического поступления каолинита воспринимается с определенным сомнением, так как требует специфических обосновок. Последние предполагались В. Д. Келлером [26], который считал флинтклен индикаторами потенциальных осадочных фаций, аккумулирующих каолинит. Кратковременное развитие таких фаций, по-видимому, не является исключительным, особенно в периоды интенсивного заторфовывания; формирование «осадочных» каолинитовых тонштейнов в этих условиях связано, очевидно, лишь с масштабами развития коры выветривания в области питания.

Монтмориллонитовые тонштейны сложены однородной или с крупинками каолинита тонкопелитоморфной глинистой массой, о природе исходного материала которой можно судить лишь на основании химического состава. Сравнение содержаний основных петрогенных окислов монтмориллонитовых тонштейнов с составами продуктов предъюрских остаточных кор выветривания выявляет весьма важную и интересную особенность: химизм этих тонштейнов очень близок к составу продуктов коры выветривания на траппах. Если принять во внимание, что монтмориллонитовые тонштейны являются переотложенными продуктами этих остаточных кор выветривания, то очевидным станет факт невысоких содержаний в пробах TiO_2 , которые тем не менее более высоки, чем в каолинитовых тонштейнах. Исходя из этих соображений мы полагаем, что монтмориллонитовые тонштейны также являются терригенными об-

разованиями, источником глинистого материала которых служила размываемая остаточная кора выветривания на сибирских траппах. Эта специфика источника объясняет необычный для континентальных отложений субмономинеральный монтмориллонитовый состав межугольных прослоев, так как первичная стадия монтмориллонитизации требует удерживания Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} , Na^{+} , что возможно при семиаридном климате и неэффективном выщелачивании, а также при наличии силикатов, высоко восприимчивых к гидролизу и характеризующихся специфической поверхностью, например вулканических пеплов [26].

Согласно Ч. Е. Уиверу [15], считающему глинистые минералы первичнообломочными, отражающими состав исходного материала, монтмориллонит может встречаться в качестве единственного присутствующего глинистого минерала в осадках, отложенных в любых условиях. При этом эффективным механизмом сегрегации комплексов глинистых минералов он считает механическую сортировку.

Таким образом, разные минеральные группы тонштейнов изученных месторождений Иркутского бассейна являются продуктами переотложения соответствующих кор выветривания. Это, однако, не исключает присутствия в бассейне тонштейнов, образовавшихся за счет выщелачивания вулканогенного материала в кислых болотах, тем более что пепловый материал риолитового состава обнаружен в последнее время в юрских отложениях Прииркутской впадины [11]. Что касается агентов переноса глинистого материала, то можно предполагать, что транспортировка механической взвеси каолининовых гранул и суспензии субколлоидального каолинита осуществлялась вялыми потоками, о чем свидетельствуют тесная связь прослоев тонштейнов с пачками полосчатых углей и выявленная в отдельных прослоях мелкая косая слоистость глинистой массы.

Литература

1. Анкудимова Л. А., Кабанова Г. М., Одинцова М. М., Шурыгин Б. Л. Стратиграфическая схема юры Иркутского угленосного бассейна//Органический мир Восточной Сибири в фанерозое. Новосибирск: Наука, 1982. С. 30—43.
2. Бессолицын Е. П. Древние коры выветривания Иркутской области//Кора выветривания. Вып. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 315—325.
3. Бессолицын Е. П., Файнштейн Г. Х. Некоторые данные о корях выветривания юга Сибирской платформы в границах Иркутской области//Кора выветривания. Вып. 6. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 226—230.
4. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3, 4. М.: Мир, 1966. 318 с., 482 с.
5. Зарицкий П. В. Так называемые тонштейны в угольных пластах Донбасса и их генезис//Докл. АН СССР. 1967. Т. 177. № 2. С. 666—669.
6. Зарицкий П. В. Межугольные каолининовые прослои («тонштейны») Донбасса//Зап. ВМО. 1970. Ч. 99. Вып. 5. С. 619—625.
7. Зарицкий П. В. К вопросу о породообразующем минерале межугольных прослоев (тонштейнов) Донецкого бассейна//Докл. АН СССР. 1981. Т. 256. № 2. С. 443—445.
8. Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розина Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 400 с.
9. Копорулин В. И. Вещественный состав, фации и условия формирования угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна. М.: Наука, 1972. 174 с.
10. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Наука, 1972. 174 с.
11. Мешалкин С. М., Кизияров Г. П., Лосева Л. П. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Прииркутской впадины//Геология и геофизика. 1983. № 3. С. 150.
12. Милло Ж. Геология глини. Л.: Недра, 1968. 360 с.
13. Рентгеновские методы определения минералов глин/Под ред. Франк-Каменецкого В. А. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 402 с.
14. Страхов Н. М. К познанию диагенеза//Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. гос. ун-та, 1966. С. 7—26.
15. Уивер Ч. Е. Петрология глинистых отложений//Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 403—457.
16. Чекановский А. Л. Геологические исследования в Иркутской губернии//Изв. Рос. геогр. о-ва, СПб. 1869. т. V.
17. Чекин С. С. Нижнемезозойская кора выветривания Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1973. 155 с.
18. Штах Э., Маковски М.-Т., Тейхмюллер М. и др. Петрология углей. М.: Мир, 1978. 554 с.
19. Щербаков В. Н. О генезисе сухарных глин Иркутского бассейна//Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР. 1958. Вып. 14. С. 129—135.

20. Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы/Под ред. Однцова М. М. М.: Наука, 1967. 320 с.
21. *Burger K., Eckhard F.-J., Stadler G.* Zur Nomenklatur und Verbreitung der Kaolin-Kohlentonsteine in Ruhrkarbon//Forschr. Geol. Rheinld. u. Westfl. 1962. № 2. S. 525—540.
22. *Burger K., Stadler G., Wolf M.* Kaolin-Kohlentonsteine//Die Karbonablagerung in der Bundesrepublik Deutschland. Krefeld: Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 1971. S. 125—128.
23. *Burger K.* Vorkommen und stratigrafische Verteilung der Kaolin-Kohlentonsteine in den Kohlenrevieren der Erde//Угленосные формации//Тр. 8-й МК по стратиграфии и геологии карбона. М.: Наука, 1979. Т. 5. С. 21—31.
24. *Burger K.* Kohlentonsteine als Zeitmarken, ihre Verbreitung und ihre Bedeutung für die Exploration und Exploration von Kohlenlagerstätten//Z. Dtsch. geol. Ges. 1982. B. 133. № 2. S. 246—250.
25. *Kuenen Ph. H.* Settling convection and grain-size analysis//J. Sediment. Petrol. 1968. V. 38. № 3. P. 717—831.
26. *Keller W. D.* Environmental aspects of clay minerals//J. Sediment. Petrol. 1970. V. 40. № 3. P. 788—813.
27. *Loughnan F. C.* Flint clay in the coal-barren triassic of the Sydney Basin, Australia//J. Sediment. Petrol. 1970. V. 40. № 3. P. 822—828.
28. *Schüller A., Hoehne K.* Petrographie, Chemismus und Fazies der Tonsteine des Saargebietes. Teil I//Geologie. 1956. № 5. S. 695—755.

ВНИГРИУголь,
Ростов-на-Дону

Поступила в редакцию
18.VI.1985.

УДК 552.5 : 551.762(571.1)

**ЛИТОЛОГИЯ, ФАЦИИ И НЕФТЕНОСНОСТЬ
КЕЛЛОВЕЙ-КИМЕРИДЖСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
САЛЫМСКОГО РАЙОНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

БЕЛКИН В. И.

В статье подробно рассмотрена литология коллекторов и вмещающих пород, намечены поисковые критерии, изложена концепция генезиса залежей нефти.

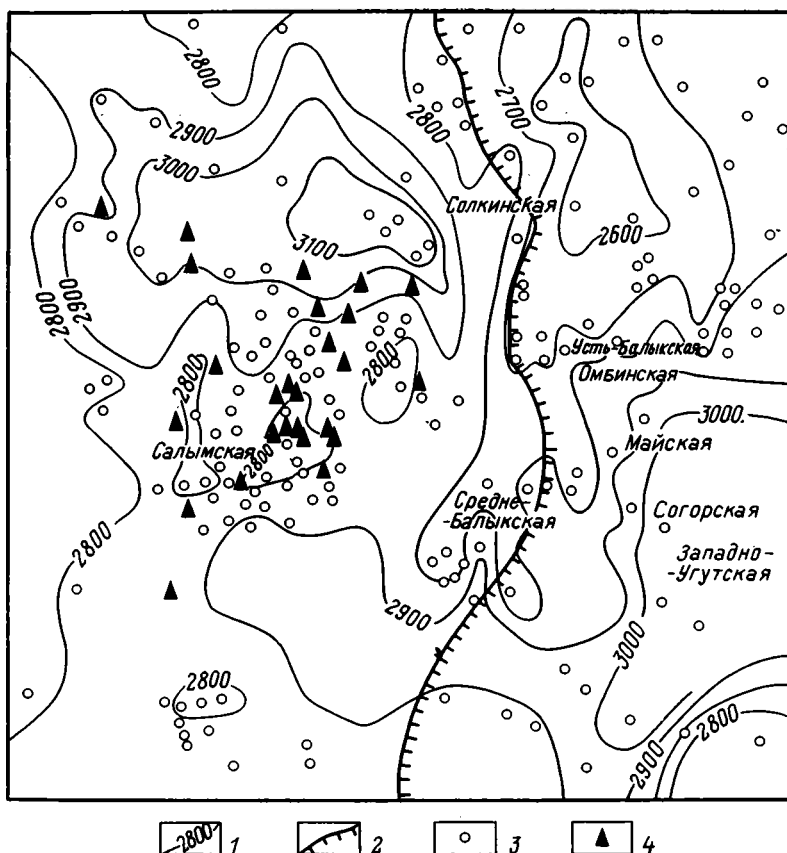
До недавнего времени келловей-кимериджские отложения в Салымском районе и на прилегающих землях западной части Среднего Приобья считались бесперспективными на нефть. Как известно [12], толща этого возраста имеет существенно глинистый состав. Песчаные фации того же возраста, к которым приурочен нефтеносный пласт Ю₁, выклиниваются значительно восточнее и юго-восточнее Салымского района (фиг. 1).

По данным промыслово-геофизических исследований, а отчасти и по керну, было известно о наличии в рассматриваемой толще карбонатных линз или пропластков. Однако эти тела трактовались рядом специалистов как горизонты септариевых конкреций, по самой своей природе не обладающих системой сообщающихся между собой пустот. Следовательно, они не могут являться коллекторами. Таким образом, описываемые отложения истолковывались в целом в качестве региональной покрывки. Более того, в ряде работ с наличием и качеством этой покрывки связывали промышленную нефтеносность баженовской свиты [6—11]. В этих работах было высказано предположение, что только экранирование непроницаемыми разностями абалакской (cl—ox) и георгиевской (кп) свит предупреждает рассеивание УВ из нефтематеринской баженовской свиты, обуславливая тем самым промышленную нефтеносность последней.

В опубликованных в последние годы работах [1—4] было впервые показано, что к верхней части абалакской свиты приурочен проводящий слой, получивший в рамках общего стратиграфического расчленения баженовской свиты и ее экзоконтактов временный индекс КС-1 (фактическое выделение КС-1 осуществлено автором в 1981 г. по керну скв. 153р и 135р и промыслово-геофизическим данным). Было также показано, что именно к этому слою приурочена значительная часть притоков нефти, ранее приписывавшихся баженовской свите. Было установлено практически повсеместное присутствие КС-1 в разрезе месторождения Большой Салым. Независимые исследования, проведенные в Сибирском НИИ нефтяной промышленности (В. И. Белкин, Е. П. Ефремов, Н. Д. Каптелинин) и тресте «Юганскнефтегеофизика» (А. Н. Завьялец, Б. Н. Зубарев, В. П. Толстолыткин), привели к одинаковому выводу, что КС-1 является нефтеотдающим на 40% площади месторождения.

Постепенно накапливающийся материал, подтверждающий промышленную нефтеносность подстилающих баженовскую свиту верхнеюрских отложений, на первых порах не был достаточен для однозначной их трактовки и решения вопросов литологии и генезиса коллектора.

По этой причине приведенные данные встретили ожесточенную критику со стороны ряда специалистов, поскольку признание роли рассматриваемых слоев в общей нефтеносности верхней юры Салымского района с неизбежностью ведет к пересмотру ранее господствовавшей модели баженовского резервуара нефти. Этими исследователями отрица-



Фиг. 1. Структурная карта Салымского района и прилегающей части Сургутского свода по кровле продуктивного слоя КС-1 (Г₁)
 1 — изогипсы кровли КС-1; 2 — западная граница распространения песчаных фаций васюганского горизонта (граница распространения васюганской и абалакской свит); 3 — скважины, вскрывшие рассматриваемый в статье интервал разреза; 4 — скважины, давшие промышленные притоки нефти из вторичных коллекторов келловей-кимериджского возраста. На карте приведены названия разведочных площадей

лась самая возможность существования значительной эффективной емкости в глинистых толщах J₃, подстилающих баженовскую свиту.

Другие исследователи рассматривали КС-1 в качестве канала миграции нефти из вышележащей баженовской свиты, не имеющего собственной емкости.

Указанные разногласия привели к необходимости тщательной проверки данных о нефтеносности подстилающих баженовскую свиту верхнеюрских отложений рассматриваемого района. Такая проверка была предусмотрена решением коллегии Миннефтепрома СССР в феврале 1983 г.

К настоящему времени получены первые результаты такой проверки. На Салымском месторождении пробурена скв. 554, вскрывшая с полным отбором керна баженовскую свиту и на большую часть толщины (15 м) подстилающие келловей-кимериджские отложения. Вынос керна оказался вполне удовлетворительным (87,5%). Верхнеюрский интервал разреза скважины был подвергнут дифференцированному гидродинамическому опробованию: с помощью пластоиспытателя по мере вскрытия отдельно опробовались два интервала баженовской свиты и интервал подстилающих отложений. Тот же интервал разреза изучен расширенным комплексом геофизического исследования скважин (ГИС), включая методы геофизического контроля за разработкой (механическая расходометрия, термометрия, термокондуктивный метод, плотнометрия, влагометрия).

В результате исследований по керну верхнеюрских пород, подстилающих баженовскую свиту, в разрезе скв. 554 определено пять нефтенасыщенных интервалов (глубины: 2750—2751,1; 2752,8—2754; 2755,6—2756,5; 2760,8—2761,0; 2762,3—2762,6 м), из которых три верхних полностью идентифицированы с данными скважинных исследований, включая контроль за разработкой. Нижние продуктивные слои, обладающие меньшей нефтенасыщенной емкостью, встреченные непосредственно в призабойной части скважины, при ГИС, должным образом не проявились. По данным механической расходомерии, суммарный приток нефти из вышеописанных продуктивных интервалов абалакской свиты составил 218 м³/сут. Общий начальный дебит скв. 554 на 10-миллиметровом штуцере составил 350 м³/сут, причем вклад собственно баженовской свиты в этот приток оценивается максимум первыми десятками кубических метров в сутки. Материалы, полученные по скв. 554, впервые представляют полностью документированный и заверенный факт наличия мощных притоков нефти из подстилающих баженовскую свиту продуктивных слоев (включая КС-1), причем полученный и согласованный одновременно многими методами: геологическими, геофизическими и гидродинамическими. Сочетание полученных результатов по скв. 554 наиболее полное. Однако и по ряду других скважин, притом наиболее продуктивных из числа пробуренных Салымским УБР «Главтюменнефтегаза» (скв. 122, 123, 128, 135, 552, 559, 560, 565) в 1982—1983 гг., доказана по данным ГИС и притокометрии приуроченность основных притоков нефти к продуктивным слоям верхней части келловей-кимериджского стратиграфического горизонта. По заключению Л. З. Позина (МИНХиГП), осуществлявшего методическое руководство работами по комплексу притокометрических исследований на участке опытно-промышленной эксплуатации Салымского месторождения в высокодебитных скважинах, как правило, вскрыта пачка КС (имеются в виду подстилающие баженовскую свиту верхнеюрские слои), и в этих случаях основной приток (до 95%) имеет место именно из нее (скв. 123, 559, 554 и др.).

Таким образом, прежние возражения против высокой перспективности «подбаженовской» части верхней юры можно считать несостоятельными. Наличие продуктивных слоев в этой толще не может быть более объявлено ошибкой или чьей-то преднамеренной подтасовкой фактов. Фактически речь идет об открытии на Салымском месторождении пропущенного ранее при разведке, нефтедобывающего объекта. Однако против такой, вполне очевидной, на взгляд автора, постановки вопроса, выдвигаются следующие возражения: делается попытка включить, по крайней мере верхние из продуктивных слоев келловей-кимериджской толщи, в состав баженовской свиты, т. е. произвольно изменить положение границы между кимериджским и волжским ярусами в Салымском районе; истолковать вновь открытые продуктивные слои как непосредственное продолжение на запад известных на соседних площадях Сургутского свода песчаных слоев васюганской свиты келловей-оксфордского возраста, индексируемых как пласт Ю₁.

Первое из этих возражений опровергается весьма легко. Как уже указывалось [1, 3, 4], нижняя граница баженовской свиты является повсеместно весьма четкой. Выше этой границы залегают черные битуминозные и гидрофобные аргиллиты и мергели с редкими тонкими прослоями известняков, ниже — светло-зеленовато-серые водонасыщенные глины. Зеленоватый цвет обусловлен массовым присутствием глауконита, не встречающегося в баженовской свите, но чрезвычайно характерного для георгиевской свиты кимериджа [12]. Все указанные литологические признаки и были задокументированы автором в разрезах скв. 135р, 153р, 120-бис и 554. В керне скв. 554, непосредственно ниже описываемого контакта, автором была найдена, а А. И. Лебедевым (ЗапСибНИГНИ) определена, фауна *Meleagrinnella* cf. *subovalis* Мур, не поднимающаяся выше кимериджа.

Наконец, промыслово-геофизическая характеристика контакта является также вполне четкой благодаря резкому изменению электрического сопротивления стыкующихся здесь гидрофобных и гидрофильных пород. Особенно контрастной является кривая индуктивного метода.

Таким образом, попытки «втасить» в баженовскую свиту верхи нижележащей толщи заведомо ничем не обоснованы.

Второе возражение против выделения в верхнеюрских отложениях рассматриваемого района нового нефтедобывающего объекта не совсем правомерно, потому что пласт Ю₁, с которым некоторые исследователи пытались сопоставить КС-1 и другие нефтеносные пропластки «подбаженовских» верхнеюрских отложений Салымского района, представлен гранулярными (песчаными) коллекторами, а их возрастные аналоги — весьма своеобразными глинисто-кремнисто-карбонатными разностями, т. е. принадлежат к совершенно различным фациям.

Для того чтобы проверить стратиграфическую сопоставимость КС-1 и других келловей-кимериджских продуктивных слоев Салымского района с пластом Ю₁, автором было проведено детальное сопоставление салымского разреза с разрезами верхней юры Усть-Балыкского, Среднебалыкского, Майского, Солкинского, Согорского, Омбинского, Западно-Угутского месторождений Сургутского свода. В результате этой работы выяснилось, что верхняя часть «подбаженовского» разреза Салымского района, общей толщиной до 4—6 м, вполне однозначно сопоставляется как по литологическим, так и по промыслово-геофизическим данным с георгиевской свитой Сургутского свода. Вследствие этого предлагается выделить георгиевскую свиту в верхней части келловей-кимериджских отложений Салымского района. Верхняя граница георгиевской свиты проводится здесь по подошве битуминозных пород баженовской свиты, нижняя — по кровле третьего сверху продуктивного слоя подстилающих баженовскую свиту верхнеюрских пород.

Возраст георгиевской свиты определяется как кимериджский, возможно, в соединении с самой верхней частью оксфорда. В скв. 554 всего в 2 м ниже подошвы георгиевской свиты, А. И. Лебедевым определена фауна зоны *Cardioceras cordatum*, в том числе остатки аммонитов *Cardioceras* sp. Таким образом, из объема абалакской свиты, которая, как принималось до сих пор, охватывает весь интервал «подбаженовских» верхнеюрских отложений в Салымском районе, выделяется кимеридж-верхнеоксфордская георгиевская свита. Литологически георгиевская свита отличается от абалакской более светлыми тонами окраски («осветленностью»), пятнистостью, более густой сетью трещин, сопровождающихся диагенетическими поверхностями скольжения. В более восточных районах Широного Приобья георгиевская свита того же, что и на Салыме, литологического облика выделена и противопоставлена подстилающей васюганской свите как глинистая толща песчаной (хотя на самом деле васюганская свита уже на Сургутском своде преимущественно глинистая, лишь с подчиненными песчаными слоями). Следовательно, при равном объеме абалакской и васюганской свит они могут быть без труда сопоставлены между собой. Но пласт Ю₁ и его дериваты принадлежат васюганской свите, а продуктивные слои КС-1 и следующий нижележащий (с условным индексом XIV, по В. П. Толстолыткину) — к георгиевской. Таким образом, КС-1 не может быть сопоставлен с Ю₁, не только литологически, но и стратиграфически.

С пластом Ю₁ можно сопоставить по возрасту лишь самые нижние из перечисленных выше продуктивных слоев верхнеюрского разреза Салымского района, нефтеносность и выдержанность которых на площади пока почти неизвестны.

В противоположность этому продуктивные (потенциально) слои георгиевской свиты прослеживаются повсеместно, причем не только в Салымском районе, но и далеко за его пределами, по крайней мере на большей части Сургутского свода и Ханты-Мансийской впадины.

Полученные материалы позволяют со значительно большей полнотой, чем это было возможно до сих пор, ознакомиться со строением, составом

и генезисом продуктивных слоев георгиевской и абалакской свит Салымского района. Рассмотрение этой стороны вопроса и представляет основную задачу настоящей статьи. Подробное изложение геофизических исследований, подтвердивших наличие продуктивных слоев абалакской свиты, несомненно должно явиться темой отдельной публикации специалистов-геофизиков.

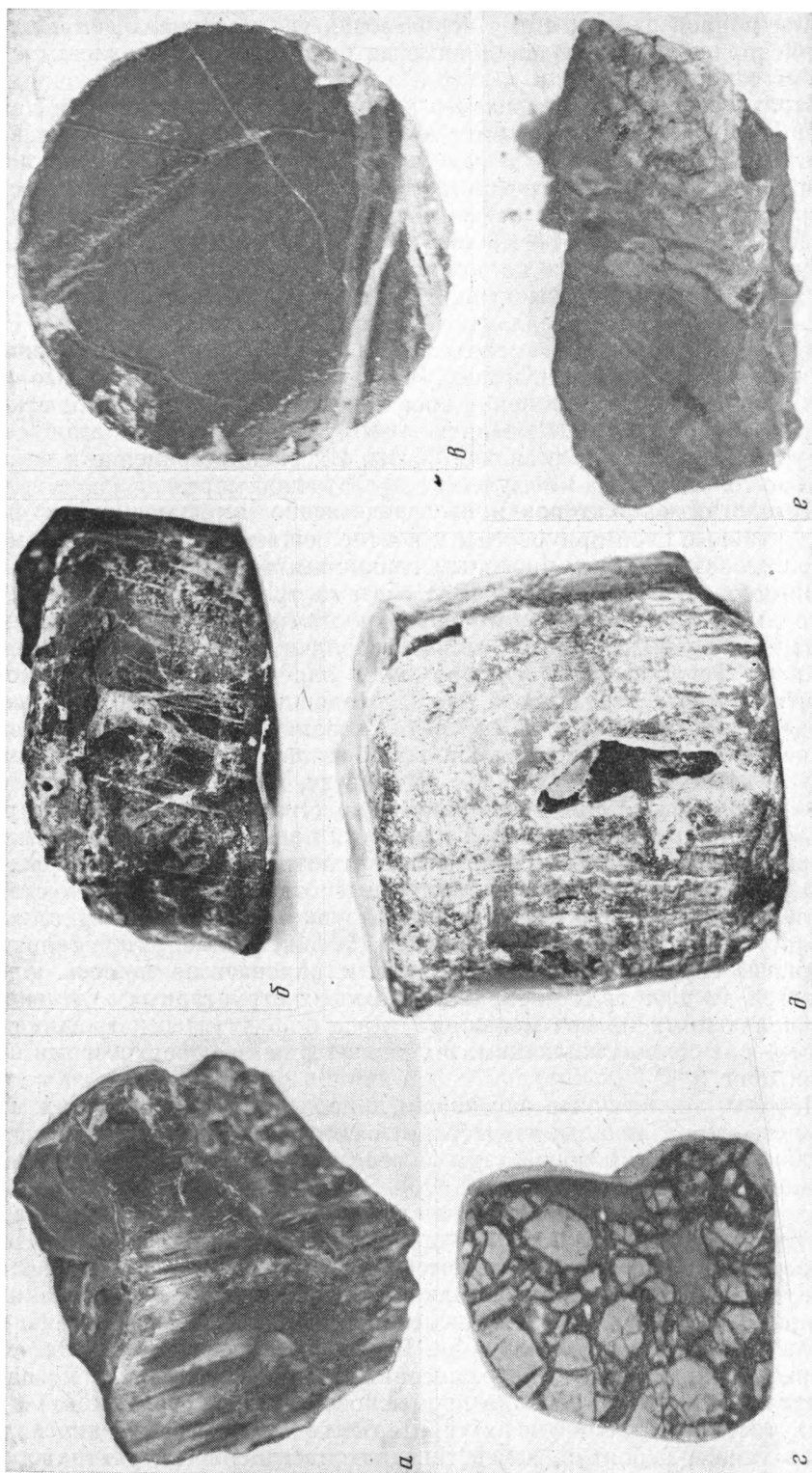
Для данной работы автор использовал все материалы, имевшиеся в его распоряжении, включая данные по разведочным скважинам «Главтюменьгеологии».

Стратиграфия. По имеющимся к моменту написания статьи данным выяснено, что нефтеотдающими являются интервалы георгиевской и абалакской свит, представленные трещиноватыми и сильнокавернозными породами толщиной от первых десятков сантиметров до 2—3 м. Эти интервалы отделены друг от друга выдержанными слоями непроницаемых пород толщиной от 1—1,5 до 4—5 м.

Индексация основана на принятой в Западной Сибири традиции, инициаторами которой выступили представители ЗапСибНИГНИ [16]. В георгиевской свите предлагаются окончательные индексы G_1 и G_2 для продуктивных слоев с временными индексами КС-1 и XIV. Первый из них выделен и прослежен нами [1—4], второй выделен впервые также нами, но прослежен и временно проиндексирован В. П. Толстолыткиным и его сотрудниками [19]. Индексы $A_{б1}$, $A_{б2}$ и $A_{б3}$ предлагаются для продуктивных слоев абалакской свиты. Их распространение и изменчивость по толщине пока не изучены в достаточной мере.

Литология коллекторов и непосредственно вмещающих их пород. Продуктивные слои приурочены к повторяющимся в разрезе перемятым и трещиноватым небитуминозным глинистым породам, интервалы которых выдержаны на площади. Вся система трещин сопровождается характерными диагенетическими поверхностями скольжения (фиг. 2, а). Указанные трещины имеют весьма различную ориентировку, сильно изогнуты. Трещины как бы обрамляют определенные участки породы (ее структурные отдельности, формировавшиеся, по-видимому, вокруг определенных центров уплотнения). Указанные структурные отдельности нередко имеют неправильно-сфероидальную, неправильно-коническую (с вершиной конуса вверх по разрезу, напоминающую своеобразный «микрокупол») или цилиндрическую (типа так называемого ролла с осью цилиндра, параллельной плоскости напластования) формы. В некоторых случаях видны и сами центры уплотнения, вокруг которых формировались вышеуказанные структурные отдельности. Так, в скв. 554 на глубине 2761,5 м в качестве центра уплотнения одной из таких отдельностей, имеющей форму «ролла», зафиксирован ростр белемнита. Во многих случаях такие центры зарегистрировать не удалось. Прослеживается до двух-трех порядков описанных структурных отдельностей, с разделяющими их все меньшими и все более густыми трещинами и каждый раз сопровождающими их характерными поверхностями скольжения (фиг. 2, б).

