



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РФ
МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ РАН
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
РОССИЙСКИЙ ФОНД
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ОСАДОЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ: седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование)

Материалы
4-го Всероссийского литологического совещания
Москва, 7-9 ноября 2006 г.

Том 1



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РФ
МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ РАН
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН



ОСАДОЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ:
седиментогенез, литогенез, рудогенез
(эволюция, типизация, диагностика,
моделирование)

Материалы
4-го Всероссийского литологического совещания
(Москва, 7–9 ноября 2006 г.)

Том 1

Москва
ГЕОС
2006

УДК 552.14+553.061.17

ББК 26.323

О 56

Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование). Материалы 4-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 7–9 ноября 2006 г.). Том 1 – М.: ГЕОС, 2006. – 400 с.

ISBN 5-89118-389-7

Книга содержит тезисы докладов, представленных на 4-м Всероссийском литологическом совещании (Москва, 7–9 ноября 2006 г.), посвященном рассмотрению широкого круга вопросов седиментогенеза, литогенеза и осадочного рудогенеза.

Для литологов и геологов широкого профиля, преподавателей и учащихся вузов.

Материалы опубликованы при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 06-05-74044-г.

Ответственный редактор

О. В. Янаскурт

Редколлегия:

М. Г. Леонов, Ю. О. Гаврилов, В. Т. Фролов

На 1-й стр. обл.: Разрез карбонатных отложений датского яруса, Дагестан, Чиркейское водохранилище. Фото Ю.О. Гаврилова

На 4-й стр. обл.: Карбонатные диагенетические конкреции в мелкозернистых песчаниках барремского яруса, Дагестан (разрез у с. Аймаки). Фото Ю.О. Гаврилова

© Межведомственный литологический комитет
РАН, 2006

© ГЕОС, 2006

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник содержит краткие изложения докладов, подготовленных учеными России и некоторых стран ближнего зарубежья к очередному, 4-му Всероссийскому литологическому совещанию. Оно продолжает традицию прежних Всесоюзных совещаний литологов СССР, регулярно проводившихся с 1951 по 1986 г. в Москве и других научных центрах страны. Затем, после перерыва и реорганизации Межведомственного литологического комитета (МЛК) при РАН, такие мероприятия возобновились: в 2000 г. – 1-е Всероссийское литологическое совещание в Москве, в 2002 г. – в Сыктывкаре и в 2003 г. – снова в Москве. На этих форумах ученые институтов РАН, МПР РФ, ВУЗов России и стран СНГ обсуждали итоги новейших достижений и направления развития науки об осадочных образованиях Земли.

На нынешнем совещании обсуждаются итоги исследований и достижения по проблеме “Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование)”. Затронутые вопросы группируются в следующие темы: 1. Процессы осадконакопления: признаки, типизация, методы реконструкции. 2. Процессы и факторы постседиментационного породообразования: стадийный анализ, типизация, моделирование. 3. Геохимия осадочных процессов. 4. Биосферные проявления в осадочном процессе. 5. Вулканизм и осадочные процессы. 6. Рудогенез (редкометалльно-урановый и другой стратиформный), неметаллические полезные ископаемые. 7. Цикличность процессов осадко-, породо- и рудообразования и их эволюция в геологической истории Земли.

В каждой из этих тем присутствуют отдельные доклады, в которых рассматриваются аспекты разделов учения об осадко- и породообразовании, а также многие доклады, посвященные частным, конкретным, глубоко проработанным научным задачам, которые ценны тем, что существенно пополняют копилку наших знаний в данной области геологии. Предварительный анализ поступивших для сборника материалов свидетельствует о том, что совещание унаследовало и конкретизировало тематику предыдущего совещания, посвящавшегося генетическому формационному анализу осадочных комплексов фанерозоя и докембрия (см. ниже – статью Почетного председателя МЛК РАН П.П. Тимофеева). Вместе с тем, выполняется решение 1-го Всероссийского литологического совещания (2000 г.) о необходимости сконцентрировать внимание литологов на приоритетном направлении, охватывающем основополагающие проблемы осадочной геологии и имеющем не только научное, но и большое практическое значение. Таким приоритетным направлением было обозначено следующее: “Эволюция типов осадочного процесса,

бассейнов осадконакопления и породообразования, формирование и размещение полезных ископаемых в континентальных и океанических структурах земной коры”. Материалы данного сборника вполне соответствуют этой формулировке – как по своим наименованиям, так и по сути.