Породы, аналогичные описанным, широко развиты в фациях мелководья самого различного возраста, от палеозоя до четвертичной системы включительно. Их особенностям и генезису посвящена достаточно обширная литература [13, 14, 20, 21]. Это связано с тем, что подобные образования весьма нередки в непосредственной кровле и еще чаще — в подошве угольных пластов параллельных угольных бассейнов. Иногда они занимают там стратиграфическое место угольных пластов. Вследствие весьма замедленного осадконакопления и почвообразования на обширной выравненной поверхности они характеризуются очень высокой выдержанностью на площади. Вне собственно продуктивных слоев, которые к ним приурочены, описанные перемятые глинистые породы практически непроницаемы (в промышленном смысле этого слова) в силу сомкнутости эндотрещин и их «притертости» по поверхностям скольжения, а также, вероятно, вследствие водонасыщенности ультрапорового пространства. По крайней мере следы нефти в этих трещинах отсутству-



ют даже непосредственно у контактов с нефтенасыщенным карбонатным керном.

По керну скв. 554 прослежены непосредственные переходы описанных перемятых глинистых пород к продуктивным карбонатным разностям, что и позволило сделать приведенные выше выводы о генезисе продуктивных горизонтов. Переходы эти прослеживаются на расстоянии всего 10—15 см.

Порода-коллектор (по данным скв. 554, 135, 120-бис, 135р, 151р, 153р) представляет собой вторично карбонатизированную (вплоть до превращения во вторичный мергель), а отчасти окремненную часть вышеописанных глинистых пород, причем все постепенные переходы непосредственно зафиксированы по керну. Трещины в пределах собственно продуктивных слоев, сопровождающиеся поверхностями скольжения, выполнены несколькими генерациями жильных минералов, среди которых диагностируются (в порядке выпадения): кальцит, родохрозит, пирит, доломит, кварц (горный хрусталь) (фиг. 2, *в*). Жильные минералы, среди которых преобладают легкорастворимые разности (прежде всего кальцит), слагают до 30—40% всего объема породы (фиг. 2, *г*).

Порядок генераций определяется вполне однозначно, так как более поздние из генераций секут более ранние или же их минералы располагаются в более внутренних частях вновь образованных жил.

Ранние генерации представлены легкорастворимыми минералами, выпавшими из телетермальных растворов, предположительно образовавшихся за счет элизионных вод вышележащей баженовской свиты. По-видимому, в ходе дальнейших этапов гидротермального процесса часть вещества этих минералов оказалась выщелоченной. Образовались пустоты размером от долей миллиметра до 2—3 см (фиг. 2, *д*). На поверхностях, ограничивающих крупные пустоты, сформировались друзы телетермальных минералов поздней генерации: кварца (горного хрусталя) и доломита. Правильная форма кристаллов этих новообразований свидетельствует об их росте в свободном пространстве. Во многих случаях между вновь образованными щетками минералов поздней генерации остались свободные просветы, иногда значительных (1—2 см) размеров, изредка более. В других случаях все пустотное пространство полностью залечено поздними новообразованиями. Встречаются также случаи, когда вся масса жильных минералов оказывается глубоко корродированной, «рыхлой», разбитой на мелкие хрупкие обломки, все пространство между которыми заполнено нефтью (наряду с крупными пустотами). На поверхности этих обломков нередко сохраняются «щеточки» кристаллов кварца (фиг. 2, *е*).

Реликты исходной растресканной глинистой породы, изначально слагавшей рассматриваемые нефтенасыщенные интервалы, пропитаны карбонатным цементом, за счет чего превращены во вторичный мергель (местами в доломитовый мергель), несколько реже окремнены, сильно уплотнены в процессе роста жил и в ходе этого уплотнения дополнительно растресканы. В настоящее время они фиксируются в керне, как ксенолиты в сложенной жильными минералами породе. Трещины в этих

Фиг. 2. Вторичные коллекторы и вмещающие породы келловей — кимериджа Широкого Приобья

а — исходная глинистая порода продуктивного слоя георгиевской свиты с характерной диагенетической поверхностью скольжения; на стенке трещины местами на той же поверхности светлые налеты кальцита (скв. 554, гл. 2752,4 м); *б* — прожилки кальцита и кварца по трещинам в аналогичной породе. Кварц более светлый. В середине прожилков микрокаверны (скв. 57, гл. 2874,2 м); *в* — разнонаправленные и секущие друг друга трещины в породе; белое — выделения кристаллического кварца, темное — родохрозита, серое — прожилки кальцита (скв. 554, гл. 2754,2 м); *г* — полностью раздробленная в процессе формирования жильных минералов исходная порода (известковистый аргиллит — на фото светлые обломки); темноокрашенные жильные выделения (родохрозит и кальцит); в верхней части фото просвечивает двойное светлое пятно мелкой каверны; пришлифовка (скв. 137, гл. 2903,5 м); *д* — каверна в слое Г₁ (скв. 153, гл. 2935,0 м); *е* — «щетка» кристалликов кварца на стенке каверны (скв. 554, гл. 2760,8 м)

ксеролитах также заполняются нефтью. Мелкие обломки ксеролитов вместе с остатками корродированных жильных минералов в случае, когда порода особенно сильно подверглась выщелачивающему воздействию агрессивных вод, образуют скелет псевдогранулярного коллектора, по своим фильтрационно-емкостным свойствам (ФЕС) приближающегося к лучшим гранулярным коллекторам.

Следовательно, формирование коллекторов георгиевско-абалакского интервала верхней юры Салымского района разбивается на два основных этапа, каждый из которых в свою очередь делится на ряд подэтапов. Первый этап заключается в формировании резко неоднородной породы. Он связан вначале с возникновением щебнедресвяной зоны коры выветривания (или соответствующего интервала почвенного профиля). Обилие реакционноспособной органики, так же как и в аналогичных случаях в почвах угольных пластов, препятствует выходу процесса кооробразования (или, точнее, почвообразования) за пределы этой начальной стадии. Лишь вверху, в георгиевской свите, эти процессы зашли, видимо, несколько дальше, о чем свидетельствует ее осветление (оглеение?) и существенно большая частота трещин с поверхностями скольжения. Эти поверхности возникают уже на втором этапе формирования коллекторов, при их начальном (раннедиагенетическом) погружении. Наличие поверхностей скольжения обеспечивает отсутствие действительной связи между разделенными трещинами участками, что облегчает проникновение в трещины гидратных пленок, а затем и гидротермальных растворов. Наличие многочисленных генераций свидетельствует о пульсирующем характере гидротермального процесса. При этом необходимо указать на следующие закономерности.

Для мобилизации соединений, дающих минералы ранней генерации, таких, как кальцит, требуется либо рост давления (суммарного, условно принимаемого за литостатическое), либо падение температуры. Выпадение указанных минералов потребовало бы роста температуры или уменьшения давления. Для мобилизации и последующего выпадения из раствора SiO_2 требуются как раз противоположные условия. Это легко объясняет простратственное разделение кварца и кальцита, присутствие кварца на поверхности пустот, образовавшихся за счет выщелачивания кальцита. Чрезвычайно трудно найти объяснение для частой пульсации температур. Гораздо проще объяснить такое же колебание давления прежде всего в сейсмически активных зонах. Известно [23], что пульсация давлений в сейсмически опасных зонах повторялась сотни и даже тысячи раз за историческое время. Закономерно предположить, что в сейсмически неопасных, но сравнительно активных зонах (на подвижных границах тектонических блоков) за время от накопления осадков до заполнения вмещаемых коллекторов нефтью (что произошло где-то в середине палеогена) имело место до десятка или более подобных пульсаций. Приведенное предположение легко объясняет линейно-полосовое расположение продуктивных зон в верхнеюрских отложениях Салымского района [22], их приуроченность к зонам дизъюнктивных дислокаций (границам тектонических блоков), на что впервые было указано И. И. Бобровником еще в 1979 г.

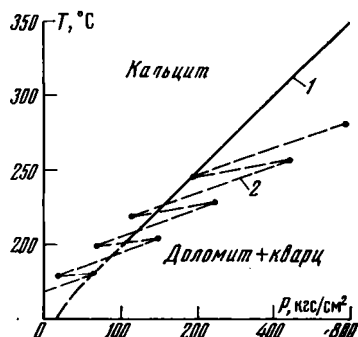
Конечной стадии формирования залежи (заполнению ее нефтью) обычно предшествовало выпадение минералов поздней генерации — кварца и доломита. Об этом свидетельствует выстилание «щетками» кристаллов доломита и кварца стенок каверн, заполненных нефтью, а также обнаруженный в ЗапСибНИГНИ Ю. В. Щепеткиным (устное сообщение) факт присутствия капельных включений нефти в описанных выше кристаллах кварца. Очевидно, пересыщенные кремнеземом растворы, двигавшиеся через систему пустот, в рассматриваемых пластах и отлагавшие на стенках пустот кварц при соответствующих изменениях PT -условий уже содержали в своем составе (в виде жидкой дисперсной фазы) нефть. Кварц и доломит дают устойчивую ассоциацию при известном понижении температур и изобарном режиме либо повышении давления (при изотермическом режиме). Пульсирующие изменения на-

пряжений в сейсмически активной зоне приводят к относительно более быстрому росту давления, чем температуры в фазе сжатия, и соответственно более медленным изменениям температуры, чем давления в фазе растяжения (фиг. 3). График пульсирующего изменения PT -условий наложен на этой фигуре на диаграмму полей устойчивости кальцита и ассоциации доломит+кварц, заимствованную из работы [5]. Из анализа кривых (фиг. 3) можно сделать выводы о причинах последовательности выпадения различных жильных минералов в описанных выше породах. Каждый цикл увеличения сейсмических напряжений сопровождался (на фоне общерегионального повышения P и T) импульсным ростом T (умеренным) и P (более быстрым). Это неизбежно выводит систему в область большей устойчивости кварца и доломита.

Если принять гипотезу о баженовском происхождении хотя бы части нефти, заполнившей рассматриваемые ловушки, то обилие доломита в поздних генерациях описываемых жильных минералов накануне заполнения коллектора нефтью хорошо согласуется с представлениями, связывающими процесс нефтеобразования в вышележащей баженовской свите с десорбцией УВ при гидрослюдизации монтмориллонита (сопряженность обоих процессов еще ранее обосновывалась в работах И. Д. Зхуса [11]). Гидрослюдизация монтмориллонита не могла не сопровождаться массовым выделением Mg -иона в условиях растущего давления, легко замещающего Ca -ион. С заполнением коллектора нефтью гидротермальный процесс неизбежно должен был остановиться.

Описанные продуктивные интервалы георгиевской и абалакской свит однозначно фиксируются по промыслово-геофизическим данным как резко высокоомные зоны на диаграммах электрического каротажа, участки пониженной γ -активности и пониженного водородосодержания — на диаграммах радиоактивного каротажа, участки с резко колеблющимися величинами акустической жесткости — на диаграммах акустического каротажа. Особенно четко они определяются на диаграммах БК пиками ρ_k на фоне весьма низкоомных гидрофильных глинистых пород, слагающих основную непродуктивную часть келловей-кимериджской толщи.

Литология пород, разделяющих продуктивные слои. Мы уже останавливались на строении интервалов, непосредственно вмещающих продуктивные карбонатизированные слои. На некотором расстоянии от слоев, вмещающих описанные коллекторы, диагенетические поверхности скольжения исчезают или же становятся крайне редкими. Породы здесь представлены сероцветными небитуминозными и гидрофильными глинистыми разностями, в среднем обладающими меньшей литификацией и большей пластичностью, чем вышележащие баженовские аргиллиты. В отличие от последних, по крайней мере некоторые разновидности абалакских и особенно георгиевских глинистых пород могут быть названы уплотненными аргиллитоподобными глинами. Эти породы, как правило, весьма тонкодисперсны, переполнены обильным фаунистическим и растительным детритом, зачастую пиритизированным. Среди фауны резко преобладают хорошо сохранившиеся створки тонкостворчатых пелеципод. В отличие от вышележащих баженовских отложений среди них почти нет бухий и иноцерамов, зато много пектенид (*Meleagrinella*). Несколько более редко встречаются отпечатки аммонитов и ростры



Фиг. 3. Схема развития гидротермального процесса в породах-коллекторах верхней юры Салымского района под воздействием пульсирующих сейсмических напряжений
1 — граница полей устойчивости кальцита и ассоциации доломит+кварц; 2 — график предполагаемого изменения PT -условий гидротермального процесса в коллекторах под воздействием пульсирующих сейсмических напряжений

белемнитов. Среди растительных остатков нередко стебли и фюзенизированные обломки древесины наземных растений, а также многочисленные корешки наземной растительности, захороненные в прижизненном состоянии, т. е. вкрест наслоению. Они свидетельствуют о крайне мелководном характере осадков. Весьма широко развит пиритизированный, ярозитизированный, реже сидеритизированный растительный детрит, также обычный в весьма мелководных и медленно накапливающихся ингрессионных фациях или «фациях подпора». Признаки мелководности возрастают вверх по разрезу абалакской свиты. В георгиевской свите глинистые породы-покрышки содержат внешние признаки выветривания и почвообразования: они сильно осветлены, обладают характерной пятнистостью, в них часты гипергенные новообразования типа сферолитов и пизолитов. Пятнистость отчасти обусловлена появлением выделений каолинита. Однозначная расшифровка гипергенной минералогии георгиевской свиты затруднительна ввиду того, что последующие баженовская трансгрессия и катагенез сильно исказили ее, не говоря уже о том, что развитие процессов корообразования по осадочным породам, которыми, несомненно, была исходно представлена георгиевская свита, затруднена ввиду устойчивости этих пород в коре выветривания.

Мелководности рассматриваемых осадков и их более чем вероятному выведению в зону гипергенеза не противоречат и массовые находки в георгиевской свите глауконита, отсутствующего в вышележащей баженовской свите. Вопросам генезиса глауконита посвящена обширная литература. Д. В. Наливкин насчитывает три группы гипотез их происхождения [17]. Глаукониты встречены как в осадках мелководного моря, так и в наземных бассейновых осадках. Имеются данные об их возникновении при катагенезе карбонатов [15]. Этот минерал отсутствует лишь в глубоководных осадках, что отмечалось еще в конце XIX в. Дж. Мюрреем и А. Ренаром.

Георгиевские глины обладают наибольшей водонасыщенностью во всем верхнеюрском разрезе Салымского района. Слои пород-покрышек георгиевской и абалакской свит обладают исключительно высокой выдержанностью на площади. Так, на месторождении Большой Салым практически неизвестна ни одна скважина, вскрывшая данный интервал разреза, и которая бы не встретила самый верхний слой рассматриваемой толщи, представленный глинами, обладающими экранирующими свойствами и получивший временный индекс КС-2.

Нефтеносность георгиевской и абалакской свит. Выше уже приводились данные об относительной роли георгиевско-абалакского интервала в общей нефтеносности верхней юры Салымского района. При их оценке необходимо учитывать, что подавляющее большинство как разведочных, так и эксплуатационных скважин на Салымском месторождении было пройдено лишь до кровли георгиевской свиты и лишь случайно заглублено в нее настолько, чтобы вскрыть самый верхний из ее продуктивных горизонтов, т. е. КС-1. Только в сравнительно редких случаях вскрывался также второй сверху продуктивный слой этой свиты. Продуктивные слои абалакской свиты вскрыты лишь в единичных скважинах, причем их детальное выделение и привязка осуществлены пока только по одной скв. 554, но и здесь вскрыта лишь часть разреза абалакской свиты. Из более чем 300 скважин, пробуренных на месторождении, келловей-кимериджский интервал пересечен на полную толщину только в 18 из них. Отсюда следует, что имеющиеся в настоящее время данные о продуктивности георгиевской и абалакской свит весьма неполные вследствие неблагоприятных условий опробования и последующей работы георгиевских продуктивных слоев: в большинстве случаев продуктивные слои георгиевской свиты (главным образом КС-1) вскрывались в призабойной части скважин, фактически в их зумпфе. Отсюда частое засорение вскрытого продуктивного интервала свиты, в немалой мере связанное с применением переутяжеленных буровых растворов. Так, из 59 эксплуатационных скважин, пробуренных на начало 1983 г., КС-1 вскрыт в 50 выработках. При этом в 22 скважинах, т. е. почти в

половине указанных выработок, искусственные забои отмечены значительно выше кровли георгиевской свиты. Можно предположить, что усиленная засоряемость георгиевско-абалакского интервала скважин объясняется отчасти и значительными перетоками нефти по стволам скважин из баженовской свиты в слой КС-1, неоднократно зафиксированными при вскрытии данной части разреза. Указанные перетоки объясняются значительными большими величинами начальных пластовых давлений в баженовской свите по сравнению с абалакской. Как известно, для продуктивных слоев баженовской свиты характерно аномально высокое пластовое давление (АВПД) с коэффициентом аномальности 1,6—1,7. По имеющимся пока весьма скудным данным, начальные пластовые давления в КС-1 и, вероятно, в других работающих слоях абалакской свиты превышают гидростатические самое большее на 20—30%.

Таким образом, объем информации по нефтеносности георгиевской и абалакской свит оказывается недостаточным не только вследствие вскрытия последней на всю ее толщину лишь единичными скважинами, но и вследствие технических условий вскрытия хотя бы самых верхних продуктивных слоев.

Поэтому следует считать, что изучение нефтеносности георгиевской и абалакской свит Салымского и прилегающих районов Западной Сибири находится в начальной стадии и что подсчет добывающих возможностей рассматриваемого в настоящей статье интервала преждевременны. Принятие этого, по-видимому, бесспорного положения осложняется тем, что ввиду крайней сближенности работающих слоев георгиевской, абалакской и баженовской свит и совместного их опробования добывающие возможности баженовской свиты значительно преувеличиваются за счет подстилающих пород. О масштабах этого преувеличения можно судить по следующим фактам: из 48 скважин, максимальный дебит в которых превысил 100 м³/сут, только по одной (скв. 78р) можно исключить притоки из КС-1; по остальным скважинам на основании истории проводки скважин, газового каротажа, состава шлама, выносимого с нефтью, устанавливается приуроченность притока либо только к георгиевско-абалакскому интервалу (главным образом к КС-1, поскольку большинство скважин не проходило ниже), либо в том числе к этому интервалу, причем именно приток снизу играл, по всем данным, определяющую роль; из 19 случаев самопроизвольного фонтанирования, отмеченных при вскрытии верхнеюрских отложений на Салымском месторождении, 14 связано со вскрытием георгиевской свиты, можно считать однозначно установленной приуроченность к «подбаженовскому» интервалу разреза рекордных притоков по скв. 141 и 129, значительно превысившим 1000 м³/сут; во всех без исключения случаях, когда удавалось увеличить дебит при опытно-промышленной эксплуатации (ОПЭ), результаты получены при мероприятиях, сознательно направленных к интенсификации притока из КС-1 (промывка и расчистка забоя, солянокислая обработка и т. п.). В качестве примера могут быть приведены мероприятия, проведенные в скв. 558, 123, 135 Салымского месторождения.

Из приведенных фактов следует, что даже далеко не полностью вскрытые нефтеносные отложения георгиевско-абалакского интервала по своим нефтедобывающим возможностям представляют собой объект, по меньшей мере соизмеримый с баженовской свитой, а может быть, и превосходящей последнюю.

Большая нефтенасыщенность георгиевско-абалакских слоев отчасти объясняется их лучшей экранированностью. В то время как нефть из коллекторов баженовской свиты может легко оказаться «размазанной» в микротрещинах и ультрапорах гидрофобной глинистой «матрицы», слагающей более половины объема баженовской свиты Салымского района, нефти из коллекторов георгиевской и абалакской свит некуда вырваться вследствие практической непроницаемости покрышек, представленных гидрофильными и водонасыщенными, сравнительно пластичными глинами.

Кроме того, объем, гидравлический фактор (Φ) и пустотность коллекторов в георгиевско-абалакской толще, по-видимому, существенно превышают таковые в баженовской свите.

* * *

Таким образом, из сказанного следует, что вновь открытые коллекторы и залежи в них, приуроченные к келловей-кимериджскому интервалу, по условиям образования весьма сближаются с гидротермальными рудными месторождениями с той разницей, что место твердых рудных выделений замещает жидкий УВ-флюид, заполняющий возникшие в ходе гидротермального процесса пустоты. Этот флюид представляет собой как бы последний «возгон», завершающий процесс образования полезного ископаемого. Этот процесс, по всей вероятности, сильно облегчен сближенностью изучаемой толщи с нефтематеринской баженовской свитой. Другой фактор, обуславливавший формирование залежи, — приуроченность к сейсмически напряженным зонам, связанным, очевидно, с границами тектонических блоков, хорошо проявляющихся в хрупких породах складчатого основания и слабо заметных в пластичном осадочном чехле. В последнем не заметно дислокаций, особенно дизъюнктивных, и тектоническая (сейсмическая) активность сказывается лишь в колебаниях напряжений (давлений). Третий фактор заключается в наличии гипергенно подготовленных пород (щебневой зоны коры выветривания или почвенного профиля), по которому в пределах полосы пересечения слоев этих пород сейсмически напряженными зонами разветвляются в основном события гидротермального процесса, приводящие к формированию коллектора и залежи нефти в нем. Гидротермальный процесс как бы обуславливает возникновение и, главное, закрепление результатов автогидроразрыва. Автогидроразрыв был предложен некоторыми авторами [10, 18] в качестве главного фактора формирования коллекторов баженовского типа. При этом, однако, не было учтено, что для закрепления пустотного пространства, возникшего при гидроразрыве, требуется скелетный каркас; в противном случае пустотное пространство вновь замкнется, а флюид окажется вытесненным из него. Жильные минералы, впоследствии отчасти выщелачивающиеся, как раз и образуют подобный каркас.

Таким образом, в первом приближении можно считать установленными конкретные поисковые критерии на залежи вновь выявленного подбаженовского салымского типа. Эти критерии появляются весьма своевременно, так как есть основания предполагать наличие таких залежей на площади ряда соседних с Салымом месторождений (например, Правдинского). Открытие таких залежей, которое может быть осуществлено в свете изложенных в данной статье положений, может дать значительный народнохозяйственный эффект.

Литература

1. Белкин В. И. О строении баженовской свиты // Тр. ТИИ. 1982. С. 169—175.
2. Белкин В. И., Ефремов Е. П., Каптелин Н. Д. Нефтеносность пластовой системы баженовского резервуара Западной Сибири по данным разведки и пробной эксплуатации месторождения Большой Салым // Тр. МИНХ и ГП. 1983. С. 28—29.
3. Белкин В. И., Ефремов Е. П., Каптелин Н. Д. Модель коллекторов баженовской свиты // Нефт. хоз-во. 1983. № 10. С. 27—31.
4. Белкин В. И., Ефремов Е. П., Каптелин Н. Д. Строение и нефтеносность баженовского резервуара // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 2. С. 108—123.
5. Булах А. Г. Методы термодинамики в минералогии. Л.: Недра, 1974. 184 с.
6. Гурари Ф. Г. Доманикиты и их нефтегазоносность // Сов. геология. 1981. № 11. С. 3—12.
7. Гурари Ф. Г. О залежах углеводородов в глинистых толщах // Нефтеносность Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1981. С. 105—116.
8. Дорофеева Т. В., Краснов С. Г., Лебедев Б. А. Геологические условия нефтеносности и природа емкости коллекторов баженовской свиты Западной Сибири // Условия нефтегазоносности и особенностей формирования месторождений нефти и газа на Западно-Сибирской плите. Л.: Недра, 1980. С. 115—127.
9. Дорофеева Т. В., Краснов С. Г., Беликова А. Р. Условия формирования автохтон-

- ных нефтяных залежей баженовской свиты Западной Сибири//Геология и геофизика. 1981. № 10. С. 3—10.
10. Зарипов О. Г., Сонич В. П., Юсупов К. С. Модель пласта Ю₀ баженовской свиты//Тр. ИГ и РГИ. 1980. С. 57—67.
 11. Зхус И. Д., Бахтин В. В. Литогенетические преобразования глин в зонах высоких пластовых давлений. М.: Наука, 1979. 129 с.
 12. Конторович В. Э., Нестеров И. И., Салманов Ф. К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 680 с.
 13. Македонов А. В., Сарбеева Л. И., Енцова Ф. И. и др. История угленакопления в Печорском бассейне. М.; Л.: Наука, 1965. 227 с.
 14. Македонов А. В. Литология и генезис продуктивной толщи Печорского угольного бассейна//25 лет геологического изучения Печорского угольного бассейна. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1958. С. 159—196.
 15. Максимович Г. А. Проблемы карстовых коллекторов нефти и газа//Тр. Перм. ун-та. 1973. С. 3—28.
 16. Медведский Р. И., Светлов К. В. Строение залежей баженовской свиты по данным промыслово-геофизических исследований//Тр. ЗапСибНИГНИ. 1985. С. 107—111.
 17. Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. I. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 531 с.
 18. Нежданов А. А., Огибенин В. В., Зининберг П. Я. Терригенно-карбонатные маркирующие горизонты в мезозойских отложениях Западной Сибири//Тр. Зап.-Сиб. геологоразвед. ин-та. 1983. С. 54—55.
 19. Толстолыткин В. П., Зубарев Б. Н. Промыслово-геофизические исследования скважин//Нефть. хоз-во, 1984. № 6. С. 38—43.
 20. Феофилова А. П. Опыт изучения и классификации древних почв на примере пермо-карбоновых отложений Донбасса//Литология и полез. ископаемые. 1971. № 6. С. 28—42.
 21. Феофилова А. П., Рекшинская Л. Г. Ископаемые почвы непродуктивных отложений намюрского и башкирского ярусов в западной части Донецкого угольного бассейна//Литология и полез. ископаемые. 1973. № 2. С. 67—85.
 22. Халимов Э. М., Мелик-Пашаев В. С. О поисках промышленных скоплений нефти в баженовской свите//Геология нефти и газа. 1980. № 6. С. 1—9.
 23. Эйби Дж. Землетрясения. М.: Недра, 1982. 264 с.

Сибирский научно-исследовательский
институт нефтяной промышленности, Тюмень

Поступила в редакцию
23.VII.1985

УДК 553.411.071 (571.5)

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА И УГЛЕРОДА
В ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОЛЫМЫ
И ЛОКАЛИЗАЦИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ**

Ч А Н Ы Ш Е В И. С., С Т Е П А Н О В В. А.

В статье показано, что рассеянное углеродистое вещество терригенных толщ является геохимическим барьером, способствующим осаждению золота из гидротермальных растворов.

Роль первичных концентраций золота и углерода в локализации золотого оруденения в терригенных толщах, образующих обычно верхний структурный этаж миеосинклинальных прогибов, рассматривалась главным образом в областях развития терригенных толщ, имеющих возраст формирования от докембрия до палеозоя и регионально метаморфизованных в фации зеленых сланцев. Терригенные толщи верхоянского комплекса (верхняя пермь — юра) юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области — это мезозоида, в основании которых предполагаются ниже- и среднепалеозойские карбонатные, также углеродсодержащие толщи.

Наиболее характерными особенностями складчатой области являются: линейно вытянутые, обширные по площади и сравнительно простые формы складчатых сооружений; сравнительно однородный терригенный состав толщ с примесью пирокластического материала в отдельных частях разреза; слабый региональный метаморфизм, не достигающий фации зеленых сланцев; широкое развитие разновозрастных гранитоидных интрузий и дайковых серий, различных по масштабам и структурному положению.

Несмотря на сравнительно молодой возраст терригенных отложений, геолого-структурная позиция золотого оруденения имеет много общего с условиями локализации месторождений золотоносных провинций складчатых областей более древней консолидации: одинаковые миеосинклинальные прогибы, выполненные терригенными толщами мощностью более 10 км, близкое содержание органического вещества, такие же вариации структурно-морфологических типов золотого оруденения (от прожилково-вкрапленного до жильного); простота минеральных ассоциаций (преимущественно пирит-арсенопиритовая); парагенетическая связь оруденения с дайками и малыми интрузиями; широкое развитие процессов метасоматизма и важная роль углерода в локализации оруденения.

Юго-восточная часть Яно-Колымской складчатой области продольными глубинными разломами северо-западного простирания разделена на два главных структурных элемента: Инъяли-Дебинский мегасинклинорий, охватывающий внутреннюю, наиболее прогнутую часть складчатой области, в пределах которой обнажены мезозойские отложения, и Аян-Юряхский антиклинорий, приуроченный к внешней, умеренно прогнутой части области, где на поверхность выведены образования верхней перми. Эти структурные элементы рассматриваются как структурно-металлогенические зоны, различающиеся золотоносностью.

Факторам литолого-стратиграфического контроля золотого оруденения в рассматриваемом районе ранее уделялось большое внимание. Так, Л. В. Фирсов [4] отмечал, что источником оруденения являлись осадочные породы, вовлеченные в метаморфизм на нижних горизонтах земной коры с последующим переносом извлеченного золота в верхние горизонты осадочного комплекса. По данным В. А. Серебрякова [2], В. М. Ольшевского [1] и других исследователей, золоторудные месторождения

приурочены к определенным горизонтам и свитам верхоянского комплекса, отличающимся повышенными концентрациями углистого вещества и предположительно золота. Недостатком указанных работ является отсутствие анализов содержаний золота и органического углерода во вмещающих оруденение толщах, что не позволило решить вопрос о наличии горизонтов со значительным содержанием первично-осадочного золота как возможного источника рудного вещества.

Чтобы восполнить этот пробел, нами были пройдены три геолого-геохимических профиля вкрест простираения структурно-металлогенических зон: два в пределах Инъяли-Дебинской зоны и один в Аян-Юряхской зоне, включая типичные золотоносные районы. По профилям произведен отбор проб из неизмененных разностей осадочных пород преимущественно из коренных обнажений. После обработки пробы были проанализированы в лабораториях ЦНИГРИ на содержание золота инструментальным спектрохимическим методом и на содержание органического углерода химическим методом.

Породы верхоянского комплекса представлены переслаивающимися алевролитами, аргиллитами, песчаниками с редкими прослоями туфогенных разностей пород, а также гравелитов и конгломератов. Песчаники — это плотные, массивные породы серого и светло-серого цвета с неяснослоистой, иногда параллельно-слоистой текстурой, по составу полиминеральные или олигоминеральные. Они состоят из угловатых, реже окатанных, иногда слабокорродированных обломков кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, среди них встречаются обломки аргиллитов, вулканического стекла, андезитов, карбоната, чешуек мусковита. Цемент поровый, местами соприкосновения, редко базального типа, по составу кремнисто-глинистый, серицит-глинистый, иногда карбонатный. Рудные минералы представлены пиритом, акцессорные — апатитом, цирконом, турмалином, лейкоксеном. Из вторичных минералов отмечаются серицит, карбонат и хлорит, развивающиеся в небольших количествах по цементу. Алевролиты отличаются от песчаников темно-серым цветом, ясно выраженной, иногда косою слоистостью и меньшими размерами обломочного материала. Аргиллиты обычно черного цвета с тонкоплитчатой, сланцеватой, редко массивной текстурой, линзовидно-слоистые или неравномерно-слоистые. Они состоят из серицит-глинистого материала со значительной примесью органического вещества. Структура их пелитовая, местами алевролитовая. Туфогенные разности пород, среди которых преобладают туфоалевролиты, отличаются наличием значительного количества пирокластического материала — обломков вулканического стекла, андезитов, осколков кристаллов плагиоклаза, калишпата и кварца. Конгломераты и гравелиты, как правило, располагаются в низах разреза свит и толщ, фиксируя внутриформационные несогласия. Гальки хорошей и средней окатанности сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кварцем, цемент — песчано-глинистый.

Изучение золотоносности терригенных толщ верхоянского комплекса показало, что в целом по районам Центральной Колымы содержание золота составляет 5,3 мг/т. Эта величина может быть принята за местный кларк (табл. 1—3). Средние содержания в породах разных структурно-металлогенических зон довольно близки: в Инъяли-Дебинской 5,2 г/т, в Аян-Юряхской 6,2 мг/т, что заметно превышает кларк терригенных пород.

Распределение золота в целом по терригенному комплексу подчиняется логнормальному закону с одномодальными правосимметричным графиком содержаний и эксцессом в пределах 2—4 мг/т. Гистограммы содержаний золота в алевролитах и аргиллитах логнормальные или близкие к нормальным со значительной дисперсией содержаний. Песчаники отличаются меньшей дисперсией содержаний и весьма неравномерным распределением золота. С омоложением возраста пород наблюдается некоторое уменьшение в них содержаний золота. Так, в позднепермских — триасовых толщах и свитах оно составляет в среднем 6 мг/т, в раннеюрских 5,9 мг/т, а в среднеюрских — до 4,9 мг/т.

Таблица 1

Содержание Au и C_{орг} в терригенных породах Аян-Юряхского антиклинория (профиль 1)

Система	Толща, свита	Песчаник		Алевролит		Туфоалевролит		Аргиллит	
		Au, мг/т	C _{орг} , %	Au, мг/т	C _{орг} , %	Au, мг/т	C _{орг} , %	Au, мг/т	C _{орг} , %
Триасовая	Верхняя	—	—	$\frac{9,5 (5)}{3,0-17,0}$	$\frac{0,48 (5)}{0,31-0,66}$	—	—	—	—
	Нижняя	—	—	$\frac{7,7 (10)}{2,6-15}$	$\frac{0,53 (10)}{0,25-0,91}$	—	—	3,0 (1)	0,75 (1)
Пермская	Кулинская	—	—	$\frac{7,2 (10)}{3-8,6}$	$\frac{0,57 (10)}{0,27-0,78}$	—	—	$\frac{5,1 (3)}{3,3-6,5}$	$\frac{0,8 (3)}{0,36-1,65}$
	Нерючинская	4,4 (1)	0,22 (1)	$\frac{6,0 (4)}{4-11}$	$\frac{0,69 (4)}{0,55-0,82}$	$\frac{4,8 (8)}{2,5-8}$	$\frac{0,6 (8)}{0,22-1,01}$	$\frac{4,3 (2)}{4,2-4,4}$	$\frac{1,1 (2)}{0,96-1,24}$
	Атканская	$\frac{6,1 (6)}{3-9}$	$\frac{0,13 (6)}{0,1-0,22}$	—	—	$\frac{4,2 (12)}{2-7,4}$	$\frac{0,27 (14)}{0,1-0,4}$	$\frac{5,2 (5)}{3,3-6,8}$	$\frac{0,86 (5)}{0,29-1,13}$
	Тасская	$\frac{6,8 (3)}{5,3-8,7}$	$\frac{0,2 (3)}{0,1-0,37}$	$\frac{8,0 (12)}{3,6-11}$	$\frac{1,27 (12)}{0,14-1,9}$	$\frac{2,5 (2)}{2,5-2,6}$	$\frac{0,33 (3)}{0,22-0,4}$	$\frac{5,4 (7)}{2,5-14}$	$\frac{1,52 (7)}{0,72-2,46}$

Примечание. В этой и следующих таблицах 1—3 в числителе приведено среднее содержание, в знаменателе — предельное, в скобках — число проб.

Таблица 2

Содержание Au и C_{орг} в терригенных породах Инъяли-Дебинского синклинория (профиль 2)

Система	Отдел	Толща	Песчаник		Алевролит		Аргиллит		Пиритизированные породы	
			Au, мг/т	C _{орг} , %	Au, мг/т	C _{орг} , %	Au, мг/т	C _{орг} , %	Au, мг/т	C _{орг} , %
Юрская	Средний	Верхняя	$\frac{3,9 (11)}{2-7,4}$	$\frac{0,19 (11)}{0,07-0,75}$	$\frac{4,0 (67)}{2-10}$	$\frac{0,18 (67)}{0,09-0,71}$	$\frac{5,0 (37)}{2-39}$	$\frac{0,63 (37)}{0,19-1,21}$	$\frac{3,3 (12)}{2-6,3}$	$\frac{0,2 (12)}{0,12-0,34}$
		Нижняя	$\frac{5,9 (19)}{2-17}$	$\frac{0,2 (19)}{0,05-0,44}$	$\frac{5,1 (89)}{2-21}$	$\frac{0,21 (89)}{0,1-0,66}$	$\frac{4,4 (64)}{2-18}$	$\frac{0,46 (64)}{0,24-1,21}$	$\frac{5,6 (8)}{2-17}$	$\frac{0,18 (8)}{0,05-0,25}$
	Нижний	Верхняя	$\frac{7,7 (14)}{2-13}$	$\frac{0,14 (14)}{0,03-0,28}$	$\frac{5,5 (63)}{2-19}$	$\frac{0,2 (63)}{0,1-0,64}$	$\frac{6,6 (32)}{2-28}$	$\frac{0,44 (32)}{0,13-0,9}$	$\frac{5,8 (7)}{3-15}$	$\frac{0,28 (7)}{0,24-0,5}$
		Нижняя	—	—	$\frac{3,8 (8)}{2-10}$	$\frac{0,13 (8)}{0,06-0,25}$	$\frac{4,6 (7)}{3-9}$	$\frac{0,51 (7)}{0,32-0,96}$	$\frac{3,9 (2)}{2,7-5}$	$\frac{0,26 (2)}{0,25-0,28}$

Содержание Au и C_{орг} в терригенных породах

Система	Свита, отдел	Гравелит		Песчаник	
		Au, мг/г	C _{орг} , %	Au, мг/г	C _{орг} , %
Юрская	Жуковская	—	—	$\frac{7,0 (2)}{4-10}$	$\frac{0,19 (2)}{0,14-0,25}$
	Мяунджинская	—	—	$\frac{5,8 (15)}{2-11}$	$\frac{0,19 (15)}{0,09-0,43}$
	Кадыкчанская	$\frac{2,7 (4)}{2-3,8}$	$\frac{0,12 (4)}{0,07-0,15}$	10,0 (1)	0,24 (1)
Триасовая	Нижний нерасчлененный	—	—	$\frac{4,7 (15)}{2-18}$	$\frac{0,14 (15)}{0,08-0,28}$
	Верхний	—	—	9,6 (1)	0,09 (1)
	Средний	$\frac{12,0 (3)}{2-30}$	$\frac{0,17 (3)}{0,08-0,29}$	$\frac{4,6 (3)}{3-7,3}$	$\frac{0,1 (3)}{0,06-0,14}$

Следует отметить повышенное содержание золота в пирите осадочных толщ. Пирит встречается в трех модификациях. Первая, вероятно самая ранняя, образует мелкие вкрапления неправильной формы, стяжения и линзовидные обособления. Вторая представлена кубическими кристаллами размером от 1—2 до 5—10 мм, развитыми преимущественно на контактах литологических разностей пород или в прослоях алевролитов и песчаников среди аргиллитов. Вокруг кристаллов пирита иногда отмечаются стебельчатые оторочки кварца. Третья модификация пирита отмечается в фосфоритоносных конкрециях, в которых расположение крупных (1—10 мм) кристаллов пирита третьей модификации придает им характерное концентрическое строение при беспорядочной ориентировке мелких кристаллов пирита второй модификации. Формирование конкреций, очевидно, связано с диагенезом осадков, на что указывает стратифицированное положение конкреционных горизонтов, сохранение в конкрециях слоистости осадков и наличие такого же пирита за пределами конкреций, но беспорядочно ориентированного.

Исследование изотопного состава серы показало, что пирит из терригенных толщ по 18 анализам характеризуется значительным разбросом значений $\delta^{34}\text{S}$ от +17,8 до —15,69‰ при преобладании пирита, обогащенного легким изотопом серы. Это свидетельствует об использовании при образовании пирита биогенной серы осадочных пород. В сульфидах месторождений золота наблюдаются более устойчивые соотношения тяжелых и легких изотопов серы.

Из сказанного следует, что генезис и время формирования зон диагенетической пиритизации в терригенных толщах и золотого оруденения различны. Это различие отражается и в составе элементов-примесей в сульфидах: в сульфидах месторождений наблюдаются повышенные концентрации мышьяка, золота, серебра, никеля и кобальта и пониженные — меди и свинца. В то же время геохимические особенности диагенетических пиритов терригенных толщ как на площади золоторудных проявлений, так и за их пределами, весьма сходны.

Инъяли-Дебинского синклиория (профиль 3)

Алевролит		Туфоалевролит		Аргиллит	
Аи, мг/г	Сорг, %	Аи, мг/г	Сорг, %	Аи, мг/г	Сорг, %
$\frac{9,1 (4)}{6,9-10}$	$\frac{0,47 (4)}{0,29-0,81}$	—	—	$\frac{6,0 (6)}{2,5-12}$	$\frac{1,08 (6)}{0,44-1,65}$
$\frac{6,3 (29)}{2-16}$	$\frac{0,37 (29)}{0,11-1,84}$	17,0 (1)	0,58 (1)	$\frac{5,5 (19)}{2,2-14}$	$\frac{0,9 (19)}{0,48-1,55}$
$\frac{5,0 (3)}{2-8,3}$	$\frac{0,24 (3)}{0,13-0,43}$	$\frac{3,7 (5)}{2-7,3}$	$\frac{0,5 (5)}{0,34-0,93}$	$\frac{6,4 (4)}{2,8-9,3}$	$\frac{0,47 (4)}{0,24-0,68}$
$\frac{6,7 (29)}{2-18}$	$\frac{0,42 (29)}{0,11-1,86}$	—	—	$\frac{6,2 (27)}{2-17}$	$\frac{0,83 (27)}{0,31-2,1}$
—	—	—	—	4,3 (1)	0,29 (1)
$\frac{4,1 (9)}{2-6,8}$	$\frac{0,48 (9)}{0,35-0,77}$	—	—	$\frac{5,5 (4)}{4,6-6,2}$	$\frac{1,08 (3)}{0,63-1,4}$

Диagenетический пирит, несомненно, является минералом — концентратом первично-осадочного золота, но содержание пирита в терригенных толщах обычно не превышает первых процентов и поэтому не оказывает значительного влияния на общее содержание золота в породе. В то же время гранитоидные интрузии колымского и других комплексов, ассимилируя породы верхоянского комплекса, мобилизуют это количество золота, что значительно повышает рудогенерирующий потенциал интрузий.

Распределение углеродистого вещества (УВ) в породах верхоянского комплекса, по данным анализа тех же проб, которые анализировались на золото, приведено в табл. 1—3. Из данных, приведенных в таблицах, видно, что среднее содержание УВ в целом по региону составляет 0,42%. Эта величина меняется от 0,33 до 0,45% в разных районах Инъяли-Дебинской зоны и до 0,67% — в Аян-Юряхской. Наблюдается закономерное увеличение содержания УВ от грубозернистых пород к тонкозернистым.

В песчаниках оно меняется в среднем по стратиграфическим подразделениям от 0,1 до 0,24%, в алевролитах — от 0,24 до 0,69%, в аргиллитах возрастает до 1,1%. Распределение органического углерода в аргиллитах близко к нормальному, гистограммы двумодальные с максимумами в пределах 0,4 и 0,8—1%. Для алевролитов характерно логнормальное распределение углерода с модой в пределах 0,2—0,4% и значительной дисперсией содержаний. Песчаники отличаются незначительной дисперсией содержаний органического вещества и логнормальным его распределением с максимумом в пределах 0,1—0,15%.

Корреляции между содержаниями в осадочных породах золота и органического углерода не наблюдается. Коэффициенты парной корреляции, подсчитанные как в целом по району, так и по отдельным стратиграфическим подразделениям, не превышают 0,04—0,34.

Дисперсия содержаний УВ в терригенных породах по всем разрезам сравнительно невелика и обусловлена в основном их литологическими особенностями. На этом сравнительно спокойном фоне отмечается рез-

кое увеличение дисперсии содержаний УВ в зонах тектонических нарушений, особенно в случаях наложения гидротермально-метасоматических процессов, в том числе и золотого оруденения. Максимально это проявлено в тех случаях, когда вмещающие породы представлены аргиллитами и алевролитами, т. е. тонкозернистыми породами, по которым в зонах смятия развито графитизированное УВ в виде скоплений чешуй, гнезд и прожилковых обособлений, часто отмечаются зеркала скольжения, покрытые УВ. Таким образом, обогащение углеродистым веществом отдельных участков зон тектонических нарушений, очевидно, связано с процессом его перераспределения в исходной породе в результате прерудного метаморфизма. В то же время, как указывает ряд исследователей [3], при тепловом воздействии интрузий в слоях, обогащенных УВ, происходит процесс его «выгорания» и освобождающиеся CO_2 , H_2O с жидкими и газообразными углеводородами создают благоприятную обстановку для транспортировки ряда микроэлементов, ранее сконцентрированных в углеродистом материале. В нашем случае геофизическими данными в пределах рудных узлов на глубине обычно фиксируются крупные массы нескрытых гранитоидных интрузий.

В то же время имеющиеся данные о составе газовой-жидких включений в породах золотоносных интрузий и рудном кварце [5] свидетельствуют о значительной роли и эндогенного углерода, особенно CO_2 , в процессе рудообразования. В этом случае в качестве возможного источника углерода и его соединений могут рассматриваться также и палеозойские карбонатные породы, лежащие в основании верхоянского комплекса, которые могли быть ассимилированы гранитоидами колымского и других комплексов, тем более, что для некоторых из них характерна повышенная известковистость.

«Черносланцевые» толщи, характеризующиеся повышенной концентрацией УВ, являются благоприятной средой для локализации золотого оруденения. Но этот фактор следует, вероятно, рассматривать с точки зрения роли рассеянного органического вещества как регионального геохимического барьера с восстановительной обстановкой, способствующей осаждению золота из гидротермальных растворов. Особенности локализации золотого оруденения на ряде объектов показывают, что главную роль в этом процессе играет не просто повышенное содержание УВ в породах, подвергшихся гидротермально-метасоматической переработке, а его перераспределение, выраженное в резкой дисперсии содержания УВ, устанавливаемой при детальном исследовании рудных полей. На это указывает обычная приуроченность выделений самородного золота к альбандам кварцевых жил с углеродистыми породами, к ксенолитам таких пород в кварце, т. е. к контактам образований, контрастных по содержанию УВ, а также по физико-химическим свойствам. Очевидно, что в такой обстановке осаждающее действие УВ как активного восстановителя проявляется наиболее эффективно.

Проведенное исследование показало, что, хотя для пород верхоянского комплекса и характерно повышенное содержание золота, этого недостаточно для образования золоторудных месторождений вследствие перераспределения *in situ* первично-осадочного золота в результате процессов метаморфизма, но осадочные толщи могут являться источником рудного вещества, мобилизованного гранитоидными интрузиями.

Литература

1. Ольшевский В. М. Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск: ИТиГ ДВНЦ АН СССР, 1974, С. 108—109.
2. Серебряков В. А. О происхождении золоторудных тел в Яно-Колымской области// Колыма. 1968. № 9. С. 35—38.
3. Сидоренко А. В., Сидоренко С. А., Созинов Н. А. Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 1. М.: Наука. 1981. С. 9—16.
4. Фирсов Л. В. Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука. 1966. С. 132.
5. Чанышев И. С. Магматогенно-рудные системы. Владивосток. Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 105—112.

УДК 553.411.071 (571.5)

**ЛИТОЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ, ВМЕЩАЮЩИХ СТРАТИФОРМНОЕ
ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ**

КОКИН А. В., СИЛИЧЕВ М. К.

На основе комплексного анализа геолого-петрографических и петролого-геохимических особенностей рассмотрены условия седиментации и постседиментационного преобразования отложений Южно-Верхоянского синклинория, вмещающих стратиформное золотое оруденение. Показано, что под действием термодислокационного метаморфизма в них происходит существенное перераспределение рудогенных элементов, чем создаются объективные предпосылки для концентрирования золота в стратиформных кварцевых жилах.

За последние 20 лет золоторудные проявления в углеродистых терригенных отложениях, в особенности золотоносные кварцевые жилы стратиформного типа, привлекают все большее внимание. Согласный характер подобных жил, а также отсутствие в большинстве районов их развития каких-либо проявлений магматической деятельности истолковываются неоднозначно.

При обосновании условий формирования золоторудных объектов этого типа их квалифицируют либо как осадочно-диагенетические [15], либо как сингенетичные с терригенной толщей геологические тела [6], что, естественно, требует соответствующего планирования поисково-оценочных работ.

Согласно первой гипотезе, в качестве необходимого условия образования стратиформных жил выдвигается наличие каолинитовых кор выветривания. Предполагается, что в результате выщелачивания большинства петрогенных компонентов они в значительной мере обогащаются золотом, которое вместе с растворенным кремнеземом переносится в наиболее прогнутые части конседиментационных впадин, где и формируются золоторудные жилы преимущественно стратиформного типа.

Согласно второй гипотезе, золото переносится в морской бассейн подводными эксгаляциями, а затем в процессе садки вместе с аморфным кремнеземом и тонкопелитовой взвесью локализуется в кварцевых жилах полосчатой текстуры.

Представляется достаточно очевидным, что столь полная и тонкоритмичная дифференциация осадка может реализоваться только при весьма медленном и устойчивом режиме седиментации. Столь же очевидно, что глинисто-кремнистые ритмиты (полосчатые жилы) должны в этом случае располагаться в наиболее тонкозернистых частях терригенной толщи. Данная работа посвящена описанию указанных оруденений в Юго-Восточной Якутии.

Строение разреза и петрографическая характеристика терригенных пород региона. Независимо от морфологии большинство золоторудных проявлений Южного Верхоянья локализуется в терригенных породах нижней перми, слагающих непрерывный разрез мощностью более 2000 м.

В северной и центральной частях региона это существенно алевропелитовая толща, смятая в серию цилиндрических или коробчатых складок первого порядка. В связи с незначительной дислоцированностью степень преобразования осадочных пород не превышает в этих районах стадии катагенеза или метаморфизма начальных ступеней зеленосланцевой фации. На севере среди них крайне ограниченно распространены конседиментационные силлы диабазов, которые наравне с терригенными отложениями подверглись процессу складкообразования [3].

Песчаники в виде отдельных пластов и маломощных пачек встречаются здесь лишь эпизодически и не оказывают ощутимого влияния на петрофизические и петролого-геохимические особенности характерных разрезов.

Это кварц-полевошпатовые или полимиктовые мелкосреднезернистые породы с линзовидно-слоистыми или турбулентными текстурами, свидетельствующими о крайне нестабильной обстановке процесса седиментации.

При петрографическом исследовании в них помимо кварца и полевых шпатов до 20% отмечаются обломки кислых эффузивов и раскристаллизованного вулканического стекла. Обломочный материал угловатый, плохо сортированный по крупности. Плаггиоклаз в них по составу отвечает альбит-олигоклазу, реже олигоклаз-андезину, его обломки, как и обломки вулканических пород, в разной степени изменены: серицитизированы или замещены мелкозернистым агрегатом слабжелезистого карбоната. Обломки кварца нередко интенсивно деформированы и обладают волнистым или мозаично-блоковым угасанием.

Цемент песчаников углисто-глинистый, его глинистая составляющая обычно слабо раскристаллизована и превращена в мелкочешуйчатую агрегатно поляризующую массу светлых гидрослюд. В связи с текстурной неоднородностью породы количество цемента колеблется в широких (5—30%) пределах, поэтому тип цементации песчаников варьирует от конформно-регенерационного или пленочного до базального, который преобладает в сильноизвестковистых разностях.

Алевриты слагают нижнюю часть в северных и центральных разрезах рассматриваемого региона и представлены черными (углистыми) грубоплитчатыми разностями параллельно-, линзовидно-слоистой или массивной текстуры.

На 60—70% они состоят из мелкообломочного материала преимущественно кварцевого состава. Помимо кварца в обломках установлены олигоклаз, микроклин, кислые лавы и листочки сильно гидратированного биотита. Окатанность обломочного материала плохая, цемент алевритов углисто-глинистый или известковисто-глинистый базального типа. Количество известковистого цемента по отдельным шлифам колеблется от 5 до 10%, хотя в некоторых прослоях и линзах его содержание может повышаться до 25%.

Углистое вещество рассеяно в алевритах относительно равномерно, является ярко выраженным пигментом, который и определяет черный цвет породы. Нередко оно обособляется также в виде линзочек или угловатых обломков, представляющих собой сильно деформированные фрагменты растительных остатков с неясно просматривающейся клеточной фактурой. Среднее содержание органического углерода, по данным 38 количественных анализов, составляет 1,98% при колебаниях 0,7—2,94%. Методом ранговой корреляции статистически значимых связей между количеством органического углерода и золотом в неизмененных алевритах не установлено ($r = -0,18$), в окварцованных зонах смятия при сохранении отрицательного знака абсолютная величина соответствующего коэффициента увеличивается до 0,52 и выявляется с 99%-ной вероятностью.

Катагенетически измененные алевриты в северной и центральной частях Южно-Верхоянского синклиория обладают максимально высокой эффективной пористостью (2,68%) и пониженными упругими свойствами, что характеризует их как среду, наиболее благоприятную для локализации золотого оруденения.

Аргиллиты, слагающие здесь верхнюю половину нижнепёрмского разреза, повсеместно представлены черными углисто-глинистыми разностями. По сравнению с нижележащими алевритами они более упруги, имеют весьма низкую эффективную пористость (0,32%) и играют роль регионально проявленного термодинамического и геохимического экрана [13, 14].

По мере движения в южном направлении при том же наборе терригенных пород характер строения первой половины нижнепермского разреза претерпевает довольно существенные изменения. Он обладает здесь ясно выраженной цикличностью и состоит из нескольких мегаритмов мощностью около 500 м. Все они начинаются с псефопсаммитовых отложений и завершаются пачками алевропелитового состава.

Нижние, грубозернистые горизонты мегаритмов обладают резко изменчивыми мощностями и невыдержанностью гранулометрического состава. Для них типичны многочисленные локальные перерывы или несогласия при широком разнообразии текстурных рисунков.

Среди других литологических разностей здесь нередки тиллоидные разновидности алевролитов. Они содержат незакономерно рассеянную гальку либо обломки пород самого различного петрографического состава и представляют собой типичные отложения мутьевых потоков турбидитного типа [2].

Такое строение разреза свидетельствует об активном и крайне неустойчивом гидродинамическом режиме морского бассейна, где терригенная толща представлена в основном дельтовыми фациями и накапливалась в условиях лавинной седиментации, по терминологии А. П. Лисицына [7].

Именно к этим крайне неравновесным и механически разнородным частям мегаритмов и приурочены на юге региона золотокварцевые проявления стратиформного типа. Среди литологически контрастной нижнепермской толщи их положение контролируется линейными зонами повышенной дислоцированности, которые трассируют глубоко проникающие расколы фундамента [1].

В связи с проявлением здесь мелкой и весьма напряженной складчатости на уровне локализации стратиформных золоторудных проявлений происходит кардинальная перестройка структурно-текстурного рисунка терригенных пород без ощутимого изменения их минерального состава. Подобные соотношения показывают, что связанное с линейной складчатостью преобразование рудовмещающей толщи происходит в этом районе в условиях термодислокационного метаморфизма высоких давлений и умеренных температур [8].

На долю песчаников и гравелитов приходится около 20% мощности южных разрезов, однако из-за крупнозернистости они дают наиболее объективную информацию о петрографическом составе первичного осадка и характере его изменения в процессе метаморфизма. В основании первого мегаритма песчаники и гравелиты представлены неравнозернистыми кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми разностями, как правило, в разной степени хлоритизированными и серицитизированными.

Это сланцеватые породы с гнейсовидной, реже очково-гнейсовидной микротекстурой при обычно неравномерно гранобластовой структуре кластогенного, а частично и цементирующего материала. В зависимости от их соотношения текстурный рисунок песчаников и гравелитов определяется либо директивной ориентировкой удлиненно линзовидных обломков, либо струйчатым узором кварц-хлорит-серицитового базально-пленочного цемента гранолепидобластовой структуры.

В процессе дислокационного метаморфизма цемент и кластогенная составляющая в своей основной массе претерпели существенные структурные преобразования, поэтому сейчас в породах псефопсаммитовой размерности преобладают конформно-регенерационный либо инкорпорационный тип цементации.

На долю обломочного материала в них приходится 70—80%. Наиболее широко здесь развиты слабо окатанные обломки средних (№ 30—35) плагиоклазов, алевролитов и кислых лав (30—70%). Далее следуют кварц (20—30%), калиевый полевой шпат (до 5%), обычно интенсивно альбитизированный, и аллотигенный биотит (до 1%). Среди акцессорных минералов установлены сфен, циркон, ильменит, касситерит, редко гранат. В качестве новообразованных минералов гравелиты и песчаники

содержат резко переменное количество хлорита, серицита и альбита, сумма которых в отдельных шлифах достигает 30%.

При движении вверх по разрезу состав кластогенного материала заметно упрощается и здесь преобладают существенно кварцевые песчаники, содержащие в обломках 10—20% кислого (№ 10—15), реже среднего (№ 30—35) плагиоклаза и практически лишенные вулканомиктового материала.

Алевролиты южной части региона независимо от их положения в литологически контрастной части разреза представлены углисто-глинистыми разностями с параллельно- или линзовидно-слоистой текстурой. Основная ткань породы, как и рассеянные в ней обломки, в разной степени серицитизированы. Особенно интенсивно серицит развивается в алевролитах первого мегаритма, где его сегрегации имеют мелкоагрегатную или лепидобластовую структуру, резко интерферируют в красно-синих цветах первого порядка и рельефно подчеркивают сланцеватость породы.