Разносторонность затронутых в книге вопросов и намеченные новые пути к их решению будут, безусловно, интересны широкому кругу специалистов, работающих в области наук о Земле.

*Председатель МЛК РАН,
доктор геол.-минерал. наук,
Заслуженный профессор
МГУ О.В. Япаскурт*

ПРОБЛЕМЫ ТЕОРИИ СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗА

П.П. Тимофеев¹

Перспектива дальнейшего развития осадочной геологии

1. Осадочная геология объединяет гипертологию, седиментологию и литологию, которые вместе с петрологией, стратиграфией и геотектоникой являются фундаментальной наукой. Осадочная геология занимается выяснением состава (минералогия, геохимия), строения и, самое главное, происхождения осадочных и вулканогенно-осадочных образований и связанных с ними полезных ископаемых, установлением закономерностей образования и распределения в земной коре.

Как видно из определения этих наук, они охватывают почти все стороны осадочного процесса. Их 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 должен быть комплексный и более глубокий фациальный генетический подход к изучению природных объектов с целью познания процессов разрушения осадков и пород (гипертология – гипертация – гипертогенез), накопления осадков (седиментология – седиментация – седиментогенез), их последующего преобразования в породы (литология – литификация – литогенез) и формирования связанных с ними полезных ископаемых (рудогенез), выяснения причин этих процессов (таблица).

2. Таким прогнозируемым приоритетным направлением может быть *“Эволюция типов осадочного процесса, бассейнов осадконакопления и бассейнов породообразования, формирование и размещение полезных ископаемых в земной коре”*. Это прогнозируемое направление должно занять одно из ведущих мест в комплексном изучении недр Земли, как на ближайшую, так и на дальнюю перспективу. Это должно явиться основой для последующего анализа осадочных образований с целью выделения и описания формаций как геологических тел определенного облика, связанных с соответствующими палеоструктурами. Дальнейший глобальный сравнительный анализ, основанный на всей сумме знаний, позволяет познать эволюцию осадко- и породообразования в истории Земли, что явится первым крупным итогом прогнозируемого направления.

¹ Геологический институт РАН, Москва; gin@ginras.ru

3. 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 осадочной геологии, остающиеся на ближайшую обозримую и дальнюю перспективу, следующие: а) гипертологии и седиментологии, т. е. источника вещества образования и накопления осадков; б) осадочных геологических формаций (методика литолого-фациального и генетического формационного анализа, изучение, описание и выделение формаций, сравнительный анализ формаций); в) литогенеза, т. е. образования пород; г) образования и закономерностей размещения полезных ископаемых; д) эволюции осадочного процесса и геологических формаций в истории Земли.

Первые три проблемы составляют основу теоретической осадочной геологии – гипертологии, седиментологии и литологии. К ним непосредственно примыкает четвертая проблема образования и размещения полезных ископаемых, одни виды которых сопутствуют осадконакоплению, а другие – породообразованию. Пятая проблема осадочных геологических генетических формаций является уже в значительной мере синтезирующей, продолжает и углубляет фациальный анализ с учетом конкретных палеогеотектонических особенностей строения и развития главных структурных элементов земной коры. Она представляет собой полный синтез всего предыдущего, и ее конечным результатом должно быть создание первой всеобъемлющей теории осадочного процесса.

4. Проблемы *гипертологии* и *седиментологии* содержат в себе выяснение общих вопросов генезиса, т. е. возникновения и закономерностей накопления осадков, связи осадкообразования с сингенетичным геотектоническим режимом, особенностями климата, гипертологией, геохимией и гидродинамикой среды осадконакопления в различных фациальных и ландшафтно-палеогеографических обстановках.