Под воздействием термодислокационного метаморфизма, видимо, происходит естественный крекинг битумоидной составляющей рассеянного в породе органического вещества, которое обособляется в прожилках кварц-антраксолитового состава. По данным спектрохимических определений, антраксолит этих прожилков содержит до 3 г/т золота.

Специфическое положение в южных разрезах занимают уже упоминавшиеся тиллоидные алевролиты турбидитного генезиса. Среди содержащихся в них обломков и окатанной разноразмерной гальки в порядке убывающей последовательности отмечены: перекристаллизованные известняки, риолиты, кислый плагиоклаз и альбитизированный микроклин, т. е. те же компоненты, что и в осадках псефопсаммитовой размерности.

Исходя из приведенных характеристик все описанные породы следует рассматривать как продукт преобразования терригенных осадков, умеренно или слабо сортированных по составу и крайне незначительно по крупности обломочного материала. Они сформировались в результате однокличного размыва незрелой либо умеренно зрелой толщи, в строении которой существенную роль играли вулканы кислого (дацит-риолитового) состава. Каких-либо петрографических признаков проявления синхронного с осадконакоплением вулканизма в них не устанавливается.

Петрохимические и геохимические особенности терригенных пород. С целью более достоверного решения вопроса об условиях седиментации в раннепермском бассейне, составе и степени зрелости пород области сноса использованы результаты 184 силикатных анализов проб, отобранных из разрезов в трех пересечениях, освещающих север, центр и юг региона и отстоящих на расстоянии 150—200 км друг от друга (табл. 1). Все пробы, характеризующие петрохимические и другие свойства терригенных пород, отбирались в обнажениях или разведочных выработках, лишенных рудной минерализации.

Как следует из табл. 1, однородные по составу литологические разности изученных разрезов существенно не отличаются по содержанию петрогенных компонентов. Принципиально важным фактом является сильная обезвоженность песчаников и алевролитов южных разрезов, что связано с их положением в зоне интенсивно проявленного термодислокационного метаморфизма.

Для количественной оценки роли обломочного материала различного генезиса и полноты разделения петрогенных компонентов в ходе седиментации и последующего преобразования осадочной толщи был рассчитан ряд петрологических модулей (табл. 2). Как показывают результаты сравнительного анализа [18], при оценке степени выветрелости и полноты разделения продуктов гидролиза и кремнезема терригенных пород наибольшей разрешающей способностью обладает модуль (ГМ) $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/\text{SiO}_2$. В нашем случае его медианное значение не превышает 0,34, что, согласно данным Я. Э. Юдовича, характерно для нормальных терригенных отложений (например, полимиктовых песчаников), не подвергшихся процессу гидролиза.

Таблица 1

Средний химический состав отложений ранней перми Южно-Верхоянского синклиория, %

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	П.п.п.	Сумма
<i>Северная часть</i>															
Песчаники (5)															
70,4	0,54	11,7	3,95	0,10	1,04	1,88	0,06	3,99	1,96	0,10	0,20	0,12	4,01	—	100,05
Алевролиты (27)															
62,61	0,68	15,43	6,86	0,80	2,33	1,87	0,06	3,11	2,95	0,37	0,17	0,30	2,05	—	100,00
<i>Центральная часть</i>															
Песчаники (7)															
70,01	0,38	15,05	—	2,72	0,89	2,31	0,06	5,56	1,2	0,14	0,20	0,33	1,42	—	100,71
Алевролиты (29)															
63,87	0,68	15,75	0,91	4,25	1,40	0,88	0,05	2,45	3,16	0,27	0,24	0,18	3,70	2,01	99,78
<i>Южная часть</i>															
Песчаники (40)															
71,17	0,38	12,03	0,59	2,22	0,79	2,31	0,06	4,79	1,68	Не обн.	0,24	0,41	3,24	—	100,02
Алевролиты (76)															
61,09	0,61	14,56	1,56	4,32	2,24	2,75	0,13	2,89	3,55	»	0,20	0,33	3,13	1,89	99,90

Примечание. В скобках в этой и последующих таблицах приведено число проб.

Петрологические модули терригенных пород Южно-Верхоянского синклинория, рассчитанные по результатам силикатных анализов

ГМ	ФМ	ТМ	НМ	НМ+КМ	ЖМ	ЖММ
<i>Северная часть</i>						
<i>Песчаники</i>						
0,23	0,07	0,05	0,34	0,51	0,41	7,6
<i>Алевролиты</i>						
0,38	0,16	0,04	0,20	0,39	0,78	11,35
<i>Центральная часть</i>						
<i>Песчаники</i>						
0,26	0,05	0,02	0,37	0,45	0,18	7,3
<i>Алевролиты</i>						
0,34	0,10	0,04	0,15	0,35	0,32	7,66
<i>Южная часть</i>						
<i>Песчаники</i>						
0,21	0,05	0,03	0,40	0,54	0,23	7,5
<i>Алевролиты</i>						
0,34	0,13	0,04	0,20	0,44	0,40	9,8

На слабо проявившуюся тенденцию отделения продуктов гидролиза указывают также низкие значения фемического $\text{ФМ} = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})/\text{SiO}_2$, а особенно титанового модулей — $\text{ТМ} = \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, величина последнего варьирует в пределах 0,02—0,05 при медианном значении 0,04. Весьма низкое значение этого параметра и ограниченные пределы его колебаний типичны для низкосортированных, не испытавших перемива терригенных осадков.

Медианное значение натриевого модуля — $\text{НМ} = \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в рассматриваемом случае близко к 0,34, что также указывает на незначительную выветрелость плагиоклазов и хорошо согласуется с выводом о слабом проявлении процессов гидролиза.

Суммарный калиево-натриевый модуль — $\text{КМ} + \text{НМ} = (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ отражает нормально или несколько повышенно щелочной состав исследуемых осадков. Для северной части региона при некотором возрастании щелочности увеличивается железный — $\text{ЖМ} = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$ модуль алевролитов. Отмеченный факт объясняется проявлением синхронного с их накоплением базитового магматизма (см. выше), совершенно не характерного для центральной и южной частей территории, где повышенная щелочность устанавливается в нормальных по железистости отложениях.

Помимо петрологических модулей, хорошо зарекомендовавших себя при изучении петрохимии и геохимии осадочной толщи Приполярного Урала [18], был использован железомарганцевый модуль $\text{ЖМ} = (\text{Fe} + \text{Mn})/\text{Ti}$, который, по данным ряда исследователей, весьма чувствителен к проявлениям конседиментационного вулканизма [16, 17].

На основе обобщения результатов новейших океанографических исследований Н. М. Страхов пришел к выводу о том, что влияние синхронных с осадконакоплением вулканогенных, а также вулканогенно-гидротермальных процессов на химизм образующихся при этом пород существенно в том случае, когда величина железомарганцевого модуля превышает 20. Для терригенных пород Южно-Верхоянского синклинория этот параметр, рассчитанный на базе усредненных данных и частных анализов, как правило, меньше 10. Единственным исключением опять-таки

являются алевролиты северных разрезов (ЖММ 11,35), но и здесь он ложится в поле обычных морских осадков (ЖММ 10—20).

Состав и уровень содержания микропримесей в терригенных породах нижней перми характеризуется по результатам 17000 полуколичественных спектральных анализов, выполненных методом просыпки на спектрографе ДФС-8, а также данными 1067 радиохимических определений золота. Этот материал систематизирован в табл. 3, где для сравнения приведены также сведения по региональному фону пород всего терригенного комплекса — от верхнего карбона до нижней юры включительно и кларки концентраций рудогенных элементов в отдельных литологических разностях.

Главнейшей особенностью рассматриваемых разрезов является резко повышенное содержание в них мышьяка, который выступает так же как профилирующий элемент золотоносных жил региона, относящихся к арсенопиритовому минеральному и мышьяковому геохимическому типам малосульфидной золотокварцевой формации [10]. Подобная специализация осадочных пород и рудных проявлений является закономерным следствием их положения в пределах мышьяковой геохимической провинции [4, 5].

Из приведенных данных также следует, что по сравнению с планетарным кларком песчаники региона в той или иной мере обогащены подавляющим большинством рудогенных элементов. Это явление может объясняться либо их кластогенно-минеральной природой, либо коллекторскими свойствами песчаников, которые аккумулировали рудное вещество в процессе катагенно-метаморфического преобразования терригенной толщи.

Последний из вариантов представляется нам достаточно реальным, поскольку даже в зонах термодислокационного метаморфизма, где петрофизические свойства в значительной мере нивелируются, эффективная пористость песчаников остается все же в 1,7 раза более высокой по сравнению с алевролитами (0,55 и 0,32% соответственно). По содержанию золота на общерегиональном фоне Южно-Верхоянского синклиория заметно выделяются продуктивные отложения нижней перми, причем уровень обогащения благородным металлом здесь примерно одинаков как для песчаников, так и для алевролитов.

В рамках нижнепермского разреза неметаморфизованные песчаники и алевролиты мало отличаются по содержанию золота, хотя уровень его концентрации несколько выше в породах алевритовой размерности. Значительный вклад в общий баланс благородного металла здесь вносят конкреции марказита, а также развивающегося по нему метакристаллического пирита, которые широко распространены в нижнепермских алевролитах и содержат в среднем 0,35 г/т золота [11]. Дисульфиды железа вообще прекрасные концентраторы широкого спектра рудогенных элементов и более контрастно отражают геохимическую специализацию осадочных пород [12].

Диаметрально противоположная картина распределения золота между песчаниками и алевролитами выявляется в пределах зон термодислокационного метаморфизма, которые контролируют размещение золоторудных проявлений стратиформного типа.

Здесь в песчаниках первого мегаритма концентрация золота составляет 10 мг/т, тогда как в алевролитах его содержание не достигает 1 мг/т. Для третьего мегаритма, расположенного на 500 м выше по разрезу, эти цифры составляют соответственно 90 и 12 мг/т.

Такая диспропорция, на наш взгляд, результат метаморфогенного перераспределения первичных концентраций золота. В ходе этого процесса пачки более пористых песчаников играли роль коллекторов, а в качестве рудопродуцирующих выступали алевропелитовые части нижнепермского разреза.

Достоверность такой интерпретации подтверждается проводившимися выше данными о природном крекинге и переотложении органического

Таблица 3

Средние содержания наиболее широко распространенных элементов-примесей в терригенных породах Южно-Верхоянского синклинория, $n \cdot 10^{-3} \%$

Ti	V	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Mo	Ag	Pb	Sn	P	Cr	Ge	Bi	- B	Mn	Se	Zr	Ce	La	Th	Au*
<i>Региональный фон Южно-Верхоянского синклинория</i>																							
<i>Песчаники (1628, Au 211)</i>																							
275	6	0,9	1,8	3,1	9,0	2,6	6,0	0,1	0,03	2,0	0,4	70	5	0,1	0,2	4	29	2	30	20	1	11	6,0
<i>Алевролиты (3936, Au 829)</i>																							
243	7	0,9	2,4	4,7	14	3,4	7,0	0,2	0,05	2,9	0,6	100	4	0,2	0,2	2	8	2	20	10	1	9	7,2
<i>Продуктивные отложения ранней перми</i>																							
<i>Песчаники (200, Au 127)</i>																							
155	6	0,6	2,3	3,1	14	1,9	7,0	0,07	0,07	1,5	0,2	70	4	0,2	0,3	7	34	3	30	20	1	7	10,0
<i>Алевролиты (1500, Au 433)</i>																							
456	9	0,9	1,8	5,7	13	1,9	10	0,1	0,05	2,9	0,9	50	9	—	0,5	7	60	—	20	20	1	7	12,2
<i>Конкреции марказитов в раннепермских отложениях (27, Au 27)</i>																							
150	6	4	4	55	70	1,9	40	0,3	0,9	30	0,2	—	4	0,2	0,5	—	—	—	—	—	—	—	350,0
<i>Кларки концентраций в продуктивных отложениях ранней перми</i>																							
<i>Песчаники</i>																							
1,03	3	20	11,5	6,2	8,75	1,6	70	14	10	2,1	4	4,1	1,1	0,2	—	2	0,85	30	1,87	2,2	0,3	—	4
<i>Алевролиты</i>																							
0,99	0,69	0,47	0,26	1,27	1,37	1,0	77	0,04	10	1,4	1,5	0,7	1,0	—	—	7	0,7	?	1,0	3,3	0,14	5,8	4,88

* Средние содержания золота приведены в мг/т, кларки концентраций заимствованы из работы [19].

Зависимость Co/Ni-отношений от степени метаморфизма рудовмещающих отложений

Положение опробуемого участка разреза рудовмещающих отложений	Порода	Co/Ni
Опорные разрезы вне зон метаморфизма	Песчаники Алевриты	0,26 0,50
Разрезы в зоне слабого воздействия метаморфизма (уровень хлоритовой субфации в третьем мегаритме)	Песчаники Алевриты	0,53 0,57
Разрезы в зоне наиболее интенсивного воздействия метаморфизма (уровень биотитовой субфации в первом мегаритме)	Песчаники Алевриты	4,70 0,04

вещества, а также резким изменением величины Co/Ni в породах, подвергшихся метаморфизму при наиболее высоких его ступенях (табл. 4).

Легко заметить, что в менее измененных породах третьего мегаритма величина рассматриваемого показателя имеет тот же порядок, как и вне зон метаморфизма. Напротив, в разрезе первой ритмопачки, где метаморфизм проявился наиболее интенсивно, соотношение интересующих нас элементов изменяется на целый порядок. Происходит это исключительно за счет перераспределения наиболее подвижного кобальта, который, как и золото, выносится из рудопроизводящих пород и обогащает коллекторские пласты. При этом, если кобальт подвергается перегруппировке только в низах продуктивного разреза, то золото вовлекается в процесс миграции и на более высоких (третий мегаритм) структурно-гипсометрических уровнях. Такое соотношение объективно вытекает из термодинамических особенностей сравниваемых элементов [9]. Как более подвижный элемент золото переносится на более значительные расстояния, а затем концентрируется не только в коллекторских пластах песчаников, но и в кварцевых жилах согласного типа.

* * *

• В заключение можно сделать следующие выводы:

Отложения нижней перми Южно-Верхоянского синклиория представлены нормально-морскими терригенными осадками, сформировавшимися в результате интенсивного одноциклического размыва слабозрелых пород, среди которых были широко развиты вулканиты кислого состава. Процесс седиментации протекал здесь в крайне нестабильной обстановке дельтовых фаций и периодически приобретал лавинный характер, что обусловило высокую литологическую изменчивость продуктивной части разреза, породы которого в ходе дальнейшей эволюции не проходили стадии корообразования.

Приуроченность стратиформных проявлений золота к грубозернистым литологически гетерогенным осадкам, не подвергавшимся процессам гидролиза, исключает возможность их сингенетического образования, но изначально были обогащены золотом и основными рудогенными элементами, рассеянными во всей толще ранней перми.

Обезвоживание терригенной толщи, а также явно выраженные признаки перегруппировки золота и других рудогенных элементов в связи с процессами термодислокационного метаморфизма создают реальные предпосылки для образования эпигенетических концентраций благородного металла. Механизм такого концентрирования в соответствии с положениями метаморфогенно-гидротермальной гипотезы детально освещен в многочисленных работах В. А. Буряка и не является предметом рассмотрения настоящей публикации.

1. Андриянов Н. Г. О взаимоотношении процессов метаморфизма и золоторудной минерализации в Южно-Верхоянском синклинории//Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 2. С. 434—436.
2. Белозерцева Н. В., Силичев М. К. К генезису верхнепермских тиллитовидных пород Южно-Верхоянского синклинория//Литология и полез. ископаемые. 1978. № 3. С. 152—159.
3. Волкодав И. Г. Взаимоотношение даек и оруденения на Алтайском месторождении (Южное Верхоянье)//Рудообразование и его связь с магматизмом (тез.) Якутск: Изд-во Якут. фил. СО АН СССР, 1966. С. 221—223.
4. Кокин А. В. Южно-Верхоянский мышьяковый феномен//Докл. АН СССР. 1984. Т. 277. № 1. С. 206—209.
5. Кокин А. В. Мышьяковая Южно-Верхоянская провинция//Геология и геофизика. 1985. № 1. С. 74—81.
6. Константинов М. М., Слезко В. А., Косовец Т. Н. Стратиформное золотокварцевое оруденение//Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 2. С. 432—434.
7. Лисицын А. П. Глобальные пояса лавинной седиментации//Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984. С. 4—34.
8. Логвиненко Н. В. Закономерности осадко- и пороодообразования и проблемы современной геологии. М.: Недра, 1983. 505 с.
9. Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 260 с.
10. Петровская Н. В., Софонов Ю. Г., Шер С. Д. Формации золоторудных месторождений//Рудные формации эндогенных месторождений. Т. 2. М.: Наука, 1976. С. 3—110.
11. Силичев М. К., Андриянов Н. Г. Структурно-геохимические принципы прогнозирования золоторудных месторождений в Южно-Верхоянском синклинории//Вопросы рудоносности Якутии. Якутск: Изд-во Якут. фил. СО АН СССР, 1974. С. 54—66.
12. Силичев М. К. Выявление металлогенической специализации территорий на основе анализа мономинеральных фракций//Геохимические методы поисков рудных месторождений в северных районах Сибири (тез.). Якутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1979. С. 26—29.
13. Силичев М. К., Белозерцева Н. В. Температурные условия формирования многостадийного золоторудного месторождения//Докл. АН СССР. 1980. Т. 250. № 3. С. 705—707.
14. Силичев М. К., Белозерцева Н. В. Зональность распределения примесей в кварцах, арсенопиритах и галенитах золоторудного месторождения//Геохимия. 1981. № 3. С. 379—384.
15. Стаников В. А. О природе золотого оруденения углистых алевролитовых толщ и факторах его крупномасштабного прогнозирования//Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири (тез.). Иркутск: Изд-во Вост.-Сиб. НИИГГиМС, 1974. С. 281—286.
16. Страхов Н. М. Об эксгальциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках//Литология и полез. ископаемые. 1974. № 3. С. 20—27.
17. Хворова И. В. Вулканогенно-осадочные породы. М.: Недра, 1983. 243 с.
18. Юдович Я. Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, Ленингр. отделение, 1981. 376 с.
19. Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust//Bull. Geol. Soc. America. 1961. V. 72. № 2. P. 175—190.

Аллах-Юньская геологоразведочная
экспедиция

Поступила в редакцию
26.IV.1985

УДК 552.543 (575.4)

ТИПЫ ДОЛОМИТОВ В ВЕРХНЕЮРСКИХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГА ТУРКМЕНИИ

КРЮЧКОВ В. Е.

В статье рассматриваются различные типы доломитовых коллекторов, распространенных среди нефтегазоносных отложений верхней юры юга Туркмении.

Во многих регионах мира карбонатные нефтегазоносные отложения представлены доломитами, одни разновидности которых являются высокоемкими пористыми коллекторами, другие — флюидоупорами. Необходимым условием успешного ведения поисково-разведочных работ на нефть и газ в этих регионах является комплексное, детальное изучение нефтегазоносных отложений, включающее в себя выявление их генезиса и влияния постседиментационных преобразований на формирование современного облика пород. Изучению этих вопросов на протяжении многих лет уделяется большое внимание советскими и зарубежными исследователями. Следует отметить, что в настоящее время генетическая диагностика доломитов разработана недостаточно полно и еще имеется ряд спорных, дискуссионных положений.

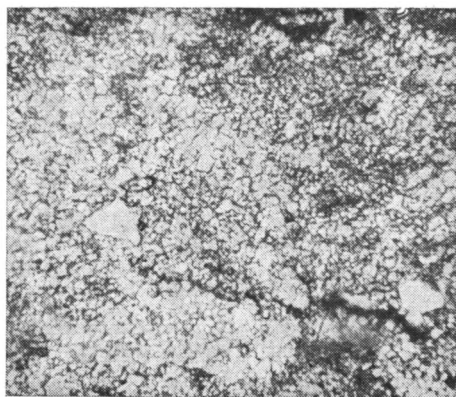
В настоящей работе сделана попытка проанализировать условия образования доломитов и установить литологические признаки их генетической диагностики применительно к конкретным условиям южных районов Туркмении на примере нефтегазового месторождения Сабур, газового месторождения Кырк, нефтегазопромысловых площадей Чирли и Карамая. Верхнеюрские (келловей-оксфордские) отложения представлены здесь органогенно-детритовыми, часто доломитизированными известняками и доломитами с прослоями ангидритов, которые резко несогласно перекрываются нижнемеловыми терригенно-карбонатными отложениями неокомского комплекса. Доломиты составляют около половины верхнеюрского разреза, именно в них выявлены мелкие залежи нефти и газа и многочисленные нефтегазопроявления.

В результате проведенных исследований выявлено три морфолого-петрографических типа доломитов, которые могут рассматриваться как стадияльно-генетические типы: 1) седиментационные доломиты; 2) диагенетические доломиты замещения карбонатных илов; 3) катагенетические доломиты замещения известняков.

Седиментационные доломиты — это серые, светло-серые и буровато-серые породы, характеризующиеся тонкозернистой структурой с размером ромбоэдрических зерен около 0,01 мм и менее и отличающиеся при несовершенстве кристаллической формы сплошной равнозернистостью (фиг. 1), что свидетельствует об одностадийности их кристаллизации. В. Б. Татарский [6] считает, что такой размер могут иметь зерна карбоната, непосредственно выпавшие из раствора и образовавшиеся в процессе диагенеза осадка, по-видимому, преимущественно раннего диагенеза. В отдельных образцах пород отмечаются ромбоэдры доломита размером 0,02—0,08 мм, эти зерна распространены беспорядочно, составляют 1—2% породы. В изученных образцах пород данного типа наличия фаунистических остатков не установлено. Однако отдельные выделения ангидрита размером 0,02—0,2 мм имеют морфологию, характерную для некоторых фаунистических остатков (раковины остракод, фораминифер). На контакте ангидрита с вмещающей тонкозернистой доломитовой матрицей отмечается наличие ромбоэдров доломита размером 0,01—0,05 мм. В седиментационных доломитах присутствует глинистая примесь и тер-



Фиг. 1. Седиментационный доломит. Св. Кырк-1 (глубина 3910—3930 м), николи скрещены, увел. 100



Фиг. 2. Доломит диагенетического замещения известняка. Св. Чирли-1 (глубина 3878—3884 м), николь один, увел. 100

ригенные обломки преимущественно алевритовой размерности, их содержание достигает 45%. Терригенный материал представлен в основном обломками кварца, резко подчиненное значение имеют полевые шпаты. В виде единичных зерен и агрегатов размером от сотых долей миллиметра до 0,2 мм присутствуют выделения пирита. Иногда пирит окислен, что придает породе буроватый оттенок. Характерна хорошая сохранность таких седиментационных текстур, как трещины усыхания и знаки волновой ряби. Седиментационные доломиты переслаиваются с ангидритами, образуют в них линзовидные включения и прослои мощностью от долей метра до нескольких метров, встречаются также в виде прослоев в диагенетических доломитах. Седиментационные доломиты представлены, как правило, плотными разновидностями пористостью менее 1%, характеризуются наличием очень мелких ($<0,01$ мм) слабосообщающихся первичных межзерновых пор.

Таким образом, в верхнеюрском разрезе юга Туркмении седиментационные доломиты выделены на основании следующих признаков: а) тонкозернистая структура пород, характерная для зерен, непосредственно выпавших из раствора; б) отсутствие каких-либо следов замещения доломитом ранее существовавших карбонатных илов; в) мелководные условия образования осадков (наличие трещин усыхания и знаков волновой ряби, окисление соединений железа); г) осолонение бассейна седиментации в условиях аридного климата (ассоциация описанного типа доломитов с ангидритами, неблагоприятные условия для жизнедеятельности организмов).

Низкая первичная пористость осадков обусловила слабое развитие в них постседиментационных преобразований. На стадии позднего диагенеза слаболифитизированный осадок в очень незначительной степени подвергся процессам перекристаллизации, что привело к образованию в породе ромбоэдров доломита размером 0,02—0,08 мм. В дальнейшем (поздний диагенез — ранний катагенез) содержащиеся в породе редкие фаунистические остатки были подвержены выщелачиванию, стенки пор инкрустировались ромбовидными зернами доломита размером 0,02—0,07 мм, объем пор выщелачивания не превышал 1—2% породы. Существенное влияние на формирование современного облика седиментационных доломитов оказали процессы сульфатизации. На стадии катагенеза ангидрит выполнял трещины, образовавшиеся при деформации толщи, а также поры, метасоматически замещая прилегающие участки матрицы, что в еще большей степени ухудшило фильтрационные свойства пород.

Плотные седиментационные доломиты, ассоциирующие с прослоями ангидритов, являются, таким образом, довольно мощными (мощность до первых десятков метров) непроницаемыми пачками, которые можно

рассматривать как зональные или локальные флюидопоры, способные экранировать залежи углеводородов. Важно отметить, что подобные ассоциации пород наиболее широко распространены в кровле верхнеюрского разреза.

К *диагенетическим доломитам замещения карбонатных илов* отнесены породы, макроскопически очень похожие на описанные выше седиментационные доломиты. Для них характерны также серые, светло-серые и буровато-серые тона. Размер зерен диагенетических доломитов составляет 0,01—0,05 мм, иногда несколько больше, формы преимущественно ромбовидная и неправильная, близкая к ромбовидной. Наиболее крупные (0,03—0,05 мм) зерна при микроскопическом изучении в проходящем свете имеют более светлую окраску по сравнению с мелкими зернами, они распространены в породе неравномерно, часто образуют скопления неправильной формы. Сливаясь в отдельных участках, эти скопления образуют «мозаичную» текстуру пород, что отражается на неоднородности их окраски (фиг. 2). В диагенетических доломитах часто присутствует глинистая и терригенная примесь. Терригенный материал составляет от единичных включений до 35% породы, представлен преимущественно включениями алевритовой размерности, с увеличением размера обломков ухудшается их сортировка. Как и в седиментационных доломитах, здесь резко преобладают обломки кварца, значительно реже встречаются полевые шпаты, в отдельных образцах присутствуют обломки доломита и осадочного кремнезема, максимальный размер которых составляет 3 мм. Во всех изученных образцах содержатся выделения ангидрита (1—40% породы). В доломитах этого типа встречаются пятнистые, неправильной формы участки первичного тонкозернистого известняка. Тонкозернистый кальцит (размер зерен около 0,01 мм и менее) присутствует также в виде комочков округлой и овальной форм. Имеются различной сохранности остатки иглокожих, раковин брахиопод и двустворок. Содержание пирита колеблется от единичных включений до 1%, в отдельных разновидностях доломитов соединения железа окислены, что придает породе буроватую окраску. Наиболее широко диагенетические доломиты представлены слабопористыми (1—3%) разновидностями, реже встречаются плотные (<1%) разновидности пород, резко подчиненное значение имеют относительно пористые (3—7%) доломиты данного типа. Различаются два типа пор — выщелачивания фаунистических остатков и межзерновые. Размер пор выщелачивания колеблется от сотых долей миллиметра до 0,7 мм, форма овальная, продольно-вытянутая — подобна форме фаунистических остатков, распространенных в верхнеюрских известняках. Стенки пор часто инкрустированы ромбоэдрами доломита, размером 0,05—0,1 мм, подобные зерна частично или полностью выполняют поровое пространство. Межзерновые поры (0,01—0,03 мм) имеют подчиненное значение в объеме пустотного пространства, они, как правило, составляют менее 1% породы. В отдельных разновидностях пород встречаются малоамплитудные сутуры, выполненные ангидритом трещины усыхания. Диагенетические доломиты встречаются в ассоциации с ангидритами, седиментационными и катагенетическими доломитами, залегают в виде линз и пластов мощностью от долей метра до 15 м.

К описываемому типу отнесены доломиты, образованные в результате замещения первичного известкового ила доломитом на стадии литификации осадка. Основанием для выделения этого типа пород послужили следующие признаки: а) наличие в составе данного типа доломитов участков первичного тонкозернистого известняка; б) доломиты этого типа часто служат переходными разностями между седиментационными доломитами, характеризующими бассейн седиментации повышенной солености, и доломитами катагенетического замещения органогенно-детритовых известняков, образованных в условиях седиментации морского бассейна нормальной солености; в) мелкозернистая структура пород. Как отмечает В. Б. Татарский [6], мелкозернистая структура (0,01—0,05 мм), по-видимому, невозможна для карбоната, выпадающего в

осадок из вод бассейна. Она характерна главным образом для карбоната диагенетического происхождения. В редких случаях указанные размеры, преимущественно около верхнего предела данного интервала, могут получиться в результате эпигенеза [6].

Анализ имеющегося материала, а также соотношение залегания диагенетических доломитов с вмещающими их породами позволяют считать, что седиментация первичных известняков осуществлялась в мелководном морском бассейне преимущественно нормальной солености в условиях относительно спокойной гидродинамической обстановки. Периодические увеличения интенсивности гидродинамического режима сопровождались повышенным привносом в бассейн седиментации терригенного материала, ухудшением сортировки обломков.

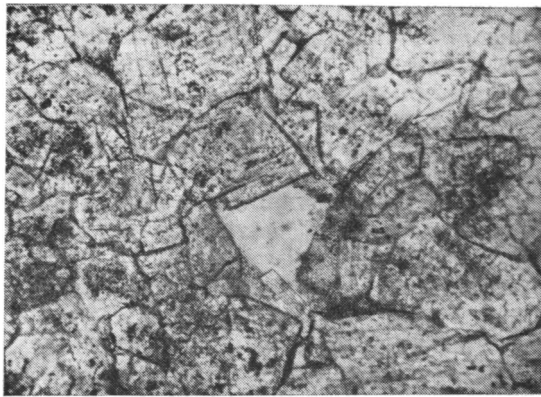
Литификация осадков осуществлялась как в результате собственно диагенеза, так и вследствие экзодиагенеза, о чем свидетельствует наличие в отдельных образцах пород трещин усыхания. Н. М. Страхов [5] отмечал, что для слаболитифицированного ила на стадии диагенеза характерна неоднородность геохимической обстановки на отдельных близлежащих участках осадка (различные значения pH и Eh среды), обусловленная неравномерностью парциальных давлений CO_2 , а также неравномерностью распределения в иле организмов, в том числе дискретностью популяции бактерий и различных форм органического вещества. Вероятно, эти условия явились причиной неравномерного обогащения ионами магния отдельных участков ила, что привело к неравномерной доломитизации осадка. Источником магния, необходимого для доломитизации известковых илов, вероятно, служили ионы, поступающие из вышележащих седиментационно-доломитовых и эвапоритовых осадков. Доломитизация проявлялась как частично, так и до полного замещения первичного ила и форменных компонентов. Процессы доломитизации известкового ила на стадии диагенеза обусловили формирование в породе межзерновых пор.

На диагенетические процессы доломитообразования накладываются более поздние катагенетические процессы. По-видимому, на стадии позднего диагенеза — раннего катагенеза был сформирован основной объем порового пространства в диагенетических доломитах в результате выщелачивания отдельных компонентов пород, прежде всего фаунистических остатков. Впоследствии стенки пор были инкрустированы новообразованными ромбоэдрами доломита, что в некоторой степени уменьшило объем пор в породе. Процессы последующей сульфатизации в еще большей степени сократили объем пустотного пространства, зерна ангидрита частично или полностью выполнили ранее существовавшие в породе поры и трещины, ухудшили сообщаемость пустот. Процессы растворения пород под действием повышенных давлений привели к образованию в отдельных разновидностях диагенетических доломитов малоамплитудных сутур.

Характерно, что плотные разновидности диагенетических доломитов, которые могли бы служить надежным флюидоупором, и разновидности, способные служить коллекторами углеводородов, встречаются довольно редко. Наиболее широко распространены слабопористые (1—3%) породы, что позволяет диагенетические доломиты рассматривать преимущественно как промежуточные толщи рассеивания углеводородов в составе нефтегазоносных резервуаров и на пути миграции углеводородов.

Наиболее широко в верхнеюрском разрезе южных районов Туркмении распространены *катагенетические доломиты замещения известняков*, они слагают довольно мощные (от нескольких до 100 м и более) толщи. Иногда этот тип доломитов встречается в виде прослоев меньшей мощности, переслаивающихся с диагенетическими и седиментационными доломитами.

Для катагенетических доломитов характерны более светлые тона по сравнению с доломитами описанных выше типов. Размер зерен преимущественно составляет 0,05—0,2 мм, форма — ромбоэдрическая, непра-



Фиг. 3. Доломит катагенетического замещения известняка. Скв. Карамая-1 (глубина 3035—3043 м), николь один, увел. 100

вильно-ромбоэдрическая (фиг. 3). В изученном разрезе распространены как разномзернистые, так и относительно равномзернистые разновидности пород. Часто внутри отдельных ромбоэдров встречаются комочки микрозернистого карбоната. Многие разновидности данного типа доломитов содержат участки первичного известняка, фаунистические остатки. Терригенная примесь встречается значительно реже, чем в доломитах седиментационных и диагенетических, или вовсе отсутствует. Содержание терригенного материала увеличивается на контакте с диагенетическими доломитами, достигая иногда 45% породы. Ангидрит присутствует во всех изученных образцах (1—15% породы), выполняет пустотное пространство, замещает прилегающие участки матрицы. В порах отдельных разновидностей пород встречаются выделения халцедона. Содержание пирита в катагенетических доломитах ниже (единичные включения), чем в седиментационных и диагенетических доломитах. Иногда встречаются единичные зерна глауконита. Пористость катагенетических доломитов в изученных образцах изменяется от долей процента до 20%. Характерно наличие двух типов пустот — межзерновых пор и пустот выщелачивания фаунистических остатков. Межзерновые поры составляют не более 2—3% породы, для них характерна угловатая форма, размер 0,01—0,1 мм. Основной объем пустотного пространства составляют поры и каверны выщелачивания фаунистических остатков. Размер пустот этого типа 0,03—5 мм, формы округлая, овальная, продольно-вытянутая, щелевидная, серповидная — унаследованная от раковин, растворенных в результате процессов выщелачивания. Характерно, что с увеличением пористости пород возрастает степень их доломитизации. Стенки пустот часто инкрустированы более крупными и более светлыми в проходящем свете (по сравнению с матрицей) ромбоэдрами доломита.

Седиментационные и диагенетические доломиты характеризуют фациальную обстановку седиментации и условия литификации осадка, имеют некоторые сходные черты, что часто затрудняет их раздельную диагностику. Формирование катагенетических доломитов обусловлено воздействием постседиментационных процессов на уже сформированные в различных фациальных условиях известняки. Характер доломитизации зависит от первичного состава и структуры известняков, физико-химической обстановки, при которой происходило замещение известняков. В связи с большим разнообразием этих условий структура катагенетических доломитов значительно разнообразнее структуры седиментационных и диагенетических доломитов. Часто катагенетические доломиты наследуют структурные особенности первичного известняка. На основании этих особенностей по аналогии с имеющимися в разрезе подобными структурными разновидностями известняков можно в опре-

деленной степени восстановить условия их седиментации, последовательность вторичных преобразований, предшествовавших доломитизации.

Вероятно, накопление известковых илов, послуживших исходным материалом для образования доломитов, происходило преимущественно в условиях мелководного морского бассейна нормальной солености с относительно спокойным гидродинамическим режимом.

В дальнейшем, по-видимому на стадии позднего диагенеза — раннего катагенеза, верхнеюрские отложения были подвержены процессам выщелачивания, что обусловило формирование в них пустотного пространства.

Значительное влияние на формирование современного облика верхнеюрских пород юга Туркмении оказали процессы доломитизации известняков. Основным агентом доломитизации служили рапные рассолы эвапоритовых отложений, перекрывающих известняки. Вопросы теории катагенеза осадочных пород под эвапоритовыми и галогенными толщами рассмотрены в многочисленных работах [2—4, 7, 8 и др.]. Суть этой теории заключается в том, что в гравитационном поле Земли жидкости с большей плотностью стремятся занять более низкое положение в разрезе по отношению к жидкостям с меньшей плотностью. Рапа эвапоритовых отложений, представляющая конечный результат метаморфизма морской воды в условиях аридного водоема, отделяясь от эвапоритовых толщ, медленно просачивалась в нижележащие известняковые отложения. По мнению М. Г. Валяшко, А. И. Поливановой и И. К. Жеребцовой [1], перемещение тяжелой жидкости вниз, а легкой вверх происходит струями сквозь пласты, что подтверждено результатами экспериментальных исследований. Процесс сульфатизации толщ, вероятно, связан с внедрением рассолов в локально ослабленных зонах, в том числе в зонах трещиноватости, возможно, с гидроразрывом и миграцией их «растеканием» по латерали (наиболее проницаемым пластам-коллекторам). На контакте рапы с породой происходила смена геохимической обстановки, протекали сложные ионообменные реакции, осуществлялась доломитизация известняков с образованием продуктов реакции доломитизации Гайдингера: $2\text{CaCO}_3 + \text{MgSO}_4 = \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{CaSO}_4$.

Определяющее значение рапных рассолов ангидритовых толщ в процессе доломитизации известняков подтверждает тот факт, что эвапоритовые толщи подстилаются, как правило, доломитами. Выше эвапоритов залегают известняки. Доломитизация осуществлялась как частично, так и до полного замещения известняков. Степень интенсивности доломитизации уменьшается по мере удаления от эвапоритовых толщ и уменьшения пористости известняков, подвергшихся доломитизации. На стадии раннего катагенеза стенки пор и каверн были инкрустированы зернами новообразованного доломита, что в некоторой степени послужило причиной сокращения объема пустотного пространства катагенетических доломитов.

Сульфатизация пород осуществлялась, вероятно, одновременно с доломитизацией. Ангидрит в различной степени выполнял поры, замещая при этом прилегающие к ним участки матрицы. Катагенетическое окремнение доломитов имело довольно ограниченное значение, наличие в порах халцедона установлено лишь в нескольких изученных образцах пород. Частичное растворение карбонатной матрицы под действием высоких давлений обусловило формирование малоамплитудных сутур в катагенетических доломитах.

В верхнеюрском разрезе южных районов Туркмении описанные типы доломитов являются основными, однако следует отметить, что помимо «чистых» типов встречаются также промежуточные разновидности.

Залежи углеводородов, выявленные на исследуемой территории в верхнеюрских отложениях, приурочены к доломитам катагенетического замещения известняков. Пористые разновидности этого типа доломитов представляют основной объем верхнеюрских пород-коллекторов. Слабопористые разновидности катагенетических доломитов, как и некоторые разновидности диагенетических доломитов, служат промежуточными

толщами рассеивания углеводородов в природных нефтегазоносных резервуарах на пути миграции углеводородов.

Доломиты, подобные описанным выше, возможно, распространены на прилегающих к району исследований территориях, имеющих сходную историю геологического развития. Точная диагностика стадияльно-генетических типов доломитов, выявление характера их распространения в вертикальном разрезе и по латерали позволит на исследуемой территории более целенаправленно вести поисково-разведочные работы на нефть и газ, повысить их эффективность.

Литература

1. *Валяшко М. Г., Поливанова А. И., Жеребцова И. К.* Экспериментальное исследование перемещения растворов разного удельного веса в пористых породах в связи с вертикальной гидрохимической зональностью//*Геохимия*. 1963. № 3. С. 312—329.
2. *Власова Н. К., Валяшко М. Г.* Экспериментальное исследование взаимодействия метаморфизованных морских рассолов с карбонатом кальция//*Геохимия*. 1971. № 5. С. 610—611.
3. *Махнач А. А.* О природе катагенетической доломитизации межсолевых девонских отложений Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1980. С. 3—195.
4. *Махнач А. А.* О глобальном развитии галогенной катагенетической минерализации осадочных пород под эвапоритовыми формациями//*Литология и полез. ископаемые*. 1982. № 3. С. 59—65.
5. *Страхов Н. М.* Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования// *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1953. № 5. С. 12—49.
6. *Татарский В. Б.* О номенклатуре и классификации карбонатного материала по размеру зерен//*Вестн. ЛГУ. Геология. География*. 1959. вып. 4. С. 5—10.
7. *Холодов В. Н., Комарова Г. В., Лисицин А. К.* К проблеме эпигенетического доломитообразования//*Литология и полез. ископаемые*. 1980. № 4. С. 81—95.
8. *Холодов В. Н.* Новое в познании катагенеза//*Литология и полез. ископаемые*. 1982. № 3. С. 3—22.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной институт,
Москва

Поступила в редакцию
24.III.1986

УДК 552.543 : 552.53

**ЛИТОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА
ИНТЕНСИВНОЙ КАТАГЕНЕТИЧЕСКОЙ ДОЛОМИТИЗАЦИИ
ИЗВЕСТНЯКОВ В ГАЛОГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЯХ**

ПОРОШИН В. Д.

На примере Припятского прогиба количественно оценена доля вторичной пористости, образованная в результате взаимодействия межкристаллических рапных рассолов с карбонатными породами. Показано, что литогидрогеохимическими критериями прогноза участков проявления наиболее интенсивной катагенетической доломитизации известняков в регионах развития галогенно-карбонатных формаций могут служить: присутствие в перекрывающей соленосной толще сильвин-карналлитовых пород и минералов более высокой стадии сгущения морской воды; наличие в карбонатных комплексах гидрогеохимических аномалий, проявляющихся в повышенном содержании калия и пониженном магния.

Доломитам посвящено огромное число работ советских и зарубежных исследователей, так как эти породы слагают значительную часть осадочного чехла многих бассейнов и являются одними из наиболее распространенных нефтесодержащих отложений.

Многие из работ посвящены вопросам генезиса доломитов, и в частности катагенетической доломитизации известняков. Однако вопросы разработки критериев прогноза участков наиболее интенсивного проявления этого процесса, количественной оценки катагенетической доломитизации и ее влияния на коллекторские свойства карбонатных комплексов в регионах мощного развития соленосных толщ освещены в литературе хуже.

В данной работе мы попытались оценить долю вторичной пористости, образованную в результате взаимодействия подсолевых и межсолевых рассолов с карбонатными породами, а также установить новые литогидрогеохимические критерии прогноза участков наиболее интенсивного проявления катагенетической доломитизации известняков в галогенно-карбонатных формациях. В качестве примера был выбран Припятский прогиб, где развиты две мощные девонские соленосные толщи (мощностью до 3 км и более), а в меж- и подсолевых отложениях которого широко распространены карбонатные породы. Территория прогиба характеризуется высокой изученностью глубоким бурением на нефть, а также более мелким бурением на калийные соли.

По расположению относительно франской и фаменской соленосных толщ осадочный чехол подразделяется на под-, меж-, надсолевою и две соленосные толщи. При этом подсолевые отложения делятся на две подтолщи: нижнюю—глинисто-терригенную и верхнюю—карбонатную. Межсолевая толща сложена на большей части территории карбонатными отложениями. В южной части прогиба широкое развитие получили терригенные породы, а в восточной—вулканогенно-осадочные. В верхней соленосной толще в пределах северо-западной части рассматриваемого региона широко распространены калийные соли, значительно реже встречаются прослои карналлита.

Меж- и подсолевые карбонатные отложения Припятского прогиба испытали интенсивный доломитовый метасоматоз, который наиболее ярко проявился в пределах северной части региона. Петрографическими доказательствами преимущественно катагенетического характера встречающихся доломитов являются пятнисто-линзовидное неравномерное распределение доломита в толще, резкое изменение содержания магния

в пределах малых участков породы, массивный, сахаровидный облик пород, ассимилированная фауна нормально-морского биоценоза [4].

Многие исследователи связывают процесс вторичной доломитизации известняков в Припятском прогибе с погружением межкристальных рапных рассолов соленосных толщ в под- и межсолевой комплексы. Проведенные нами ранее [7] исследования вопроса формирования высококонцентрированных хлоркальциевых рассолов меж- и подсолевых отложений позволили подтвердить протекание в этих горизонтах процесса преобразования рапных рассолов соленосных толщ при взаимодействии с карбонатными породами и рассеянными карбонатами. Однако до настоящего времени неясен вопрос о количественном влиянии этого процесса на доломитизацию известняков и вопрос о доле вторичной пористости, образованной в результате проявления этого процесса.

К основным факторам, определяющим современный состав под- и межсолевых рассолов и преобразование карбонатных пород, следует отнести состав рапы солеродного бассейна. В качестве гипотетических рассолов, характеризующих девонский галогенез, можно взять состав жидких включений в галите из каменной соли галогенных формаций. Используя расчеты объемов пластовых вод под- и межсолевых карбонатных пород, суммарного содержания в пластовых рассолах нижнего гидрогеологического этажа кальция и магния [3], а также данные по соотношению этих катионов в жидких включениях из кристаллов галита, мы сделали попытку установить долю вторичной пористости, сформировавшуюся в результате катагенетической доломитизации известняков.

Расход магния пластовых вод на вторичную доломитизацию под- и межсолевых карбонатных пород рассчитывался по формуле

$$mMg = mMg_p - mMg_b,$$

где mMg — расход магния на вторичную доломитизацию; mMg_p , mMg_b — масса магния соответственно в погружившейся рапе солеродных бассейнов и в современных пластовых водах меж- и подсолевого карбонатного комплексов. При этом

$$mMg_p = \frac{mCa + Mg}{1,66 \left(r \frac{Ca}{Mg} \right)_p + 1};$$

$$mMg_b = \frac{mCa + Mg}{1,66 \left(r \frac{Ca}{Mg} \right)_b + 1},$$

$$\text{где } 1,66 \left(r \frac{Ca}{Mg} \right) = m \frac{Ca}{Mg}.$$

Увеличение первичной пористости пород подсолевого карбонатного и межсолевого комплексов, связанное с катагенетической доломитизацией, определялось по формуле

$$m = V_1/V,$$

где m — доля вторичных пустот; V_1 — объем образовавшихся пустот в процессе катагенетической доломитизации; V — объем пустот карбонатных комплексов. При этом V_1 определяется по формуле

$$V_1 = \left(m Mg / \frac{Mg}{CaMg(CO_3)_2} / \gamma \right) n,$$

где $m Mg / \frac{Mg}{CaMg(CO_3)_2}$ — масса образовавшегося доломита; γ — плотность доломита, принятая равной $2,52 \cdot 10^3$ кг/м³, n — пористость известняка при его полной доломитизации, равная 12,5%, или 0,125.

Расчеты показали, что уменьшение содержания магния в пластовых водах с величин, характерных для рапных включений в кристаллах не-

**Расчет расхода магния пластовых вод на вторичную доломитизацию
под- и межсолевых карбонатных пород**

Виды и стратиграфическая принадлежность рассолов	Масса компонентов, 10 ⁹ т				расход магния на вторичную доломитизацию <i>m</i> Mg
	$r \frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$	$m \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ [3]	Ca^{2+}	Mg^{2+}	
Маточная рапа франского солеродного бассейна	1,73	—	16,9	5,9	3,6
Пластовые рассолы подсолевых отложений	5,4	22,8	20,5	2,3	
Маточная рапа фаменского солеродного бассейна	1,59	—	19,8	12,5	8,8
Пластовые рассолы межсолевых отложений	4,77	32,3	28,6	3,7	

Таблица 2

**Расчет доли пустот, образовавшихся в результате вторичной доломитизации
под- и межсолевых карбонатных пород**

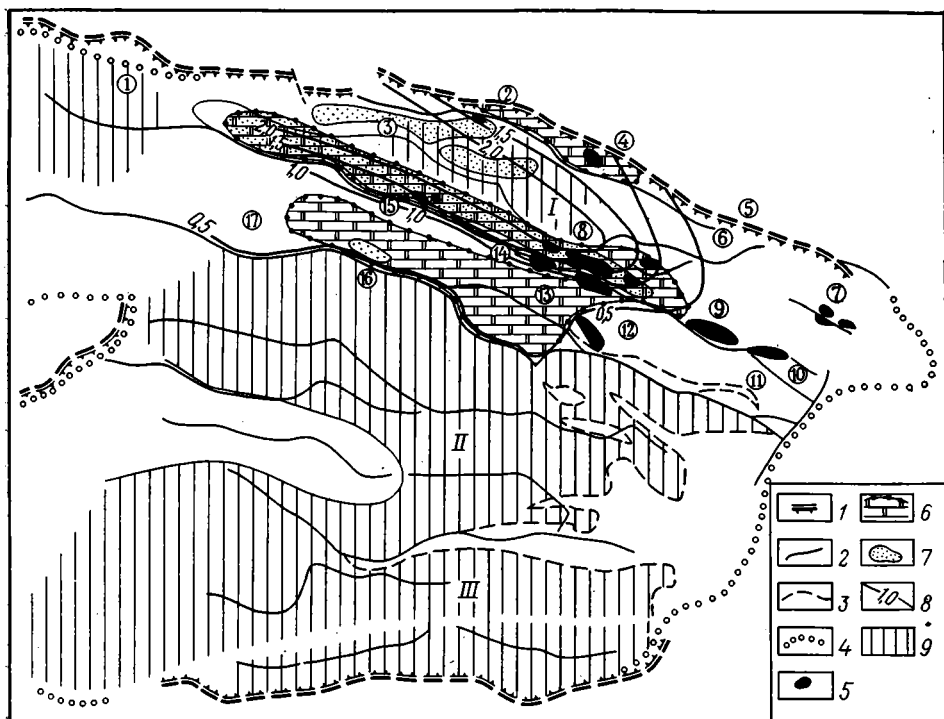
Комплекс пород	Объем пустот, км ³ [3]	Масса магния пластовых вод, ушедшего на доломитизацию, 10 ⁹ т	Масса вторичного доломита, 10 ⁹ т	Объем вторичного доломита, км ³	Образовавшийся объем пустот, км ³	Доля вторичных пустот, %
Подсолевой карбонатный	290	3,6	27,7	11,0	1,4	0,5
Межсолевой	539	8,8	68	27	3,4	0,6

преобразованной каменной соли из франской и фаменской соленосных толщ, до современного содержания в пластовых водах должно было вызвать увеличение первичной пористости на 0,5% в подсолевых карбонатных отложениях и на 0,6% в межсолевом комплексе (табл. 1, 2).

Фактически увеличение вторичной пористости должно быть гораздо больше, учитывая тот факт, что первоначальный объем пустот со времени погружения маточной рапы в карбонатные комплексы уменьшился в результате геостатического уплотнения пород. Изучение поинтервальных распределений средних значений открытой пористости (выборка из 1354 определений) глинистых известняков (доломитов) и мергелей межсолевого комплекса Припятского прогиба показывает, что погружение этих пород на современные глубины залегания под- и межсолевого комплексов могло привести к снижению пористости в 1,5—3,4 раза [2]. Пластовые рассолы, выжатые в процессе геостатического уплотнения карбонатных и карбонатно-глинистых пород рассматриваемых комплексов, также участвовали в процессе доломитизации и способствовали увеличению начальной пористости.

Обобщая приведенные здесь данные и расчеты, можно уверенно говорить, что катагенетическая доломитизация известняков, протекающая за счет их преобразования высокомагнезиальными рапными рассолами, могла привести к увеличению начальной пористости пород меж- и подсолевого карбонатного комплексов на первые единицы процентов.

Рассмотрим основные особенности распространения вторичных доломитов в межсолевом комплексе Припятского прогиба. Согласно исследованиям А. С. Махнача и др. [5], первичная фациальная картина на большей части территории прогиба практически не искажена наложенными процессами доломитизации. Лишь внутри Северной структурно-тектонической зоны этими исследованиями выделены участки, сложенные преимущественно вторичными доломитами и доломитизированными известняками, нередко сильнокавернозными и трещиноватыми. Эти участки (фигура) связаны с Речицко-Вишанским и Червонослободским разломами. Первичные признаки пород здесь указывают на их образование из органогенно-водорослевых известняков, которые замещаются



Схематическая литогидрогеохимическая карта межсолевого комплекса Припятского прогиба

1—2 — разрывные нарушения (1 — краевые, 2 — региональные); 3 — граница зон отсутствия межсолевых отложений; 4 — линия выклинивания соленосных толщ; 5 — нефтяные месторождения; 6 — участки развития вторичных доломитов в межсолевом комплексе по [5]; 7 — основные участки распространения карналлитовых прослоев в верхнефранской соленосной толще по [1]; 8 — изолинии содержания калия в пластовых водах межсолевого комплекса, экв.%; 9 — участки распространения межсолевых рассолов с повышенным (5 экв.%) содержанием магния и пониженным (0,3 экв.%) калия; I—III — структурно-тектонические зоны (I — Северная, II — Центральная, III — Южная). Цифры на схеме — площади поисково-разведочных работ: 1 — Дроздовская, 2 — Судовицкая, 3 — Оземлинская, 4 — Березинская, 5 — Хатецкая, 6 — Озерщинская, 7 — Александровская, 8 — Осташковичская, 9 — Речицкая, 10 — Красносельская, 11 — Барсуковская, 12 — Золотухинская, 13 — Южно-Осташковичская, 14 — Южно-Сосновская, 15 — Вишанская, 16 — Октябрьская, 17 — Червонослободская

по простиранию мало измененными доломитизированными и глинистыми известняками. В северо-западной части (Старобинская депрессия), где органогенно-водорослевые известняки развиты в меньшей степени, вторичные доломиты встречаются значительно реже. В пределах участков распространения вторичных доломитов отмечается увеличение степени вторичной доломитизации с юго-востока на северо-запад [6]. В соответствии с этим происходит и изменение содержания отдельных компонентов в пластовых рассолах (см. фигуру), — отмечается повышение содержания калия при пониженном — Mg и коэффициента $r(\text{Mg}/\text{Ca})$. Такие изменения в химическом составе пластовых вод связаны с процессом погружения в межсолевой комплекс высокоминерализованной рапы стадии садки калийных и калийно-магнезиальных солей и заменой магния рапы на кальций вмещающих пород по реакциям Гайдингера и Мариньяка. Особенности протекания этого процесса рассмотрены нами ранее [7].

В пользу названных причин изменения состава межсолевых рассолов свидетельствуют литолого-фациальные особенности залегающей выше соленосной толщи. Так, в восточной части прогиба силвинитовые пропластки в соленосной толще отсутствуют. Суммарная мощность и число таких прослоев возрастают в северо-западном направлении [1]. Следует отметить также площадное совпадение гидрогеохимической аномалии с участками распространения карналлитовых прослоев в верхнесоленосной толще. В пределах выявленной гидрогеохимической аномалии рас-

положены и участки наиболее интенсивного проявления катагенетической доломитизации известняков. Вне названных участков содержание Mg в пластовых рассолах, как правило, более высокое. Эти факты совместно с ранее проведенными исследованиями позволяют назвать явные критерии прогноза участков наиболее интенсивного проявления вторичной доломитизации известняков в районах мощного развития соленосных толщ.

К литологическим критериям необходимо отнести (кроме таких общезвестных, как повышенная первичная пористость и проницаемость, пониженная глинистость известняков и др.) развитие в перекрывающей соленосной толще калийных солей и карналлитовых прослоев.

К гидрогеохимическим критериям проявления вторичной доломитизации в рассматриваемых регионах следует отнести повышенные содержания калия в пластовых водах межсолевых (подсолевых) отложений при пониженном содержании магния и уменьшенных значениях коэффициента r (Mg/Ca) (см. фигуру). Наличие таких гидрогеохимических аномалий, с одной стороны, указывает на присутствие в соленосной толще, перекрывающей карбонатные отложения, калийно-магнезиальных солей, а с другой — свидетельствует об интенсивности проявления в карбонатных породах метасоматической доломитизации. Повышенные содержания калия в пластовых рассолах и пониженные содержания магния, рассматриваемые вне связи друг с другом не могут указывать на степень проявления вторичной доломитизации карбонатных пород.

Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы.

1. Погружение маточной рапы солеродных бассейнов в нижележащие карбонатные отложения может привести к проявлению вторичной доломитизации известняков и увеличению начальной пористости пород рассматриваемых комплексов в региональном плане лишь на единицы процентов.

2. К новым литогидрогеохимическим критериям прогноза участков проявления наиболее интенсивной катагенетической доломитизации карбонатных пород в регионах развития галогенно-карбонатных формаций следует отнести:

присутствие в перекрывающей соленосной толще силвин-карналлитовых пород и минералов более высокой стадии сгущения морской воды; наличие в карбонатных комплексах (горизонтах) гидрогеохимических аномалий, проявляющихся в повышенном содержании калия и пониженном — магния;

3. Комплексное исследование лито- и гидрогеохимических данных позволяет уточнить механизм и особенности катагенетического преобразования пластовых рассолов и карбонатных пород, а также оценить влияние этих процессов на изменение емкостных и фильтрационных свойств карбонатных комплексов.