5. Среди *седиментационных* бассейнов следует различать бассейны континентальных (бессточные котловины, речные долины, различного типа озера, внутренние 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 следующее: 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 типов осадков; д) климат и его воздействие на осадочный процесс в различных седиментационных бассейнах; е) распределение химических элементов в различных фациальных типах осадков; ж) гидродинамика седиментационных бассейнов; з) газоводные растворы фациальных сред осадкооб-

Схема осадочного процесса

Таблица

<p>Процессы формирования различных типов осадочных образований</p>	<p>Последовательные стадии формирования осадочных образований с комплексом геохимических и геоминералогических особенностей</p>						Разрушение пород и осадков		Физическое, биогенное, хемогенное, атмосферное, водородное подводное выветривание				
							Подготовка к миграции исходного материала и включение в осадочный процесс. Коллювиальные осадки						
							Аутигенное минералообразование. Начало миграции						
							Мобилизация вещества – наземная, подводная, ветровая, водная, биогенная, гидротермальная, вулканическая и др. (первая стадия)						
	<p>Генезис осадков (образование осадков)</p>						Транспортировка и дифференциация осадочного материала по пути к промежуточным и временным водоемам стока		<p>Гипертология</p>				
							Кинетогенез – изменение вещества осадка в процессе начальной транспортировки и накопление осадков во временных водоемах стока			<p>Седиментология</p>			
							Образование осадков с полностью сформировавшимся набором геохимических признаков и геоминералогическим комплексом минералов и их ассоциаций (вторая стадия)						
							Накопление осадков с полным набором седиментологических признаков в конечном водоеме стока (третья стадия)						
							Осадки с комплексом седиментационных признаков в бассейне осадконакопления						
							Терригенные	Биогенные			Хемогенные	Вулканогенные	Магматогенные
<p>Апогенез – образование пород</p>							Диагенез				<p>Литология</p>		
						Катагенез							
						Метагенез							
						Метаморфизм региональный (погружения)							
						Литификация		<p>Гипертация</p>					
						Литогенез		<p>Гипертогенез</p>					
						Бассейн породообразования		<p>Бассейн дезинтеграции</p>					
						Осадочная геология							

разования; и) вулканизм и гидротермальная деятельность как факторы, влияющие и нарушающие нормальный ход осадочного процесса; к) формирование ряда полезных ископаемых, сингенетических с образованием осадков.

6. Накопление нового материала показывает, что вещественное выражение седиментационных процессов, включающих проблемы геоминералогии, осадочной геохимии и кристаллохимии, не постоянно; оно изменялось на протяжении геологической истории, в разных регионах не однозначно. 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), изменения общих физико-географических (палеогеографических и ландшафтных) условий, такие, как эвстатические изменения уровня Мирового океана, расширение Вселенной и отдельные ее частей, общеклиматические изменения, эволюция бассейнов осадко- и пороодообразования в истории Земли.

7. Теория эволюции типов осадочного процесса не могла быть разработана ранее в полном объеме, поскольку мы располагали самыми общими сведениями о строении и составе осадочного чехла океанов, охватывающих более 70 % общей поверхности Земли. Изучение океанов за последние два-три десятилетия (особенно и в основном с помощью глубоководного бурения) дало большой материал для познания некоторых общих, глобальных процессов осадко- и пороодообразования. Сравнение главных типов осадочных комплексов существующих океанов и эпиконтинентальных 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.

8. Проблемы *литологии* являются более сложными и трудными в познании становления осадка как породы. В решении вопросов пороодообразования большую роль играет выяснение генезиса осадков и тех кон-

кретных условий, в которых они образовались. Однако “чистый” осадочный процесс осложняется наложением эндогенных и экзогенных факторов, что приводит к сложной картине распределения литогенетических преобразований в бассейнах породообразования.

В числе первоочередных задач в области литологии 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 (ОВ) в бассейнах осадконакопления 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 процессах седименто-литогенеза; к) типы бассейнов породообразования и их зависимость от структурно-тектонического и климатического положения региона.

9. Решение поставленных выше проблем седиментологии и литологии континентов и океанов немыслимо без всестороннего изучения вещественного состава пород, без рассмотрения физико-химии 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.