Литература

1. Гарецкий Р. Г., Высоцкий Э. А., Кислик В. З. и др. Калийные соли Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1984. 182 с.
2. Махнач А. А. Постседиментационные изменения межсолевых девонских отложений Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1980. 200 с.
3. Махнач А. А., Шиманович В. М., Лебедева Л. Д. и др. Докл. АН БССР. 1984. Т. 25. № 7. С. 630—632.
4. Махнач А. С., Курзун В. П., Курочка В. П. и др. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтегазоносностью. Минск: Наука и техника, 1966. 232 с.
5. Махнач А. С., Урьев И. И., Кручек С. А. и др. Девонская межсолевая толща Припятской впадины (региональные закономерности строения и состава). Минск: Наука и техника, 1984. 220 с.
6. Обморышев К. М. Литология, геохимия и перспективы на полезные ископаемые глубинных зон Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1975. С. 135—148.
7. Порошин В. Д. Литология и полез. ископаемые. 1981. № 6. С. 55—61.

Укринпрониннефть,
Гомель

Поступила в редакцию
6.VIII.1985

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.55

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ОБЛОМОЧНОГО КВАРЦА ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

ПРОКОПЧУК Б. Н., ЛЕВИН В. И., КОЛОДЬКО А. А.

Характерной особенностью кимберлитовых пород, слагающих древние вулканические аппараты, обнаруженные в одном из районов на территории СССР, является широкое распространение обломочного кварца алевропсаммитовой размерности, достигающего в ряде случаев до 30—50% обломочной части породы. Поскольку вмещающими породами указанных тел являются кварцосодержащие терригенные толщи венда, перекрывающими отложения карбонового возраста, а фундамент сложен, судя по составу ксенолитов, разнообразными кварцосодержащими магматическими и метаморфическими породами, то представляется важным по данному минералу выявить соотношение кварца осадочных и кристаллических пород в разных телах на различных глубинах, использовать его в качестве индикатора состава пород фундамента рассматриваемой территории, а также оценить вероятность существования терригенных толщ, залегающих на данной территории в момент становления кимберлитовых тел и впоследствии полностью эродированных.

Естественно, что для решения поставленных задач необходимо выяснить характерные черты обломочного кварца во всех перечисленных выше типах пород.

Изучение кварцевых зерен проводилось в прозрачных шлифах, при этом исследовались морфологические характеристики (сферичность, окатанность), размеры, комплекс типоморфных признаков по методике И. М. Симановича¹. В последнем случае по комплексу признаков, включающих состав минеральных включений, характер газовой-жидких включений, структурные дефекты, каждое из наблюдаемых зерен, вероятно относилось к одной из следующих групп кварцматеринских пород: метаморфических, древних гранитоидов (анатектических или метасоматических, связанных с древними кристаллическими комплексами), молодых гранитоидов (интрузивные образования), жильного и эффузивного кварца. Результаты исследования вынесены на диаграмму распределения генетических типов обломочного кварца (фиг. 1), график размерность — окатанность, в таблицы минерального состава включений в кварцевых зернах (фиг. 2, 3 и таблица).

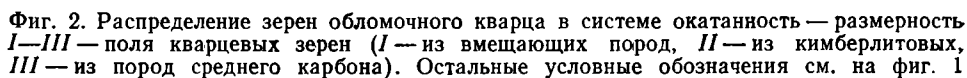
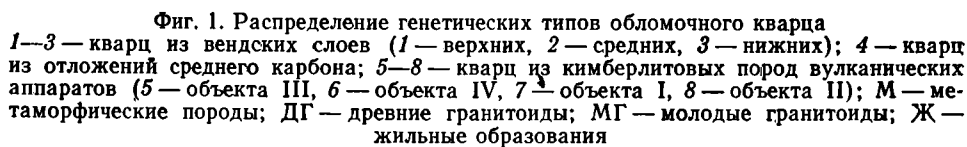
Кварц в вмещающих породах. Изучение обломочных зерен в песчаных разностях пород из различных стратиграфических уровней вендского разреза показало, что по морфологическим характеристикам в пределах исследуемой площади они близки. Размер их составляет в среднем 0,1—0,25 мм, и они обладают слабой и средней степенью окатанности (I и II классы — по А. В. Хабакову, $K_{окат} = 0,3—0,5$ — по Крумбейну и Слоссу). В шлифах им свойственны угловатые частично сглаженные, реже округлые

Состав минеральных включений в обломочном кварце кимберлитовых пород
вмещающих и перекрывающих отложений

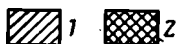
Минеральные включения	Объекты												V ₃	V ₂	V ₁	C ₂
	III	III	III	IV	IV	IV	I	I	II	II	II	II				
Полевой шпат	2	—	—	4	2	—	2	—	2	2	—	—	2	4	2	4
Биотит	4	4	6	12	6	—	4	10	4	4	—	2	2	12	4	4
Мусковит	4	12	10	4	6	2	6	—	—	—	4	—	8	4	—	4
Амфибол	2	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	2	2	2	4
Апатит	8	10	4	2	6	2	8	8	2	4	—	4	6	8	2	2
Циркон	—	2	—	6	2	—	—	—	—	—	—	—	2	2	2	2
Рутил	16	12	20	14	12	8	16	22	6	6	14	28	12	8	4	24
Дистен	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—
Эпидот	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—
Рудный	4	4	2	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Число зерен с включениями	30	32	34	42	30	14	32	34	14	16	18	34	32	30	24	38

Примечание. V₃, V₂, V₁ и C₂ — возраст отложений.

¹ Симанович И. М. Определение первичных источников сноса по обломочному кварцу // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 3. С. 50—59.



Ассоциация	IV	IV	IV	III	III	III	I	I	I	II	II	II	V ₃	V ₂	V ₁	C ₂
Мусковит+апатит	1				1	1										1
Биотит+рутил Биотит (фиолетовый) рутил	1	2		2	2		1							1		1
Полевой шпат+рутил	1															
Апатит+циркон		1														
Мусковит+рутил				1		1							1			
Рудный минерал+рутил					1	1										
Апатит+биотит+рутил							1									
Апатит+биотит (фиолетовый)							1									
Рутит+апатит-мусковит								1								
Апатит+рутил								1		1				1		
Полевой шпат+биотит											1					
Апатит+эпидот												1				
Амфибол+полевой шпат													1			
Мусковит+циркон													1			



Фиг. 3. Распределение минеральных ассоциаций включений в обломочном кварце
1 — присутствие соответствующей ассоциации; 2 — присутствие ассоциации фиолетовый биотит+рутил

контуры. Форма большинства зерен изометричная (коэффициент сферичности 0,6—0,8), реже наблюдаются удлиненные фрагменты. Морфологическая однородность обломочных зерен кварца из разновозрастных отложений вмещающей толщи отражена на графике системы размерность — окатанность, на котором четко обособляется ограниченное поле фигуративных точек обломочного кварца вмещающих пород (см. фиг. 2).

В распределении генетических типов анализируемого кварца также наблюдается однородная картина. Соотношения кварца основных групп кварцматеринских пород исключительно близки по всем сравниваемым возрастным уровням вмещающих пород. На треугольной диаграмме (см. фиг. 1) устанавливается локальное положение фигуративных точек в системе: метаморфические породы — древние гранитоиды — молодые гранитоиды. Поле их распространения сосредоточено вблизи вершины «метаморфические породы», фиксируя явное преобладание «щитового кварца». Некоторые различия в характеристике обломочного кварца из разновозрастных вмещающих отложений проявляются в составе минеральных включений. По этому признаку, как следует из фиг. 3, сходными чертами обладает кварц из верхних и средних слоев венда и обособляется кварц из пород нижних слоев. В первом случае в качестве минеральных включений устанавливается несколько ассоциаций минералов-узников, во втором — встречаемость мономинеральных включений значительно ниже (см. таблицу), и полиминеральные включения не наблюдались. Кроме указанных различий следует отметить присутствие во включениях в кварце только из верхних слоев венда ассоциаций: амфибол+полевой шпат и мусковит+циркон, не обнаруженных в кварце из трубочных пород.

Кварц кимберлитовых пород. Результаты изучения гранулометрического состава и морфологии зерен, представленные в координатной системе окатанность — размерность, со всей очевидностью показывают пеструю картину распределения фигуративных точек, характеризующих кварц из кимберлитовых пород разных участков. Наряду с мелкими зернами слабой окатанности достаточно распространенными являются крупные и хорошо окатанные зерна минерала. На основании этой картины можно выделить следующие морфологические типы обломочного кварца кимберлитовых пород: 1) мелкий, слабой окатанности; 2) крупный, средней и слабой окатанности; 3) мелкий, хорошей окатанности; 4) средний по размерам, хорошей и средней окатанности.

По соотношению генетических типов общий для составов кварца из кимберлитовых пород является явное преобладание кварца метаморфических пород. При этом намечается тенденция к возрастанию содержания гранитоидного кварца в кимберлитовых породах объектов I и II (см. фиг. 1).

Дополнительные различия кварца кимберлитовых пород разных участков устанавливаются при изучении минеральных включений. Как следует из фиг. 3, для кварца

отдельных объектов присущи свои, неповторимые в других телах, одна или две ассоциации минеральных включений. Особенно заметны эти отличия кварца кимберлитовых пород из объектов III, IV и I, II. Так, характерная в первом случае ассоциация включений мусковит+апатит полностью отсутствует в кварце кимберлитовых тел I и II. Для ассоциации апатит+рутил наблюдаем прямо противоположную картину.

Кроме различий в минеральных ассоциациях включений кварц кимберлитовых пород разных участков отмечается и по составу отдельных минералов-узников (см. таблицу). Так, включения мусковита, чрезвычайно характерные для кварца из пород объектов III и IV, практически отсутствуют в кварце из пород объектов I и II. Включения циркона, спорадически отмечаемые в первом случае, не были установлены во втором. Редкие мелкие (0,02 мм) включения единичных кристалликов дистена наблюдались только в кварце тела II.

Обломочный кварц перекрывающих отложений. По своим морфологическим характеристикам кварц контрастно отличается от такового из вмещающих пород венда. Как следует из графика (см. фиг. 2), анализируемый кварц представлен значительно более крупными (средний размер 0,4—0,6 мм) и значительно лучше окатанными обломочными зернами (степень окатанности отвечает IV классу — по А. В. Хабакову, $K_{окат}=0,8—0,9$ — по Крумбейну и Слоссу). Генетический состав кварца из терригенных отложений среднего карбона также несколько отличается от кварца вмещающих и кимберлитовых пород (см. фиг. 1). В нем гораздо большее значение имеют гранитоидные разности. В составе ассоциаций минеральных включений в кварце установлены: мусковит+биотит, биотит+рутил, присутствующие, как было показано, в кварце ряда трубок и породах средних слоев венда (см. фиг. 3). Из отдельных минеральных включений характерно для рассматриваемого кварца так же, как и для вендских отложений, присутствие амфибола, почти не наблюдаемого в кварце кимберлитовых пород.

* * *

Подводя итог проведенному изучению обломочного кварца из отложений венда, кимберлитовых пород и перекрывающих отложений среднего карбона, можно сделать следующие выводы.

1. В системе размерность — окатанность выделяются три поля распространения фигуративных точек:

I — поле средней и низкой окатанности и мелкопсаммитовой размерности, в котором локализуются точки кварцевых зерен из вмещающих пород венда;

II — поле с широким разбросом точек, отвечающих соответствующим характеристикам кварцевых зерен из кимберлитовых пород;

III — поле высокой окатанности и среднепсаммитовой размерности, в котором сосредоточены точки зерен из перекрывающих кимберлитовые тела отложений среднего карбона.

Данные особенности полей показывают, что источниками кварца кимберлитовых пород являлись наряду с образованиями венда и кристаллического фундамента осадочные породы, существовавшие в период проявления кимберлитового магматизма и впоследствии полностью эродированные. По морфологическим особенностям можно судить о проявлении кварца кимберлитовых пород в отложениях среднего карбона на участках локализации кимберлитовых тел. Таким кварцем являются зерна из ксенолитов фундамента, характеризующиеся слабой окатанностью и крупнопсаммитовой размерностью.

2. По распределению генетических типов обломочного кварца на треугольных диаграммах: метаморфические породы — древние гранитоиды — молодые гранитоиды и древние гранитоиды — молодые гранитоиды — жильный кварц намечается тенденция к дифференциации составов кварцевых зерен из пород кимберлитовых тел разных участков. Так, кварц объектов I и II обогащен гранитоидными разностями, а объектов III и IV — метаморфическим и жильным. Данные соотношения, по всей вероятности, отражают особенности состава пород фундамента участков развития кимберлитовых тел.

3. Различия в составах минеральных ассоциаций и отдельных минеральных включений в зернах кварца так же интерпретируются, как отражение общей картины петрографического состава пород фундамента. Как следует из анализа упомянутых выше треугольных диаграмм, большая распространенность кварца из метаморфических пород в кимберлитовых породах объектов III и IV отражается в повышенной встречаемости в нем включений циркона и мусковита.

На основании выводов пунктов 2 и 3 представляется возможным, используя кварц в качестве индикатора глубинных пород, проводить схематическое петрографическое картирование пород фундамента на территории развития кимберлитовых тел.

Выделенные в результате проведенных исследований типоморфные признаки обломочного кварца могут быть использованы при палеографических построениях в качестве дополнительной информации для решения вопроса об источниках питания терригенного материала и направлениях его переноса.

К ВОПРОСУ ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ООЛИТОСОДЕРЖАЩИХ ГОРИЗОНТОВ СЕВЕРНОГО КAVKAZA

ГАВРИЛОВ Ю. О.

Горизонты, содержащие железистые оолиты, встречаются в ниже- и среднеюрских, преимущественно ааленских отложениях Северного Кавказа на обширной площади — от р. Белой на западе до Дагестана на востоке. Однако, несмотря на то, что они приурочены в основном к одному стратиграфическому интервалу, условия образования этих горизонтов в разных районах юрского водоема не были одинаковыми. Поэтому возникшие в различных местах оолитосодержащие породы заметно отличаются друг от друга.

Наиболее широко горизонты с железистыми оолитами распространены в ааленских отложениях Центрального Кавказа [1, 3, 4 и др.]. В разрезах обычно встречается несколько (2—5) пластов мощностью от дециметров до первых метров, залегающих на интервалах в 10—15 м и выделяющихся на фоне вмещающих их аргиллитов красновато-бурой, реже зеленовато-серой окраской. Пласты сложены оолитами гётитового и гидрогётитового состава (фиг. 1, а, б), редкие прослои содержат оолиты железистых хлоритов, цемент глинисто-карбонатный (кальцитовый и сидеритовый). В этих горизонтах встречается много остатков белемнитов, аммонитов, гастропод, обломков раковин, двустворок и др.; отмечаются включения перемытых конкреций. Многим слоям присуще брекчиевидное строение, из-за чего распределение оолитов в породе неравномерное. Содержание Fe в оолитовой породе достигает 30%, иногда более [3, 4]. В толще с горизонтами этого типа часто встречаются следы перемыва осадков.

В более восточных районах Северного Кавказа, и в частности в Дагестане, оолитосодержащим горизонтам присущи несколько иные черты. В разрезе они, как правило, залегают одиночными пластами, мощность которых составляет несколько дециметров, реже до 2—2,5 м [2]. Оолиты в этих пластах сложены в основном железистым и магнетитово-железистым хлоритом (см. фиг. 1, в—д), причем окисленные разности встречаются очень редко. Содержание Fe в породе составляет 9—13%, но не более 15%. В оолитовых пластах по сравнению с вмещающими аргиллитами содержится повышенное количество разнообразных раковинных организмов. Цемент в породе глинисто-карбонатный, кальцит явно преобладает над сидеритом.

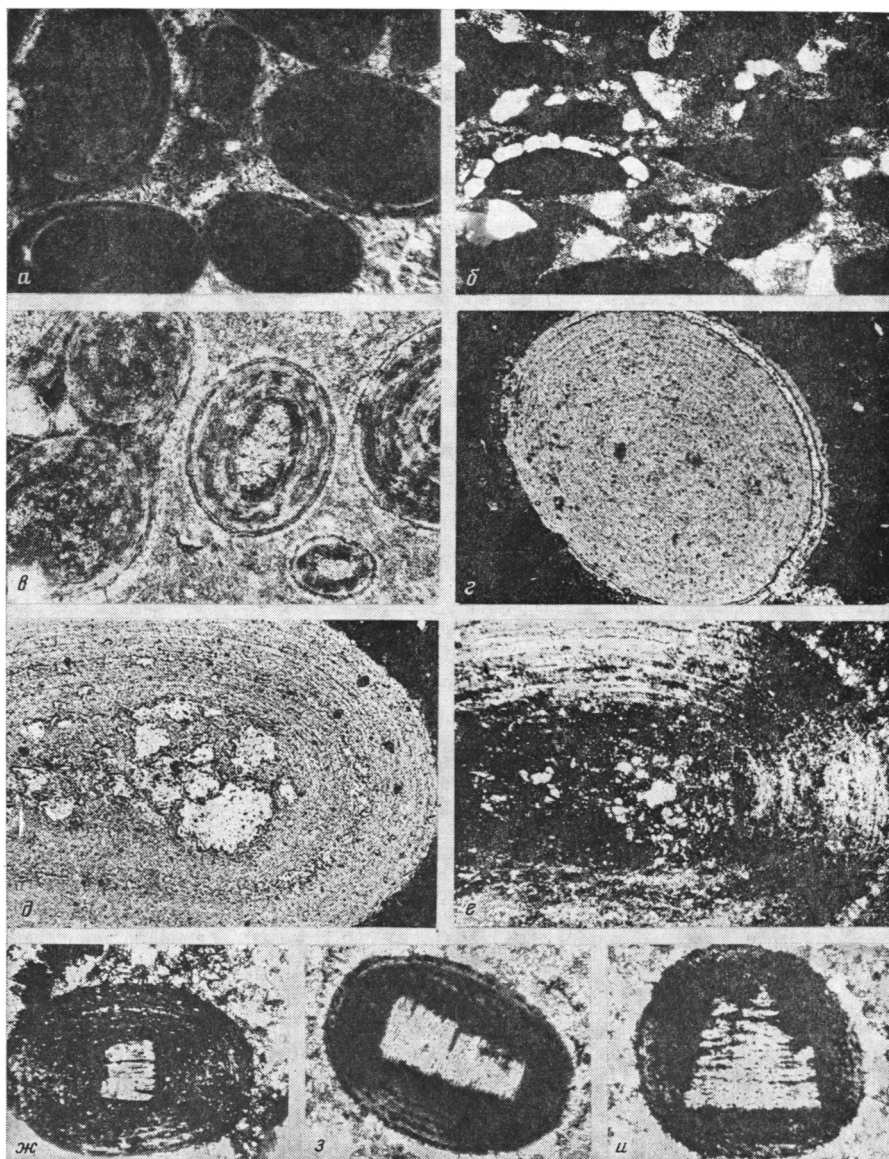
Видно, что несмотря на сходные черты строения пластов, оолитосодержащие горизонты Центрального и Восточного Кавказа заметно различаются по таким параметрам, как содержание Fe, минеральный состав оолитов и их количество в разрезе. Подобные различия обусловлены спецификой их формирования.

Образование железорудных горизонтов Центрального Кавказа связано с поступлением в водоем железа из разрушавшихся кор выветривания Малкинского и других серпентинитовых массивов [4 и др.]. Первоначально железо обогащало осадки, территориально тяготеющие к массивам, где образовывались оолиты, очевидно преимущественно железисто-силикатного состава. В дальнейшем, в результате размыва осадков течениями или под действием других гидродинамических факторов происходило перетолжение оолитов и их разнос в более удаленные от источников железа участки шельфа юрского водоема. В процессе перетолжения оолитов сформировался преимущественно гидроокисный парагенез минералов (гидрогётит-гётит-гематитовый), который не является первичным [3, 4]. На весьма неспокойные условия накопления осадков указывают следы перемывов, неравномерное распределение оолитов в брекчированном пласте и др. Оолиты, образовавшиеся в осадке на месте и в дальнейшем не перемывавшиеся, залегают только в редких маломощных прослоях.

Если в пределах Центрального Кавказа источник вещества для железорудных горизонтов в виде кор выветривания серпентинитовых массивов устанавливается достаточно определенно, то на Восточном Кавказе пространственной связи с подобными источниками железа нет и для выяснения условий образования оолитосодержащих горизонтов приходится решать вопрос о его возможном происхождении.

Выявить один из наиболее вероятных источников железа позволяют наблюдения над пластами конкреционных конгломератов, представляющих собой скопления вымытых из осадков диагенетических конкреций. Нами неоднократно отмечалась приуроченность скоплений железистых оолитов к этим горизонтам, в которых оолиты заполняли промежутки между стяжениями. Связь оолитообразования с появлением в разрезе конкреционных конгломератов, видимо, широко распространена. Так, например, Л. Н. Яковлева, изучавшая в начале 50-х годов железорудные месторождения и рудопроявления Северного Кавказа в его центральной части, описывала в некоторых районах переходы конгломератовидных руд в оолитовые. Тесная пространственная связь между оолитами и конкреционными конгломератами, наблюдаемая в ряде горизонтов, приводит к выводу, что источником железа для оолитов являлись эти скопления перемытых стяжений железистых карбонатов, очень характерных для ааленских отложений, т. е. именно для того стратиграфического интервала, к которому в основном приурочены оолитосодержащие слои.

Наиболее вероятным представляется следующий ход образования этих горизонтов. Существовавшая в сравнительно неглубоком ааленском бассейне система течений обуславливала достаточно активную гидродинамику водоема. Нередко эти течения были ответственными за размыв толщ осадков. Причем мощность размываемых толщ, видимо, составляла несколько метров и более. В осадках уже на ранних стадиях диагенеза формировались сидеритовые конкреции. Вынос относительно рыхлого и легкого



Фиг. 1. Микрофотографии оолитосодержащих пород и оолитов
а — оолитосодержащая порода (Центральный Кавказ, аален, цемент глинисто-карбонатный); *б* — то же, оолиты уплощены в процессе уплотнения осадка, в породе присутствует кварцевая алевритовая примесь; *в* — оолитосодержащая порода (Дагестан, аален); *г* — оолит без включений; *д* — оолит с включениями кремнистого вещества; *е* — то же, николи скрещены; *ж* — *и* — оолит с кристаллом железистого хлорита, николи скрещены (*а, б* — увел. 30, *в* — *и* увел. 150)

глинистого материала приводил к тому, что на месте оставался слой сидеритовых конкреций, имеющих конгломератовидный облик (горизонты конденсации [5]). Конкрекции из этих слоев, как правило, отличаются по размеру и форме от залегающих в глинах; они часто имеют меньший размер и более округлую форму. Очевидно, эти отличия следует связывать с частичным окатыванием и разрушением конкреций в процессе перемыва. Выведение стяжений, сложенных FeCO_3 , из слоев ила, где господствовали восстановительные условия, на поверхность осадка, там, где конкрекции приходили в соприкосновение с богатой кислородом наддонной водой, неизбежно вызывало их окисление. Этому процессу могло способствовать то обстоятельство, что конкрекции еще окончательно не окаменели. В результате реакций окисления сидерита возникали гидроокислы железа. Продукты разрушения FeCO_3 заполняли промежутки между конкрециями, образуя в свою очередь скопление реакционноспособного железа, содержание которого в этих слоях заметно превышало кларковый уровень, характерный для смежных глинистых пачек.

В том случае, если после перемиыва осадков гидродинамические условия придонных вод становились более спокойными, гидроокисные соединения оставались на месте и заполняли пространство между стяжениями наряду с поступающим сюда глинистым материалом, обогащенным органическим веществом. При этом уже здесь создавались условия для образования железистых оолитов. Насыщение оолитами цементирующей конкреции массы встречается довольно часто; причем в самих конкрециях оолиты отсутствуют. В дальнейшем, после того как горизонт конденсации перекрывался накапливавшимися новыми порциями глинистого осадка, он полностью оказывался в условиях восстановительной среды. Неизрасходованное на оолиты железо связывалось в сидерит, образовывавшийся аутигенный цемент. При этом взаимоотношения диагенетических минералов в пластах конкреционных конгломератов были несколько необычными: оолиты оказывались более поздними по отношению к сидеритовым стяжениям, вымытым из глин, и более ранними по сравнению с сидеритом, цементирующим оолиты в промежутках между перемытыми конкрециями. Но при нормальных условиях диагенеза, не нарушавшихся перемиывами, как показывают наблюдения, оолиты железистых силикатов всегда были более ранними по отношению к сидериту.

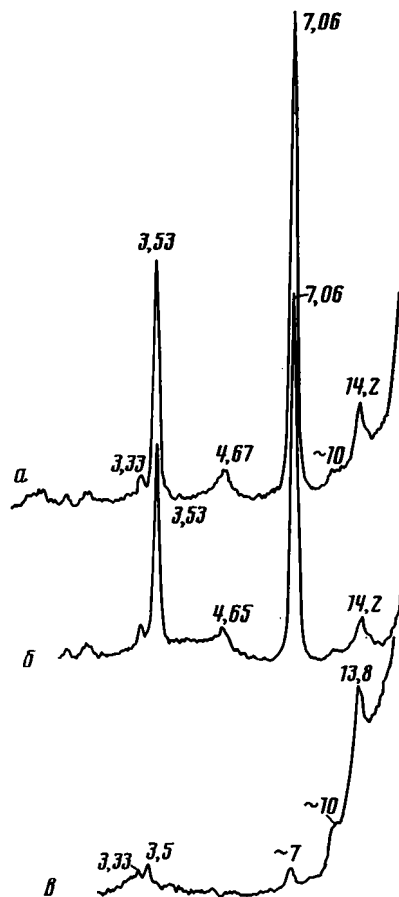
Иная судьба оказывалась у горизонтов конкреционных конгломератов и образующихся при их разрушении гидроокислов железа в условиях более активной гидродинамики. Возникавшие горизонты конденсации могли приостанавливать дальнейшую эрозию дна, но сами в условиях их перемиывания разрушались как механически, так и химически. Продукты разрушения при этом выносились из горизонтов конгломератов. Если они попадали в те участки водоема, где осадконакопление шло сравнительно высокими темпами, то, поскольку источник железа был относительно небольшим по объему материала, какого-либо заметного обогащения осадков железом не происходило. Таким образом, сконцентрированное в горизонте конденсации железо в дальнейшем рассеивалось в осадках.

В случае переноса продуктов разрушения конкреционных конгломератов в участки с замедленными темпами осадконакопления происходило относительное обогащение железом незначительных по мощности интервалов, в которых создавались условия для возникновения оолитов. Зона оолитообразования могла несколько отрываться от источника железа, но, видимо, на незначительное расстояние. В этом случае, как, например, в горизонте с оолитами из разреза у с. Советское (Дагестан), не обнаруживается его непосредственного соседства с конкреционными конгломератами; вместе с тем в других местах эта связь прослеживается четко, как, например, в оолитовом горизонте у с. Чох.

Выше отмечалась присущая многим оолитосодержащим горизонтам повышенная карбонатность, что, видимо, хотя бы отчасти связано с замедлением осаждения терригенного материала во время их образования и соответственно увеличением доли карбонатного материала. В. Т. Фролов [5], указывая на пространственную связь горизонтов конденсации с прослоями известняков или мергелистых слоев, связывал их образование с участками, где действовали течения, не приносившие терригенного материала и имевшие, видимо, направление преимущественно от центральных частей бассейна к берегу (т. е. течения типа компенсационных или продольных).

Следует отметить, что мощность конкреционных конгломератов — потенциальных источников железа, как правило, невелика и обычно составляет несколько дециметров, редко более. Относительно небольшие запасы железа в этих горизонтах соответственно не могут быть источником материала для образования оолитов в сколько-нибудь значительных масштабах. Поэтому насыщенность оолитами породы бывает небольшой (8—13%).

В образовавшихся описанным способом горизонтах оолиты в дальнейшем не перемиывались и в основном сохранили свой первоначальный состав. Сложены они преимущественно железистыми и магнезиально-железистыми хлоритами. Состав одного из образцов оолитов из пласта конкреционного конгломерата (р. Урух, аален) следующий, %: SiO_2 29,91; Al_2O_3 22,20; TiO_2 0,31; Fe_2O_3 9,29; FeO 20,08; MnO 0,01; CaO 0,17;



Фиг. 2. Дифрактограммы ориентированных препаратов минералов, содержащих оолиты
Образцы: а — природный; б — насыщенный этиленгликолем; в — прокаленный до 550° С; значения рефлексов приведены в Å

MgO 4,28; Na₂O 0,27; K₂O 0,87; H₂O+ 10,18; H₂O- 2,40; CO₂- нет; C 0,12; P₂O₅ 0,06; Σ=100,22. На фиг. 2 приведены дифрактограммы ориентированных препаратов этого образца. Как видно, железистый хлорит является главным минералом в оолитах этого типа; в резко подчиненном количестве присутствует слюдястый компонент (10 Å).

Оолиты, слогаемые железистым и магнезиально-железистым хлоритом, характеризуются разнообразным внутренним строением. Среди них выделяются оолиты с отчетливой концентрической структурой (см. фиг. 1, в—д); оолиты, в которых слагающие их частички ориентированы хаотично; оолиты, в центре которых находится кристалл в виде слоистого столбика, заключенный в концентрическую оболочку, причем характер вещества из центральной и периферической частей микроскопически не различается (см. фиг. 1, ж—и); оолиты, заключающие в центре сгустковидные выделения кремнистого вещества (см. фиг. 1, д, е). Оолиты, как правило, характеризуются резким контактом с цементирующей их глинисто-карбонатной массой, но отмечены также оолиты с плавным переходом к вмещающей их породе. Очень редко встречаются оолиты, содержащие затравки в виде обломочных зерен, вокруг которых они росли. Образование оолитов происходило в осадках, обогащенных железистым материалом на очень небольшой глубине, — очевидно, в верхнем 10—20-сантиметровом слое, но не на его поверхности. Именно в этих слоях, как показывают наблюдения над раннедиагенетическими конкрециями, кремнезем обладал наибольшей подвижностью. Здесь же, в условиях слабостановительной среды, происходила редукция окисных форм Fe и образование кремнево-железистых сгустков вещества. В дальнейшем эти сгустки объединились в более крупные капли, раскристаллизация которых приводила к образованию оолитов. Очевидно, скоростью роста оолита было обусловлено его внутреннее строение. В случае медленного роста происходила постепенная раскристаллизация стягивающегося вещества и образование оолита, целиком состоящего из концентрических слоев. В другом случае быстрое образование кремнево-железистой капли приводило к тому, что дегидратация геля и его раскристаллизация начиналась с внешней оболочки — появлялась концентрическая внешняя зона, а в центре, окруженный твердеющей оболочкой, начинал расти монокристалл железистого хлорита (см. фиг. 1, ж—и). В тех случаях, когда вовлечение железа в процесс диагенетического перераспределения вещества запаздывало по сравнению с кремнеземом и другими компонентами осадка, появлялись оолиты, содержащие в центре сгустковидные выделения SiO₂ или изредка микрокристаллиты каолинитоподобного минерала, окруженные хлоритовой оболочкой.

Отметим, что в осадке иногда происходила группировка компонентов, существенно различных по химическому составу и свойствам; так, например, были отмечены оолиты, в которых появлялась концентрическая баритовая зона. Довольно часто отмечается явление замещения силикатного материала, первоначально слагавшего оолиты, карбонатными минералами. Связано это с тем, что в осадках в диагенезе в результате редукционных процессов шло постепенное накопление CO₂, способствовавшее как образованию аутигенного сидерита, так и перераспределению осадочного биогенного кальция. Агрессивный карбонат в дальнейшем замещал ранее сформированные оолиты.

Сравнение условий образования оолитосодержащих горизонтов Центрального и Восточного Кавказа показывает, что в обоих случаях весьма активную роль в их формировании играл гидродинамический фактор, обуславливавший перемыв осадков. Однако результатом этого действия были различные образования. В одном случае перемывались и переотлагались уже обогащенные железом осадки, содержащие оолиты. При этом вынос тонкодисперсного глинистого материала, очевидно, способствовал некоторому обогащению пластов железистыми оолитами, т. е. повышалось качество рудоносных горизонтов. В другом случае перемыв осадков с изначально кларковым содержанием железа приводил к образованию слоев, обогащенных продуктами диагенетического перераспределения вещества (сидеритовые и пиритовые конкреции), разрушение которых давало материал для образования оолитосодержащих слоев. Этот процесс из-за ограниченных масштабов не мог привести к формированию сколько-нибудь значительных скоплений железа и стать рудообразующим.

Поскольку появление в разрезе оолитосодержащих слоев может иногда рассматриваться как свидетельство залегающих поблизости более крупных залежей [2], а соответственно ориентировать геологов на их поиск, правильное истолкование механизма их образования приобретает не только теоретический, но и практический интерес.

Литература

1. Андронов С. М., Ильина Н. С. О юрских железорудных горизонтах Северного Кавказа//Сов. геология. 1941. № 3. С. 49—60.
2. Бровков Г. Н., Москаленко Т. А. Лептохлоритовый горизонт в отложениях средней юры Центрального Дагестана//Докл. АН СССР. 1961. Т. 136. № 1. С. 163—166.
3. Гаврилов Ю. О., Лубченко И. Ю. К геохимии ниже- и среднеюрских отложений Центрального Кавказа//Литология и полз. ископаемые. 1985. № 5. С. 89—110.
4. Тимофеева З. В. Некоторые черты литологии и геохимии железистых пород и руд плато Бечасын (Северный Кавказ)//Литология и полз. ископаемые. 1966. № 1. С. 33—48.
5. Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1965. 180 с.

ХРОМИТ В ВАЛУНАХ САРАНОВСКИХ РОССЫПЕЙ

КИЗИЛОВ Г. И.

Сарановские россыпи валунчатого хромита залегают на пологих ($2,5-4^\circ$) склонах вблизи своих источников — коренных месторождений, приуроченных к положительным формам рельефа (фиг. 1). В 20-х годах были известны три россыпи [3], в дальнейшем обнаружены и разведаны еще пять. Все они имеют одинаковый генезис. Это солифлюксионные отложения, представленные рудными и нерудными валунами и гальками в глине, образовавшиеся при разрушении неотектонических блоков хромитов и вмещающих их пород, поднятых над поверхностью в виде скал. Большая влажность и суровый климат района создают условия для медленного вязкопластичного течения грунтовой массы вниз по склону под действием гравитационных сил, для морозного выветривания и истирания обломков руд и пород и превращения их в валуны и гальки.

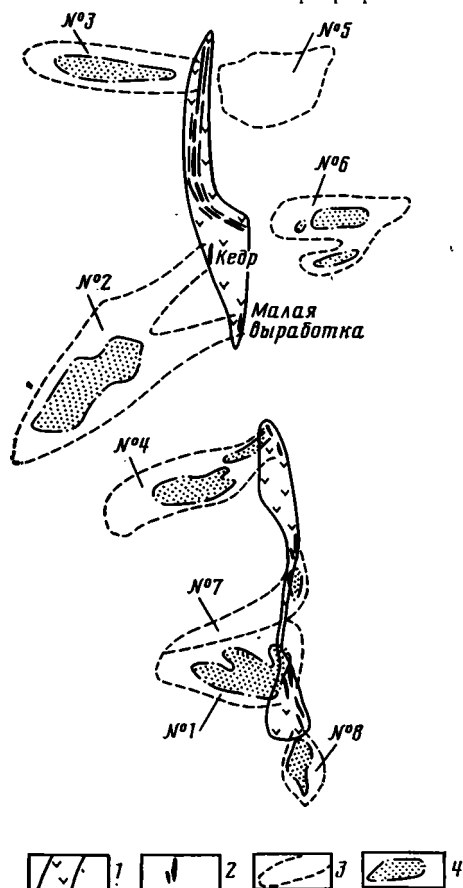
Литологический разрез россыпей благодаря идентичности условий образования однотипный и в общем простой:

почвенно-растительный слой	0,1—0,2 м
глина со щебнем или без щебня	0,4—0,8 »
рудноносный слой из валунов и галек хромитов, серпентинитов, габбро-диабаз, диабаз, сцементированных вязкой бурой глиной	0,5—2,0 »

Некоторые различия возникают вследствие вариаций мощности покровных пород (почвенно-растительный и глинистый слой), рудоносного слоя, а также количества, крупности и соотношения петрографических разновидностей валунов. Обычно валуны серпентинитов и габбро-диабаз залегают в нижней части рудоносного слоя, на них крупные рудные валуны, еще выше мелкие рудные. При очень больших локальных концентрациях рудоносный слой начинается под почвенно-растительным, и валуны хромита, не сцементированные глиной, заполняют его на всю глубину. По периферии россыпей валуны и гальки хромита не образуют сплошного слоя, рассеяны по нему и находятся не в нижней его части, а в средней или даже верхней.

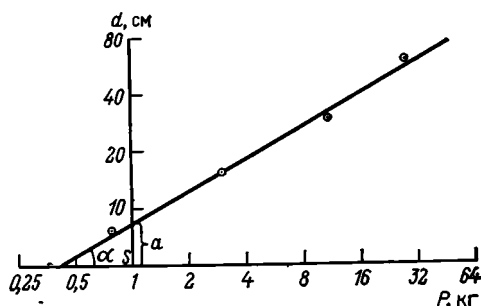
Глинистый слой, покрывающий рудоносный, содержит в небольшом количестве мелкий щебень и гальку хромита. На контакте глины с почвенно-растительным слоем иногда появляется однорядный слой совершенно окатанных галек хромита крупностью 2—7 см, которые являются продуктом перемыва рудоносного слоя водными потоками.

Плотиком россыпей служат серпентиниты или сланцы, а в нижних частях склонов, на которых лежат россыпи, — глина. Если рудоносный слой залегают на слан-



Фиг. 1

Фиг. 1. Схема расположения россыпей валунчатого хромита
1 — ультрабазит; 2 — коренное месторождение хромита; 3 — контур россыпи; 4 — участок с повышенной концентрацией валунчатого хромита; 1—8 — номера россыпей



Фиг. 2

Фиг. 2. График зависимости между размером валуна и его массой (россыпь №1)

цах, то в его основании встречаются мелкие валуны сланцев, а также угловатые или слабоокатанные обломки (размером до 20—30 см) и галька кварца, которые образовались при разрушении кварцевых прожилков и желваков, заключенных в плотниковой части сланцевой толщи.

Морфологически рудоносный слой представляет собой пласт с участками повышенной концентрации валунов хромита в виде струй (см. фиг. 1). Крупность валунов хромита и пород вниз по склону и к боковым краям россыпей уменьшается. В непосредственной близости от коренных месторождений встречаются валуны размером 0,5 м и крупнее, но на большем удалении — только мелкие валуны и галька. Поскольку в переносе гальки и щебня существенную роль играют склоновые водные потоки, особенно внешние, ореолы рассеяния хромитовой гальки измеряются километрами. Поэтому за границы россыпей условно приняты контуры распространения рудной гальки крупностью не менее 5 см. Линейные размеры таких контуров колеблются от 200 до 1400 м, а рудных струй — составляют первые сотни метров.

Рудоносный слой, довольно выдержанный по мощности, не выдержан по концентрации руды. Минимальная концентрация, зафиксированная в разведочном шурфе, составляет 1 кг/м³, максимальная — 2070 кг/м³. Повышенные концентрации сосредоточены на разном удалении от коренных источников. Причина этого явления заключается не в различии крутизны уклонов россыпей, а в неодновременности «подпитки» их в результате элювирования коренных месторождений.

Распределение концентраций валунчатой руды в россыпях подчиняется логнормальному закону, остающемуся справедливым для каждой разведочной линии, за исключением тех, которые частично коснулись элювия. Исключение составляет также россыпь № 2, в которой не обнаруживается четких рудных струй. Объяснение кроется, вероятно, в наличии двух источников питания (месторождения Кедр и Малая выработка), находящихся на разном удалении от нее (см. фиг. 1). В результате того, что потоки валуно-глинистой массы от каждого источника двигались под углом один к другому и одновременно, произошло смешение материала разной степени измельчения и нарушение струйчатости. Следует заметить, что распределение концентраций валунчатой руды в тех частях россыпи № 2, которые расположены вне зоны смешения потоков, подчиняется логнормальному закону.

Форма валунов хромита, обычно уплощенная, со сглаженными углами, в некоторой степени обусловлена трещиноватостью в коренном месторождении. У более мелких разновидностей окатанность в общем случае лучше, хотя и среди них встречаются угловатые валуны, возникшие при раскалывании более крупных окатанных валунов по трещинам, первоначально заполненным жильным минералом, впоследствии выщелоченным. Сглаживание углов обязано морозному выветриванию. Оно характерно даже для элювальных глыб, лежащих на поверхности.

Обломки хромита, поступая в россыпь, изменяются также минералогически за счет окисления верхнего слоя, из которого выщелачиваются или удаляются механическим путем (выкрашиваются) карбонаты, хлориты, уваровит, сульфиды. Поскольку в коренных рудах много мелких овальных хлорит-карбонатных включений, на их месте на поверхности валунов остаются ямки и ноздринки, чистые или с пленкой лимонита. Толщина слоя окисления достигает 10 см, иногда более. В крупных валунах внутренняя часть бывает неокисленной.

Выщелачивание карбонатов приводит к снижению содержания окиси кальция в хромите примерно в 10 раз по сравнению с коренными рудами. Средние содержания окислов в валунчатом хромите, регламентируемых требованиями промышленности [1], по разведочным данным, следующие, вес. %:

Номер россыпи	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	Число проб
1	39,49	5,73	0,11	26
2	39,56	4,72	0,09	22
3	38,85	5,17	0,11	12
4	37,58	5,61	0,24	25
6	39,25	5,29	0,08	32
7	38,21	6,38	0,12	5
8	38,24	6,92	0,10	15

Коэффициенты вариации содержания составляют, %: Cr₂O₃ 3—8; SiO₂ 23—55; CaO 29—175. По данным эксплуатационного опробования, которое следует считать более правильным и полным, содержание CaO выше: в россыпи №3 0,18% (477 проб), в россыпи №6 0,2% (159 проб), что объясняется поступлением в пробу материала не только с поверхности валунов, но и со слабо окисленных внутренних частей. Коэффициент вариации содержания CaO составляет 81—85 %. В коренных рудах содержания Cr₂O₃ и SiO₂ близки к таковым в валунчатых, но содержание CaO составляет 1,06—1,34% [2].

Автором совместно с В. М. Малым и др. при контрольном взвешивании рудных валунов проведено определение их гранулометрического состава. На каждом шурфе валуны и гальки размером более 5 см делились по фракциям крупности, по наибольшему измерению, см: 5—10, 10—20, 20—40 и 40—80; определялся вес каждой фракции (взвешиванием по порциям на рычажных весах) и число валунов в ней. Эти операции позволили рассчитать весовой и количественный гранулометрический состав по каждому шурфу, разведочной линии и россыпи в целом и среднестатистический вес валунов фракций. Для каждой россыпи получился ряд среднестатистических весов валунов по фракциям крупности (таблица), по которому можно выразить графически и аналити-

Номер россыпи	Гранулометрический состав валунчатого хромита по фракциям, см			
	5—10	10—20	20—40	40—80
1	$\frac{7,0}{0,79}$ (232)	$\frac{45,1}{3,02}$ (393)	$\frac{40,3}{10,95}$ (97)	$\frac{7,6}{28,71}$ (7)
2	$\frac{4,0}{0,70}$ (228)	$\frac{77,1}{3,89}$ (794)	$\frac{18,9}{17,24}$ (44)	—
3	$\frac{50,0}{0,61}$ (2705)	$\frac{46,5}{2,41}$ (636)	$\frac{3,5}{11,60}$ (10)	—
4	$\frac{8,6}{0,81}$ (657)	$\frac{62,4}{3,34}$ (1151)	$\frac{25,5}{12,18}$ (129)	$\frac{3,5}{26,94}$ (8)
6	$\frac{12,8}{0,93}$ (601)	$\frac{33,1}{3,27}$ (442)	$\frac{54,1}{14,64}$ (161)	—
7	$\frac{0,9}{0,62}$ (46)	$\frac{41,7}{4,40}$ (284)	$\frac{18,0}{15,40}$ (35)	$\frac{39,4}{29,50}$ (4)
8	$\frac{4,7}{0,78}$ (162)	$\frac{40,0}{3,16}$ (341)	$\frac{42,7}{9,50}$ (121)	$\frac{12,6}{42,30}$ (8)

Примечание. В числителе—весовая доля фракции, %; в знаменателе—среднестатистический вес валуна, кг; в скобках—число валунов (галек).

чески зависимость между размером валуна и его среднестатистическим весом. Зависимость в логарифмических масштабах линейная (фиг. 2) и соответствует выражению: $\lg d = \lg \alpha \lg P + a$, где d — размер валуна, см; α — угол наклона прямолинейного графика к оси абсцисс; P — вес валуна, кг; a — длина отрезка, отсекаемого графиком на оси ординат (логарифмическое измерение). Для россыпи № 1, согласно графику (см. фиг. 2), $\alpha = 29,8^\circ$; $a = 0,79$. Перейдя к антилогарифмам в приведенном выше выражении, получим $P = 0,0418d^{1,75}$. Для остальных россыпей уравнения аналогичны и отличаются значением коэффициента пропорциональности при d (изменяется от 0,01 до 0,04) и показателя степени (изменяется от 1,73 до 2,25).

Валуны разных россыпей различаются формой. Ее можно охарактеризовать коэффициентом формы K_f , равным отношению веса валуна к весу шара соответствующего размера. При объемной массе хромита $3,7 \text{ кг/дм}^3$ вес шара выражается формулой $P \text{ (кг)} = 0,0019d^3 \text{ (см)}$. Коэффициент формы зависит от крупности: чем больше крупность, тем меньше коэффициент формы. Так, для россыпи № 1 имеем: $K_f = 0,0418d^{1,75} / 0,0019d^3 = 22d^{-1,25}$. Это означает, что при уменьшении размера улучшается окатанность, а форма приближается к шаровой.

На практике, однако, удобнее пользоваться среднестатистическими весами валунов, разделенных на фракции. Они позволяют в шурфе или забое очистной выработки быстро определить концентрацию валунчатого хромита и гранулометрический весовой состав, не прибегая к трудоемкой и длительной операции взвешивания.

Литература

1. Кравченко Г. Г. Хром//Справочник по рудам черных металлов для геологов. М.: Недра, 1985. 287 с.
2. Мягков В. Ф., Баталов В. Л. Методика опробования хромитов Сарановского месторождения. Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 1966. 76 с.
3. Станкевич В. Сарановское месторождение хромистого железняка на Урале//Горный журн. 1927. № 10. С. 598—606.

Ильменский государственный
заповедник УНЦ АН СССР

Поступила в редакцию
2.XII.1985

КРИТИКА

УДК 553.776(477)

О ГИДРОГЕОЛОГИИ И РАССОЛАХ ПРИПЯТСКОГО
НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАСЕЙНА

СТАНКЕВИЧ Е. Ф.

Книга А. В. Кудельского, В. М. Шимановича и А. А. Махнача «Гидрогеология и рассолы Припятского нефтегазоносного бассейна»¹ подводит итог многолетнему изучению гидрогеологии и гидрогеохимии Припятского нефтегазоносного бассейна. Основное внимание в ней уделено подземным водам девонских и более древних отложений. Большим достоинством книги является обилие фактического гидрохимического материала, таблицы химических анализов подземных вод и рассолов занимают в общей сложности около 70 страниц. Авторами книги проведена большая статистическая обработка накопленного аналитического материала, установлены средние содержания Na, K, Mg, Ca, Sr, Mn, окисного и закисного Fe, Cl, Br, I и других макро- и микроэлементов в рассолах девонских под- и межсолевых отложений, выявлены корреляционные связи между многими ионами, установлены зависимости содержания различных ионов от глубины залегания подземных вод и т. д.

Особый интерес представляет исследование связи между общей минерализацией, плотностью, молярностью и водностью рассолов. По данным, приведенным в книге, в рассолах с минерализацией более 280—300 г/л происходит замена ионов с малой энергией гидратации (Na) на сильно гидратирующиеся ионы (Ca, Mg), что ведет к структурно-химическим перестройкам и скачкообразным изменениям физико-химических свойств рассолов. На графике зависимости минерализации рассолов от их молярности (рис. 23, с. 138) наблюдаются три переломные точки. После достижения минерализации 200—230 г/л и до 320 г/л молярность рассолов возрастает интенсивнее, чем раньше. В интервале 320—380 г/л она резко уменьшается (с 5,8—6 до 4,5—4,8 молей), после чего начинает монотонно возрастать, достигая при 600—610 г/л примерно 7,4 моля. Это явление объясняется тем, что сначала рост минерализации происходит за счет одновалентного Na. Содержание хлорида натрия (270—290 г/л) при общей минерализации 320 г/л достигает своих пределов растворимости и в рассолах интенсивно накапливаются хлориды кальция. При дальнейшем росте минерализации содержание Na уменьшается. Естественно, что смена одновалентного Na на двухвалентный Ca ведет к уменьшению молярности. При минерализации 370—380 г/л количество молей хлорида кальция становится больше количества молей хлорида натрия.

На графиках зависимости водности рассолов от минерализации (рис. 24, с. 139) и плотности рассолов от минерализации (рис. 25, с. 140) также выявляются три точки перелома кривых, соответствующие точкам перелома на графиках зависимости минерализации рассолов от их молярности. Это свидетельствует о том, что выявленная зависимость не случайна. Остается еще решить вопрос — в какой степени закономерности, характерные для припятских рассолов, распространяются на рассолы других артезианских бассейнов и на рассолы, концентрирование которых происходит в поверхностных (солеродные бассейны) или приповерхностных (грунтовые воды аридных территорий) условиях? Пока не получен ответ на вопрос: каковы были минерализация и химический состав (тип) припятских рассолов на стадии захоронения? Прежде всего, очевидно, надо определить тип галогенеза девонских солеродных бассейнов. Литологические данные, по мнению многих белорусских геологов, свидетельствуют больше о его сульфатном типе, чем о хлоридном.

А. В. Кудельский и В. М. Шиманович выделяют две группы: с минерализацией до 320 г/л и более. Такое разделение оправдано и теоретически обосновано В. М. Шимановичем в гл. 4. Это должно приниматься во внимание при решении вопросов взаимодействия рассолов с вмещающими породами и накопления микроэлементов в рассолах. В какой-то степени физико-химические свойства рассольных вод каждой группы отражаются на корреляционных связях макро- и микрокомпонентов.

В рецензируемой книге приведены данные о газовом составе рассолов. Среди газов встречаются метан (до 89%) и другие углеводородные соединения до пентана (ТУ до 32%), азот (0,44—99%), гелий (до 6,6%), аргон (до 1,7%), водород (до 98%) и углекислый газ (до 50%), причем часть водорода обязана своим происхождением электрохимической коррозии обсадных труб, а углекислый газ — действием соляной кислоты на карбонатные породы при испытании скважин. Как и следовало ожидать, рассолы продуктивных структур более обогащены углеводородами, чем непродуктивные структуры. Особо следует отметить, что на ряде структур в верхнедевонских отложениях

¹ Кудельский А. В., Шиманович В. М., Махнач А. А. Гидрогеология и рассолы Припятского нефтегазоносного бассейна. Минск: Наука и техника, 1985. 223 с.

встречены крепкие сероводородные рассолы с необычайно высоким содержанием аммония (скв. 7, Ельская площадь, глубина 2780 м, H_2S 214 мг/л, NH_4 5215 мг/л).

Газонасыщенность рассолов сильно колеблется (34—590 см³/л). Она больше на нефтеносных структурах и растет с увеличением глубины. Расчеты авторов книги привели к выводу о том, что нефтяная залежь является областью стока для метана, азота и источником TV (с. 206). Газонасыщенность же подошвенных рассолов зависит от расстояния до водонепетного контакта (ВНК).

В Припятском бассейне подземных вод и рассолов, приуроченном к прогибу того же названия, авторы книги выделяют три гидрогеологических этажа, которым отвечают три гидродинамические системы. В верхнем гидрогеологическом этаже господствует гидродинамическая система грунтовых вод и квазиартезианская; в среднем — квазиэлизионная, в нижнем — гидростатически уравновешенная (деградировавшая термодинамическая). Между верхним и средним этажами лежат водоупорные темно-серые глины батского яруса. Мощность верхнего гидрогеологического этажа колеблется от 50 м на западной периферии прогиба до 350—400 м на остальной территории. К среднему этажу отнесены все подсолевые отложения, лежащие под батскими глинами. Подземные воды меж- и подсолевых отложений входят в нижний гидрогеологический этаж. Границы между этажами, как признают сами авторы книги, условны. При этом породы верхнего и среднего гидрогеологических этажей рассматриваются как единый водоносный комплекс. Питание его осуществляется на Украинском кристаллическом щите, Белорусской антеклизе и Полесской седловине, а также на территории самого Припятского прогиба. Местная разгрузка происходит в долины Припяти и ее притоков, региональная — в долину Днепра и в Днепро-Донецкий прогиб. Скорость движения подземных вод на глубинах 600—700 м не превышает 2 см/год, что, по нашему мнению, сильно завышено. Гидродинамическая система нижнего гидрогеологического этажа определяется «как состояние гравитационной (гидростатической) уравновешенности, исключающей трансформные и трансбассейновые перемещения массы подземных вод и рассолов» (с. 108).

Выделение верхнего гидрогеологического этажа традиционно. Глубина залегания пьезометрического уровня подземных вод в нем редко превышает 20 м, иногда проявляются самоизливы. В среднем гидрогеологическом этаже пьезометрический уровень водоносных горизонтов находится ниже: в пермских отложениях на глубине 25—45 м, в каменноугольных — на глубине 5—100 м, в надсолевых девонских — от 2—35 на юге до 140—150 м на западе прогиба. К сожалению, авторы книги не разбирают причин разницы между положением пьезометрических уровней. Несомненно, что одной из них является различная плотность подземных вод, зависящая от минерализации. Другие причины неясны. Возможно влияние геодинамического давления для отдельных участков.

При характеристике водо- и рассолоносных комплексов положение пьезометрических уровней характеризуется лишь по глубине залегания. Правильнее было бы проанализировать его положение и в отметках. Без этого рассуждения о направлении движения подземных вод становятся бездоказательными.

Положение пьезометрических уровней рассолов внутрисолевых (верхних), межсолевых, подсолевых девонских и верхнепермских отложений и кристаллического фундамента сильно (можно сказать, необъяснимо сильно) колеблется. Так, глубина залегания уровня рассолов кристаллического фундамента и верхнего протерозоя изменяется от 170 до 1375 м, подсолевых девонских отложений — от 15 до 900 м (чаще в пределах 200—400 м), межсолевого комплекса — от 130 до 1596 м, редко наблюдаются самоизливы. Пьезометрические уровни рассолоносного комплекса внутрисолевых пород верхней соленосной толщи чаще находятся на глубине 100—150 м, но иногда опускаются до 1000—1400 м. Авторы книги не объясняют причин таких резких изменений в положении пьезометрического уровня рассолов, особенно их очень низкого положения. Возможно, что они связаны с неточностями и кратковременностью наблюдений при восстановлении уровней рассолов в буровых скважинах.

Авторы книги проделали очень большую работу по сбору и статистической обработке гидрохимического материала по рассолам Припятского нефтегазоносного бассейна. Однако представляется, что некоторые вопросы следовало бы решить иначе — полнее и последовательнее. Так, в гл. 5 «Геохимия рассолов» имеется раздел «Классификация рассолов». В нем на с. 148 приведена табл. 26 — «Характеристика типов природных вод по различным гидрогеологическим классификациям», а на с. 147 приведена «Объединенная диаграмма сульфатного, хлоридного и карбонатного типов вод» (рис. 30). Классификаций по иным принципам не приводится. Можно было бы предположить, что авторы будут ею пользоваться, однако она нигде далее не применяется. Тогда неясно, зачем ее надо было приводить?

В методике построения гидрогеохимических картосхем распределения ингредиентов солевого состава рассолов под- и межсолевого комплекса Припятского прогиба методами математической статистики были рассчитаны таблицы распределения минерализации и компонентов в зависимости от глубины. Таким же образом выявлялась зависимость содержания различных ионов от общей минерализации рассолов. При этом не обращалось внимания на происхождение рассолов, особенности их химического состава, условий залегания, приуроченности к конкретной водовмещающей породе. Судя по химическому облику рассолов, среди них легко можно различать седиментационные метаморфизованные рассолы, сформировавшиеся на разных стадиях девонского галогенезиса, рассолы, образовавшиеся за счет растворения солей в различные этапы развития нефтегазоносного бассейна (в позднечуковское, каменноугольное и более позднее время) и т. д. Это можно было бы определить в первом приближении по значениям

Cl, Br, Na, K, Ca, Sr и другим показателям. Выявление разных путей формирования химического состава рассолов различного генезиса дало бы больше геологических выводов, чем сделано в книге.