10. Характерной чертой современной генетической седиментологии и литологии являются резкое расширение сферы объектов исследования, в которую оказались вовлеченными не только собственно осадочные низкотемпературные процессы, но и связанная с глубинным поступлением тепла вулканическая деятельность и воздействие в активных зонах мантийных флюидов. Особенно это сказалось на интерпретации генезиса ряда полезных ископаемых.

11. Прямое следствие бурно накапливающегося нового фактического материала в современной генетической литологии – появление новых методов физико-химического, оптического исследования органических и минеральных веществ, взаимодействие ряда разделов науки, которые являются причиной формирования ряда новых направлений, основывающихся на широком комплексном генетическом подходе. К их числу следует отнести геохимическое, геоминералогическое направления (геодинамическая минералогия осадочных образований), энергетику осадочных процессов, геодинамику гидросферы и др.

12. 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 кристаллохимии – 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 преобразования минералов, без чего невозможно понимание тех природных химических реакций, которые происходили в ходе различных геологических процессов.

13. Перечисленные обстоятельства явились методическим 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.

14. Особое место в познании осадочного процесса занимает рассеянное и концентрированное ОВ, как на континентах, так и в морях и океанах, поскольку от его количества, биологической природы и типа его биохимического преобразования в седиментогенезе зависят течение и интенсивность процессов формирования минерального и рудного состава осадков и пород. ОВ, концентрированное и рассеянное, 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.

15. 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 позволил разработать модель глинообразования в районах современного торфонакопления и обосновать причины различных комплексов минералов глин в углях и породах угленосных формаций.

16. Это свидетельствует об историчности выявленной модели глинообразования в комплексах, сопряженных с ОВ, об общности протекающих в них процессов независимо от возраста и об универсальности фак-

торов, определяющих эти процессы. Новый вклад в теорию образования глин приобретает глубокий смысл при расшифровке и объяснении механизма концентрации и распределения химических элементов в земной коре, поскольку их геохимия определяется перестройкой минерального и органического вещества, формирующего осадки разных фациальных типов. Исследования в целом показали, что меловые “черные сланцы” с преобладанием малообразованного в литогенезе гумусового ОВ, относящиеся к зоне мелководной 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 мезозойско-кайнозойского осадконакопления и геологического развития океанов. Этот вывод подтверждает тот факт, что в раннемеловое время зоны с “черными сланцами” в современных Атлантическом и Тихом океанах характеризовались мелководными условиями седиментации, а собственно океаническая стадия накопления осадков наступила гораздо позже.

17. 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. Следует отметить, что все геологи за основу выделения формаций принимали принцип установления парагенетических сочетаний пород с той лишь разницей, что одни считали формации изначальным 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.

18. Весьма важной и актуальной является *проблема образования и закономерностей размещения полезных ископаемых*. Вряд ли можно сомневаться в том, что от правильного решения проблем гипертологии, седиментологии и литологии 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 гипертогенеза и седиментогенеза, так и литогенеза.

19. Осадочные полезные ископаемые – это большая группа рудных и нерудных минеральных и органических образований, имеющих большое народнохозяйственное значение. Это нефть, уголь, железные и марганцевые руды, фосфориты, бокситы, эвапориты, редкометальные руды,

россыпи, сера, уран и многие другие, связанные с осадочным процессом в целом. 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 полезных ископаемых в осадочных толщах.

20. В настоящее время очевидно, что *учение об осадочных генетических формациях и решение одномерной 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 осадочно-вулканогенных парагенезов пойдет в дальнейшем именно в этом направлении, по пути вскрытия генетических соотношений между породами”.

Поэтому основной задачей в решении этой проблемы должно быть создание учения об осадочных геологических формациях, где формациообразующими факторами должны быть: а) *палеоструктура*, б) *геотектонический режим* времени ее образования, в) *палеогеография*, г) *палеоклимат*, д) *вещество* – терригенное, биогенное, хемогенное, вулканогенное, магматогенное и гидрогенное, поступающее в область седиментации. Из этого следует, что любая осадочная генетическая 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.

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

Для решения этой проблемы необходим анализ всей суммы данных, полученных в процессе детального литолого-фациального изучения и геологического генетического формационного анализа осадочных образований. Это позволит решить ряд задач, имеющих глобальное значение. К ним можно отнести следующие: 1) сравнительное изучение на фациально-генетической основе осадочных и вулканогенно-осадочных формаций отдельно осадочного чехла земной коры континентальных и океанских блоков как показателей этапов геологической истории областей их накопления; 2) сравнительный анализ процессов осадконакопления и породообразования в различных палеогеографических (ланд-

шафтных) обстановках континентов и океанов с целью минералогических особенностей и геохимических закономерностей, присущих разным стадиям их развития; 3) построение общей схемы эволюции седиментационных бассейнов в истории Земли; 4) изучение эволюции питающих провинций в истории Земли как фактора необратимого развития осадочного процесса; 5) глобальная корреляция типов литогенеза в породных бассейнах различных тектонических и климатических областей; 6) разработка учения о геологических осадочных формациях и их глобальная корреляция на континентальных и океанских блоках земной коры во времени и в пространстве; 7) выяснение роли экзогенных и эндогенных причин в формировании эпох осадочного рудообразования; 8) глобальная корреляция геологических процессов на континентах, в океанах и между ними.

22. Следовательно, прогнозируемое направление должно стать *крупным теоретическим обобщением осадочной геологии*, наиболее полно вскрывающим взаимосвязь осадко- и породообразования с другими геологическими явлениями. Именно поэтому оно должно способствовать решению общегеологических проблем, таких, как история океанов, восстановление палеоструктуры складчатых поясов, перемещение континентов и др.

23. Конечной целью такой разработки должно быть построение *всеобъемлющей теории гипертологии, седиментологии, литологии и рудогенеза*. Эта теория, которая будет основной в осадочной геологии на длительный период, 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.

24. Практическое значение прогнозируемого направления определяется тем, что на фоне развития общих гипертологических, седиментационных и литогенетических процессов будут выявлены закономерности образования и размещения осадочных и вулканогенно-осадочных полезных ископаемых (рудных и нерудных) на разных этапах развития бассейна осадконакопления 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 прогноза их поисков.

Таким образом, исходя из анализа развития геологической науки в целом, как в нашей стране, так и за рубежом, можем с большой долей вероятности полагать, что *главнейшими парадигмами* в геологии вообще, и уже в первой четверти XXI века будут:

1) *Концепция расширяющейся Земли* как часть общего развития Вселенной. Она представляет собою строгую научную теорию, обладающую определенной многодисциплинарной системой многих уровней постановки и организации исследований. Она отражает действительное природное существо общего глобального геодинамического развития как отдельных субъектов, прежде всего планеты Земля, так и Вселенной в целом.

2) *Генетический подход* должен быть положен в основу решения практически большинства, если не всех, геологических проблем, особенно осадочной геологии. Он должен основываться на комплексном детальном литолого-фациальном изучении и генетическом формационном анализе. *Любое изучение осадочных образований следует начинать с познания их гипертологической и седиментационной природы.* На этом должна основываться разработка новых и совершенствование существующих генетических методов, в том числе и генетического формационного анализа, который является продолжением и углублением фациального изучения осадочных образований.

Комплексный, детальный литолого-фациальный и генетический формационный анализ осадочных образований представляют собой, прежде всего, современные методы осадочной геологии. Они не являются самоцелью исследования, а всего лишь средством решения многих фундаментальных проблем геологии вообще, и осадочных образований, в частности.

Формационный генетический метод есть углубление и продолжение фациального.

Я полагаю, что наступивший XXI век окажется еще более продуктивным, чем прошлый, базируясь на современных методиках.

А.Н. Дмитриевский²

Постседиментационные процессы: новые подходы

1. Геофизическими работами на глубинах 10–25 км установлены геологические тела, характеризующиеся инверсиями сейсмических скоростей, изменениями электропроводности пород и другими аномальными эффектами. Эти геологические тела, представляющие собой трещиноватые породы, заполненные флюидами, предложено называть коровыми волноводами (КВ).