Рассмотрение закономерностей метаморфизации припятских рассолов различного происхождения может дать очень много для установления показателей калиеносности. В книге впервые собран такой большой гидрохимический материал для обширного калиеносного района. И надо надеяться, что авторы книги смогут выявить гидрохимические особенности развития калиеносного бассейна. Следовало обратить особое внимание на связь химического состава рассолов с литологией конкретных вмещающих пород (с их химическим и особенно минеральным составом). Изменение химического состава, или метаморфизация, подземных вод и рассолов происходит при взаимодействии с вмещающими породами и ведет к изменению химического и минерального состава последних. Большое воздействие на эти процессы оказывают изменение давления, глубина залегания, тектонические движения, температура, минерализация и химический состав (тип) воды, биогеохимические процессы и др. Поэтому при изучении процессов метаморфизации подземных вод всегда следует обращать особое внимание на изучение литологии вмещающих пород, особенно на последовательность образования аутигенных минералов. К сожалению, гидрогеологи очень редко интересуются вопросами диагенеза и катагенеза водовмещающих пород, предпочитая заниматься изучением связей между содержанием различных ионов.

В книге приведено большое количество данных по корреляционным связям макро- и микроэлементов — I, Br, Sr, Fe — с общей минерализацией и глубиной залегания и между собой. Но эти связи геологически интерпретированы недостаточно. Поэтому у читателя может создаться впечатление, что большая статистическая обработка материала проведена лишь как дань моде — математизации геологии. К этому следует прибавить, что не всегда интерпретация полученных данных велась корректно. Так, например, в книге отмечены корреляционные связи содержания закисного железа с аммонием, гидрокарбонатным ионом, йодом, марганцем; окисного железа — с хлором, сульфатным ионом, бромом, марганцем и величиной pH (с. 188). На предыдущей странице указывается, что большая часть закисного железа в рассолах является продуктом коррозии обсадных труб. Если это на самом деле, то каков смысл поиска корреляционных связей железа с другими компонентами? Кроме того, непонятен сам подход к оценке среднего содержания как окисного, так и закисного железа. Так, на с. 187 указывается, что содержание закисного железа в рассолах межсолевого комплекса колеблется в пределах 4—8667 мг/л, а в рассолах подсолевого комплекса в пределах 12,1—9525,4 мг/л; среднее содержание Fe соответственно $634,17 \pm 117,03$ и $1125,23 \pm 123,17$ мг/л (зачем такая точность!). Но при корреляционных расчетах не были указаны пробы, в которых Fe не было обнаружено или были отмечены лишь его следы. А количество таких проб, если подсчитать по таблицам химических анализов рассолов, приведенным в книге, составляет 38,5 (для межсолевого комплекса) и 26,2% (для подсолевого комплекса). Поэтому с учетом этих данных среднее содержание закисного железа будет существенно меньшим.

Авторы книги отмечают тяготение повышенных содержаний Fe к терригенным отложениям. С этим нельзя не согласиться, поскольку такая корреляция прослеживается и в других районах. Особенно характерно повышение содержания Fe в наиболее концентрированных рассолах хлор-кальциевого типа. Но при этом встает вопрос о том, какое железо присутствует в них. А. В. Кудельский с соавторами оставляет этот вопрос открытым. Между тем уже давно установлено, что рассолы глубоких горизонтов находятся в восстановительных условиях. Это подтверждается данными по опробованию рассольных вод различных нефтегазоносных бассейнов в поле, непосредственно у скважин в момент отбора проб. Тогда возникает законный вопрос: откуда берется окисное железо, к тому же в большом количестве? Ответ очень прост. После отбора проба воды герметически не закрывается. В результате доступа кислорода воздуха закисное железо окисляется и переходит в окисное. Последнее быстро выпадает в осадок, в результате чего вода подкисляется, так как в хлоркальциевых рассолах щелочность бывает незначительной и реагирует с образующейся соляной кислотой. В Татарии уменьшение величины pH (до 3,3) и содержание Fe (на 50—100 мг/л при общем содержании 200—300 мг/л) было прослежено Г. Ф. Халиковой при хранении проб хлоркальциевых рассолов девона Бавлинского месторождения нефти в прочно закрытых бутылках еще в 1951 г.² При опробовании глубинных хлоркальциевых рассолов в Татарии в полевых условиях величина pH чаще всего была близка к 6 и редко опускалась ниже 5,5. Вероятно, и припятские рассолы в пластовых условиях также имеют pH 5,5—6,5, редко ниже.

Выпадение в осадок окислившегося Fe и подкисление проб рассолов снижает содержание гидрокарбонатного иона. В связи с этим данные о содержании последнего, приведенные в книге, не отражают действительного содержания гидрокарбонатов в естественных условиях. Поэтому вряд ли имеет смысл установление корреляционных связей с другими ионами. Замечание же авторов книги о меньшем содержании гидрокарбонат-иона в подсолевых рассолах по сравнению с его содержанием в межсолевых рассолах равной минерализации справедливо. Вероятно, что связано с тем, что в коллекторах межсолевых отложений содержание Fe меньше, чем в коллекторах подсолевого комплекса. Это отразилось на содержании Fe в рассолах. При большем содержании железа имеются большие возможности к его окислению и подкислению рассолов,

² Галиев У. З., Станкевич Е. Ф. Подземные воды Восточного Закамья. Казань: Татар. кн. изд-во, 1964. 115 с.

а тем самым и к нейтрализации гидрокарбонатов. Следует отметить, что среди подсолевых рассолов почти в 20% проб гидрокарбонат-ион отсутствовал, а среди межсолевых — всего лишь в 9% проб. Среди вод подсолевого комплекса, имеющим pH менее 4, в 25 пробах (16% от общего числа анализов) присутствовал гидрокарбонатный ион (содержание до 219 мг/л), а в водах межсолевых отложений в 10 пробах (5%, содержание до 384 мг/л). Поэтому авторам следовало бы обратить внимание на методику определения этого иона или определять его содержание у опробуемой скважины.

В заключение следует посоветовать авторам книги обращать большее внимание на гидрогеологические и гидрогеохимические показатели нефтеносности Припятского нефтегазоносного бассейна и особенности изменения химического состава подошвенных и приконтурных вод нефтяных залежей. Некоторые исследователи, как, например, Ю. П. Иванов, указывают на присутствие около нефтяных залежей солюционных вод. От более детального разбора влияния подземных вод и рассолов на нефтегазоносность, а также нефти и ее миграции на химический состав рассолов книга только бы выиграла. В заключении (с. 211) сказано, что одним из важнейших направлений дальнейших исследований является детальное изучение генезиса рассолов. Однако приведенный в книге материал уже сейчас позволяет наметить основные группы рассолов различного генезиса и рассматривать эти группы самостоятельно. Сделанные замечания являются скорее пожеланиями и не снижают высокой оценки интересной и нужной книги.

ВНИИгеолнеруд,
Казань

Поступила в редакцию
17.IV.1986

УДК 553.67

К ДИСКУССИИ О ГЕНЕЗИСЕ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ¹

СМОЛИН П. П.

В нашей книге [1], ставшей предметом дискуссии, развита оригинальная генетическая концепция седиментационного происхождения магнезитов в связи с формированием и размывом кор выветривания на протомagneзиальных (гипербазиты, базальты) субстратах и образования за счет них бруситов при наложенном контактовом метаморфизме. Установленные факторы локализации и закономерности размещения месторождений использованы в прогнозировании разного масштаба, в формационной типизации и ритмолитологическом расчленении продуктивных комплексов, уточнении геологического устройства рудоносных провинций.

Наши разногласия с автором рецензии В. А. Тимесковым относятся в основном к происхождению магнезитов саткинского типа, приуроченных к морским доломитам миогеосинклинальных комплексов. Рецензент трактует эти магнезиты как гидротермально-метасоматические послерогенные, образовавшиеся под воздействием гранитоидов, и соответственно его замечания и критика сводятся к трем вопросам: 1) осадочная природа магнезитов саткинского типа; 2) формационная природа включающих их комплексов; 3) их образование в связи с корами выветривания.

Прокомментируем кратко эти замечания.

1. Осадочное происхождение магнезитов предполагалось издавна, и не случайно в нашей стране его признавали крупнейшие знатоки магнезитоносных регионов, занимавшиеся их картированием, — Д. В. Наливкин и М. И. Гарань (Башкирское поднятие), С. А. Музылев и М. В. Чеботарев (Малый Хинган). Концепция гидротермально-метасоматического происхождения магнезитов саткинского типа, до сих пор бытующая в руководствах, возникла у европейских геологов в конце прошлого века применительно к верхнепалеозойским магнезитам Альп. Однако всегда существовали и сторонники их лагунно-морского осадочного происхождения [14—16, 18]. Недавно словацкие геологи в числе факторов, обосновывающих лагунную природу, описали бассейновую ритмичность с участием магнезитов [20]. В нашей книге, к сожалению, критиковались ранние метасоматические точки зрения австрийских геологов В. Э. Петрашека и В. Сигла, которые в более поздних публикациях [21] однозначно перешли к концепциям осадочного происхождения альпийских магнезитов. Такие же концепции доминируют ныне в интерпретациях крупнейших магнезитовых месторождений Ляодунского п-ва [22], тогда как в стратиформных магнезитах Тасмании выявилась четкая бассейновая асимметричная ритмичность, аналогичная описанной нами [6, 17].

Одно из главных объективных свидетельств осадочной природы магнезитов — резко выраженная региональная стратиформность, в том числе приуроченность к единым фаунистически охарактеризованным уровням. Последнее обстоятельство без всяких пояснений ставится рецензентом под сомнение, хотя именно такой уровень магнезитоносности, грандиозно проявившийся в карбонатных отложениях Альп и Карпат на протяжении более 2000 км, довольно подробно обсуждается в нашей книге. Все утвер-

¹ Ответ на рецензию В. А. Тимескова на книгу «Генетические типы, закономерности размещения и прогноз месторождений брусита и магнезита» (Литология и полез. ископаемые. 1987. № 1. С. 132—135).

ждения о якобы секущих соотношениях магнезитов с вмещающими доломитами основаны на латеральных внутрипластовых соотношениях, которые мы по аналогии с кайнозойскими частично нелитифицированными лимническими магнезит-доломитовыми осадками объясняем гидрохимическими барьерами в условиях чрезвычайного пересыщения вод магнием, аналогичного установленному в современных озерах [19], в донных осадках которых присутствует магнезит.

Седиментационная природа магнезитов саткинского типа отрицается В. А. Тимесковым на основании экспериментальных данных о легкой кристаллизации магнезита лишь при повышенных температурах. В книге и других наших публикациях [7] показано, что вследствие кинетического барьера дегидратации иона Mg при низких температурах осаждался не магнезит, а водные карбонаты магния, в основном относительно устойчивый гидромагнезит. Далее с использованием материалов классической работы А. В. Казакова и его сотрудников [2] и наблюдений над современными озерами и лагунами, а также древними осадками разного возраста (до перми) обосновывается образование магнезита в природе в результате диагенетического перерождения его водного предшественника. Массовая садка гидромагнезита, в полном соответствии с представлениями Н. М. Страхова [9] и экспериментальными данными, может происходить из углемagneйевых вод после осаждения менее растворимых известковых карбонатов.

Один из дополнительных аргументов в пользу осадочного происхождения магнезитов — обогащение серы изотопом ^{34}S рассеянных сульфидов, установленное как в магнезитах Сатки и сидеритах Бакала А. П. Бояркиным, так и в словацких магнезитах [20]. Разброс значений ^{34}S , о необходимости учета которого упоминает рецензент, детально обсуждается в книге А. П. Бояркиным. И общий его вывод об отсутствии признаков наложенного гидротермального образования магнезитов и сидеритов, предполагаемого В. А. Тимесковым, основан не только на утяжелении состава серы, но прежде всего на одинаковых как изотопном составе S, так и температурах гомогенизации включений в рудах и вмещающих породах.

Мы выделяем два ряда гипергенных магнезитов — эвкарбонатный (т. е. собственно карбонатный, к которому относятся и магнезиты саткинского типа) и эвапоритный. Замечание рецензента о том, что эти два типа магнезитов известны давно, совершенно неуместно, ибо в книге упоминаются давние, периода 30-х годов, описания магнезита в соляных толщах. Суть нашего положения об этих двух рядах — в ликвидации путаницы в генетических толкованиях седиментационных магнезитов, поскольку одним из аргументов в пользу гидротермальной природы магнезитов саткинского типа служит отсутствие в них эвапоритных минералов. В книге, однако, показано, что различия этих двух рядов заключаются в источнике магния. В эвапоритном аридном ряду это были рассольные концентрации и магнезиальный карбонат осаждался совместно с гипсом при нарушении нормальной последовательности галогенной седиментации, обычно вследствие внезапного опреснения бассейна [8]. В эвкарбонатном гумидном ряду осаждался избыточный магний, поступавший в замкнутые или с затрудненным водообменом бассейны в процессе формирования коры выветривания на базальтовых покровах (лагуно-морские магнезиты саткинского типа) или при размыве эпигипербазитовой коры выветривания (тафрогенные преимущественно лимнические магнезиты).

2. Формационная принадлежность магнезитов саткинского типа — одно из главных развиваемых нами положений. Они приурочены к доломитам осадочных комплексов, отлагавшихся у окраин древних кратонов. Миогеосинклинальная природа этих комплексов определяется прежде всего по наиболее тривиальному признаку — отсутствию проявлений мощного субмаринного вулканизма, свойственного эвгеосинклинальным отложениям. Слабая приподнятость прилегающего кратона фиксируется малой мощностью базальных грубокластических отложений. Помимо граувак в их основании и спорадической базитовой тефры выше по разрезу остальные осадки, преимущественно черноцветные пелитовые, свидетельствуют о поступлении материала из области сноса, подвергшейся глубокому выветриванию. Пелитовые осадки сменяются магнезит-доломитовой толщей, выше которой, обычно после некардинального перерыва, проявляются концентрации Fe (железистые кварциты, сидериты), Mn и P. Наиболее характеристичная триада (базитовая пирокластика — магнезит + доломит — концентрации железа) имеет важнейший признак, вкладываемый в определение типа геологической формации, а именно повторяемость во времени и пространстве.

Сославшись на определение «эпигеосинклинальные», относящееся к тафрогенным лимническим магнезитам, рецензент написал нам трактовку миогеосинклинальных магнезитоносных комплексов как орогенных. Это не случайная описка, а явная передержка, так как, судя по другим его ссылкам на нашу работу, он читал разделы, в которых недвусмысленно изложены положения о формационных особенностях миогеосинклинальных магнезитоносных комплексов, кратко охарактеризованные выше.

3. Связь эвкарбонатных магнезитов с корами выветривания наиболее зримо проявляется у кайнозойских лимнических магнезитов. В молодой тафрогенной обстановке эти осадки без труда интерпретируются как продукты размыва коры выветривания на окружающих гипербазитовых массивах, в низах которой концентрируется остаточный магнезит. Показательно, в частности, что после того, как югославским геологам были показаны в Сербии древние поверхности выравнивания и приуроченная к ним мощная древняя кора выветривания гипербазитов, они сразу же отказались от прежних своих представлений о гидротермальном происхождении апотигипербазитовых и эксгалационно-осадочном — связанных лимнических магнезитов [4]. В разрезе тафрогенного магнезитоносного комплекса Кубы прямо зафиксирована перевернутая кора выветривания гипербазитов и снизу вверх наблюдаются переотложенные охры — нонтрониты —

кlastогенный магнезит [12]. У древних миогеосинклинальных магнезитов непосредственные связи с корой выветривания разорваны последующим тектогенезом, и соотношения их с областью питания приходится восстанавливать внутри самих магнезитоносных комплексов, в разрезе которых концентрации магния и железа располагаются в обратной последовательности (т. е. Fe выше Mg). Эта и другие отмеченные уже особенности миогеосинклинальных магнезитоносных комплексов позволяют считать, что седиментация магнезита в них происходила синхронно с формированием латеритной коры выветривания на мощных покровах финального базальтового вулканизма. Действительно, базитовая тефра в нижней части магнезитоносных комплексов свидетельствует о напряженном вулканизме на прилегающей суше, базальные граувакки фиксируют механический размыв вулканического покрова, а черные пелитовые осадки — возникновение на нем коры выветривания в гумидных условиях и при обилии биоса. Доломиты и магнезиты — это лагунные осадки, аккумуляировавшие избыточный магний, прежде всего выносимый при формировании коры выветривания, тогда как концентрации Fe, (Mn, P) фиксируют уже начало сноса остаточных продуктов той же коры выветривания.

Указанные рецензентом неясности с формами переноса Mg отмечены и нами как одна из актуальных задач дальнейших исследований, однако сами по себе наибольшая подвижность и дифференциальный вынос магния, также поставленные В. А. Тимесковым под сомнение, давно установлены при выветривании магнезиальных пород — гипербазитов, базальтов, доломитов [3] и даже брусититов.

Рецензент, ссылаясь на преимущественно силикатический состав фундамента Южноуральской магнезитоносной провинции, пытается отрицать возможность связи магнезитов с апобазитовой корой выветривания, не взирая на обсуждение этого вопроса в книге. Магнезитоносные комплексы аккумуляировали не только вещество, выносимое при формировании коры выветривания (прежде всего Mg), но и (в верхних частях) переотложенные при ее размыве продукты, что привело к уничтожению всего плаща кратона и обнажению его фундамента. Однако признаки былого присутствия базальтового покрова видны в наличии его корней, многочисленных базитовых даек, как в погребенном фундаменте Русской платформы, так и в Тараташском его выступе в северной части Башкирского поднятия.

Развиваемое нами положение об эпибазальтоидных магнезитоносных комплексах согласуется с общими представлениями о седиментационных циклах переотложения кор выветривания симатического и силикатического профилей и конкретизирует концепцию зависимости осадочного рудообразования от эволюции питающих провинций [11].

Как видно пытаюсь подчеркнуть связь магнезитов с магматизмом, В. А. Тимесков упоминает Ельничное месторождение магнезита, единственное в Башкирском поднятии, находящееся в непосредственном контакте с Бердяушским интрузивным массивом. Отмеченная им высокотемпературная минерализация в экзоконтакте этого интрузива известна и нам, в том числе по личным сборам, но она проявляется в интрузивной кровле массива и отсутствует на Ельничном месторождении, приведенном в соприкосновение в Бердяушском плутоном по крутому тектоническому нарушению, что как раз и установлено работами упомянутой рецензентом Бакальской ГРП. Активные контакты интрузивных пород с магнезитами на Сатке представлены секущими дайками диабазов с мелкими зонами бруситизации по магнезитам и доломитам, тогда как на Малом Хингане около небольших гипабиссальных массивов гранитоидов в непрерывных разрезах контактовых ореолов крупные тела мономинеральных брусититов, переслаивающихся с брусит-кальцитовыми мраморами, во внешнюю сторону сменяются переслаиванием магнезитов и доломитов, распространенных регионально. При этом, за исключением вытеснения CO₂ водой, брусититы по химическому составу отвечают магнезиту, а бруситовые мраморы — доломиту. Эти соотношения однозначно свидетельствуют о доинтрузивной природе магнезитов и практически изохимическом образовании по ним брусититов, что также поставлено под сомнение В. А. Тимесковым. Представления А. С. Варлакова и О. А. Степанова о метасоматической природе брусититов с привнесом магния, на которые ссылается В. А. Тимесков, относятся к самому раннему периоду изучения бруситовой минерализации. Эти авторы впоследствии отказались от своих представлений, чему, в частности, способствовал совместный осмотр Северного карьера Волчьегогорского месторождения Саткинской группы, в стенках которого в экзоконтакте крутой дайки наблюдается смена брусититов, развившихся по пологозалегающему пласту магнезита, аподоломитовыми брусит-кальцитовыми мраморами. В сторону от контакта бруситовые породы быстро сменяются соответственно магнезитом и доломитом.

В представлениях о генезисе эвкарбонатных магнезитов у рецензента проявляется внутренняя противоречивость. Лимнические магнезиты он так же, как и мы, считает осадочными, хотя в них, как и в магнезитах саткинского типа, отсутствуют эвапоритовиды, что используется рецензентом в качестве аргумента в пользу гидротермально-метасоматического происхождения последних. Применительно к магнезитам саткинского типа В. А. Тимесков отмечает «непреодолимые трудности при объяснении возможности образования крупных месторождений магнезита путем седиментации» [10, с. 79], но эти трудности почему-то отпадают у него для остальных типов месторождений магнезита, в том числе крупных лимнических.

Отсылая читателей за дополнительной аргументацией к нашей книге [1], в которой имеются ссылки на ранние работы, а также к более поздним нашим публикациям [5, 6], отметим в заключение, что несостоятельность представлений В. А. Тимескова о гидротермально-метасоматическом послеорогенном образовании миогеосинклинальных магнезитов под воздействием гранитоидов однозначно определяется их региональной стра-

тиформностью, участием во всех складчатых и разрывных деформациях, начиная с кон-сидиментационных, обычным отсутствием гранитоидов в магнезитонесущих провинциях или явной их индифферентностью по отношению к магнезиту, а иногда несомненным наложенным воздействием на магнезиты, в том числе с образованием бруситов в условиях малой глубинности.

Поскольку в последнее время в печати лишь В. А. Тимесков выступает в защиту гидротермально-метасоматического происхождения магнезитов, мы отнюдь не оригинальны, высказывая представление об их седиментационной природе. Мы лишь выявили выпадавшие из внимания объективнее ритмолитонологические и формационные параметры седиментационных магнезитов, свидетельствующие об их образовании в процессе формирования или размыва кор выветривания на протомagneзиальных субстратах. Только в рамках этой концепции впервые увязываются применительно к магнезитонесущности в самосогласованную причинно-следственную цепь глобальные и региональные явления магматизма и тектогенеза, источники избыточного магния, механизм дифференциального его извлечения и переотложения, периодичность и фациально-геоструктурные условия массового магнезиообразования.

Литература

1. Смолин П. П., Шевелев А. И., Урасина Л. П. и др. Генетические типы, закономерности размещения и прогноз месторождений брусита и магнезита. М.: Наука, 1984. 318 с.
2. Казаков А. В., Тихомирова М. М., Плотникова В. И. Система карбонатных равновесий (доломит, магнезит) и выводы о парагенезисе сидеритов и фосфоритов//Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол. 1957. № 152. С. 13—58.
3. Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.
4. Петров В. П., Вакаянц Б., Яоксимович Д. и др. Магнезитовые месторождения Сибири и их генезис//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 83—98.
5. Смолин П. П. Брусит — новое высокомагнезиальное полезное ископаемое (условия образования и минералого-технологические особенности)//Неметаллические полезные ископаемые. Докл. 27 МГК. Т. 15. М.: Наука, 1984. С. 9—16.
6. Смолин П. П. Докембрийские стратиформные магнезиты Ляонина (КНР) и Тасмании//Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. неметаллические полезные ископаемые. 1986. 13 с.
7. Смолин П. П., Зиборова Т. А. Стехиометрия и конституционные соотношения водных карбонатов магния//Неметаллические полезные ископаемые коры выветривания. М.: Наука, 1977. С. 217—313.
8. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
9. Страхов Н. М. Зарубежные исследования современных доломитовых осадков в морских водоемах//Литология и полез. ископаемые. 1970. № 4. С. 3—28.
10. Тимесков В. А. К научным основам прогноза и поисков магнезитовых месторождений//Сов. геология. 1983. № 3. С. 73—80.
11. Холодов В. Н. Эволюция питающих провинций — важнейший фактор осадочного рудообразования//Литология. Докл. 27 МГК. Т. 4. М.: Наука, 1984. С. 75—84.
12. Финько В. И., Корин И. З., Формель-Кортна Ф. О. О возрасте древней коры выветривания и латеритов Кубы//Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука. 1967. С. 114—134.
13. Шевелев А. И. О литологической ассоциации месторождений магнезита в доломитовых комплексах//Литология и полез. ископаемые. 1978. № 3. С. 131—136.
14. Destombes J. P. Art der Spätmagnesitlagerstätten der Westpyrenäen//Berg- und Hüttenmänn. Monatsh. 1958. B. 103. № 12. P. 246—250.
15. Doval M., Brell M., Galan E. El yacimiento de magnesita de Incio (Lugo, Espana)//Bol. Geol. Minero. 1977. V. 38. № 4. P. 50—64.
16. Felser K. O. Die stratigraphische Stellung der Magnesitvorkommen in der östlichen Grauwackenzone (Steiemark, Österreich)//Berg- und Hüttenmänn. Monatsh. 1977. V. 122. № 2a. P. 17—23.
17. Frost M. T., Matzat H. W. A further large magnesite deposit along Savage River in northwestern Tasmania//Econ. Geol. 1984. V. 79. P. 404—408.
18. Llaraena J. G. Contribution al estudio de la genesis de los carbonatos sedimentarios. 1//Bol. Real. Soc. Esp. hist. natur. Soc. geol. 1968. V. 66. № 4. P. 45—76.
19. Muller G., Irion G., Förstner U. Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg-carbonates in the lacustrine environment//Naturwissenschaft. 1972. V. 59. № 4. P. 158—163.
20. Turan J., Vancova L. Strukturen und texturen der lagerstättenausfüllung von magnesitlagerstätten in karbon der Westkarpaten//Geol. Carpatica. 1979. V. 30. № 2. P. 207—226.
21. Siegl W. Reflection on the origin of sparry magnesite deposits.— Syngeneses and epigenesis of sparry Miner. deposits. Vol. honour prof. G. C. Amstutz occas. 60 th birthday. Spec. ref. «One Mis Main Sci». Interests. Berlin e. a., 1984. FSBN 3-54-13845-5. P. 177—182.
22. Schmid I. H. China—the magnesite giant//Industr. Min. 1984. V. 203. P. 27—45.

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
АН СССР, Москва

Поступила в редакцию
24.V.1986

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), КАЛЕДА Г. А., КОССОВСКАЯ А. Г.,
КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф., ЛИСИЦЫН А. П., МИХАЙЛОВ Б. М. (зам. главного редактора),
РОНОВ А. Б., СИДОРЕНКО Св. А., СОКОЛОВ А. С., ТЕНЯКОВ В. А.,
ТИМОФЕЕВ П. П., ХВОРОВА И. В. (зам. главного редактора),
ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), ЩЕРБАКОВ А. В.

EDITORIAL BOARD:

BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), KALEDA G. A., KOSSOVSKAJA A. G.,
KRASHENINNIKOV G. F., LISITZIN A. P., MICHAILOV B. M. (deputy chief editor),
RONOV A. B., SIDORENKO Sv. A., SOKOLOV A. S., TENJAKOV V. A., TIMOFEEV P. P.,
KHVOROVA I. V. (deputy chief editor), KHOLODOV V. N. (editor), SCHERBAKOV A. V.

Адрес редакции:

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР
телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т. А. Шелепина

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 02.04.87	Подписано к печати 15.05.87	Т-05563	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 14,0	Усл. кр.-отт. 14,7 тыс.	Уч.-изд. л. 17,1
		Тираж 1033 экз.	Бум. л. 5,0
		Зак. 4115	

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

Цена 1 р. 80 к.

Индекс 70493

В 1988 г. выходит из печати «АТЛАС ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ МИРА. МЕЗОЗОИ И КАЙНОЗОИ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ». Авторы: А. Б. Ронов, В. Е. Хаин, А. Н. Балуховский. Редакторы: В. Л. Барсуков и Н. П. Лавёров. Карт 24, объем текста 18 п. л., библиографических названий 687, ориентировочная цена 15 руб., размеры 460×360 мм.

Атлас подготовлен к изданию в ГЕОХИ АН СССР, МГУ и ВНИИ геологии зарубежных стран Мингео СССР. Содержит 13 основных красочных карт мира в масштабе 1 : 48 000 000 для раннего, среднего, позднего триаса, ранней, средней, поздней юры, раннего и позднего мела и всех эпох кайнозоя до плиоцена включительно, а также 11 палинспастических карт-схем в масштабе 1 : 130 000 000.

Атлас является первым в мировой литературе обобщением новейших материалов по литологии, палеогеографии, палеотектонике и палеовулканизму мезозоя и кайнозоя в глобальном масштабе. Он может быть основой для фундаментальных палеогеографических, литологических и геохимических планетарных и региональных обобщений и прогнозных оценок осадочных полезных ископаемых, а также служить пособием для изучения таких дисциплин, как историческая геология, морская геология, палеонтология и ряда других.

Он является продолжением изданного в 1964 г. «Атласа литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий палеозой континентов», составленного А. Б. Роновым, В. Е. Хаиным и К. Б. Сеславинским.

Заказы просим направлять по адресу: 101000, Москва, Центр, Кривоколенный пер. 10. Книжная оптовая база «Геолкнига».