Формирование подобных аномальных зон обусловлено одинаковым откликом геологической системы на энергетическое воздействие недр. Эти достаточно масштабные геологические образования переходят в

² Институт проблем нефти и газа РАН и МО РФ; A.Dmitrievsky@ipng.ru

квазикогерентное состояние и начинают в зависимости от степени энергетического воздействия “работать” в режиме дилатансии и компакции. Дилатансионный эффект связан с раскрытием трещин и заполнением корового волновода глубинными флюидами. В режиме компакции флюиды в большей или меньшей степени выжимаются из КВ и перемещаются в сторону меньших давлений в верхние горизонты, активно “промывая” осадочную толщу.

2. Динамика, эндогенная энергетика, механизм “работы” коровых волноводов меняют традиционные представления о постседиментационных процессах.

Режим работы КВ можно охарактеризовать как долговременный ритмичный механизм доставки глубинных флюидов в осадочный чехол. Разная энергетика, вещественный состав и структура осадочного чехла определяют особенности насыщения осадочных пород глубинными, в том числе углеводородными, флюидами и морфологию формирующихся залежей нефти и газа. При этом матрица осадочных пород насыщается углеводородными флюидами, формируются залежи в антиклинальных ловушках, зонах литологического выклинивания и стратиграфического несогласия. Смена состояний дилатансии и компакции определяет режим “работы” КВ и специфику “промывания” осадочной толщи глубинными флюидами. Подобные процессы приводят к существенному преобразованию морфологии пустотного пространства горных пород с образованием вторичной пористости, трещин, каверн и пустот, способствуют растворению кальцита, доломита и ангидрита в трещинах и поровом пространстве и раскрытию трещин, заполненных диагенетическими и катагенетическими минеральными образованиями. В результате этих процессов формируется большая емкость матрицы и ловушки.

3. В то же время в глубинных частях литосферы имеются линзы, камеры и зоны, особенности строения которых при энергетическом воздействии не позволяют им разгружаться по механизму “компакция – дилатансия”. В этом случае отмечается концентрация энергии и глубинных флюидов, происходит формирование своеобразных “энергетических” котлов. Флюидные системы переходят в крайне неустойчивое, неравновесное состояние. Неустойчивость этих систем приводит к бифуркации и выбросу энергии и вещества, что проявляется в виде землетрясений, магматической и вулканической деятельности. При этом глубинные флюиды, в том числе углеводородные, могут достигать приповерхностных и поверхностных зон литосферы, формируя так называемые флюидизированные очаги.

Бифуркационные выбросы контролируются линеаментами и глубинными разломами, дуговыми кольцевыми нарушениями, обеспечивая размещение разгрузок углеводородов в пространстве. Отмечаются многопорядковые различия в масштабах проявления и резкие (до нескольких порядков величин) всплески активности (“биения”) и интенсивности в деятельности природных разгрузок, а также необычайно неравномер-

ное распределение запасов флюидов или их производных в скоплениях, формирование которых происходило за счет или с участием глубинных разгрузок, и очень часто чрезвычайно высокие концентрации редких компонентов (гелия, радона и др.) в газах-носителях.

С ростом глубины размещения скоплений углеводородов аномальность по отношению к фону возрастает. Это проявляется в превышении температур и давлений в залежи над фоном, резком росте газонасыщенности пластовых вод и переходе к доминированию углеводородной компоненты при приближении к контуру залежи. В резервуаре и обрамлении залежей появляются некоторые типично гидротермальные минералы, образование которых требовало температур, значительно превышающих фоновые.

Отмечается вторичная минерализация, высокотемпературный облик тонкодисперсного пелитоморфного полиминерального вещества, отложившегося из углеводородного флюида, мигрировавшего по новообразованным трещинам. В целом аномальный облик минерализации в резервуаре и его окружении связан с вторжением высоконагретых углеводородных смесей и их взаимодействием с вмещающими породами.

Для резервуаров более характерной является не поровая, а трещинно-поровая и трещинно-кавернозная емкость. Часто резервуары оказываются “сложными”, “рыхлыми”, что во многих случаях затрудняет разработку залежей, но в других случаях обеспечивает интенсивные устойчивые притоки нефти и газа. Во многих случаях режимы разработки таких залежей оказываются упругими, связанными с избыточным сжатием заполняющих их углеводородов и “разрыхлением” минерального скелета породы. Залежи нефти и газа бывают безводными, а часто поровый флюид представлен устойчивой водно-углеводородной эмульсией. Для пластовых флюидов характерны значительные содержания большого спектра металлов, включая благородные и редкоземельные, аномальные содержания неуглеводородных газов – углекислоты, сероводорода, гелия, водорода, азота. При изучении флюидов часто отмечаются различные геохимические аномалии.

4. Таким образом, постседиментационные процессы должны быть дополнены механизмами, отражающими динамику и энергетику глубинных процессов. Это позволит более полно оценить факторы, способствующие существенному изменению структуры, состава и параметров осадочной системы и влияющие на постседиментационные преобразования пород, формирование аутигенных минералов, коллекторские и экранирующие свойства природных резервуаров нефти и газа.

Стадии осадочного породообразования и развитие литологии

1. На протяжении прошлого столетия выделение стадий осадочного процесса производилось довольно формально; исследователи произвольно меняли последовательность, объем и даже название стадий, не всегда обосновывая свои предложения.

2. Реальный осадочный процесс не всегда поддается анализу; очень условны представления о мобилизации, переносе и осаждении вещества в связи с существованием промежуточных областей накопления материала, а также в условиях гумидного, аридного климата и вулканогенно-осадочного процесса.

Новейшие данные о субаэральном и субаквальном диагенезе, а также представления о диагенезе в озерах, морях и океанах делают понятие об этой стадии весьма расплывчатым.

Формальны представления о выветривании, катагенезе и метагенезе.

3. Условны, расплывчаты и не совсем ясны границы стадий; на разных стадиях мобилизации, переноса и осаждения все осложняет многоактность процесса, в диагенезе и катагенезе – разные условия уплотнения и взаимодействия вод и пород.

4. Таким образом, наши представления о стадиях осадочного процесса относятся скорее к идеализированной схеме явления, чем к реально протекающим явлениям. Они призваны упорядочить сложившиеся общие образы, и поэтому не следует их излишне усложнять.

5. Наиболее приемлемой схемой стадильности представляется система, предложенная Г.Ф. Крашенинниковым, и несколько модернизированная В.Н. Холодовым; она создает общее впечатление о последовательности событий и вполне достаточна для чтения соответствующего курса.

О.В. Япаскурт⁴

Обзор состояния и путей развития теории постседиментационного литогенеза

Рассматриваются этапы становления, современное состояние, методы и аспекты развития фундаментального раздела литологии – учения о

³ Геологический институт РАН, Москва; gin@ginras.ru

⁴ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, ГИН РАН, Москва; yaskurt@geol.msu.ru

способах и закономерностях литификации осадков и внутрилитосферных изменений осадочных пород и руд (или учения о постседиментационном литогенезе). Анализируются причины разногласия исследователей о принципах стадийного расчленения литогенеза и терминах (диагенез, катагенез, метагенез-анхиметаморфизм, регрессивный эпигенез). Объясняются причины несоответствия между существующими стадийными схемами и реалиями.

Факторы, которые повлияли на несоответствия природных объектов теоретическим стадийным схемам, многочисленны. Из них наиболее известны такие: 1) Свообразие и неодинаковость реакций на одинаковые $P-t^{\circ}$ условия литогенеза у отложений разного состава и различной генетической природы. 2) Взаимовлияние соседних или ближних литотипов посредством флюидообмена и межслоевой миграции растворенных веществ (кремнезема, карбонатов и др.). 3) Активизация минералогических процессов на водно-нефтяных контактах. 4) Межфациальное и межформационное перераспределение газоводных флюидов, вступающих в активное взаимодействие с чужеродными для них породами. 5) Возможные притоки флюидов из фундамента бассейна породообразования (БП). 6) Изменения гидрогеологического режима в БП, порождаемые инверсионно-тектоническими перестройками их структур и усилением открытости флюидно-породной системы, что стимулирует наложенные процессы каолинизации, декарбонатизации, дегидратации терригенных пород вперемежку с формированием горизонтов массовой их карбонатизации или окварцованности.

Главные причины вышеупомянутых расхождений классических стадийных шкал с действительностью следуют из самой формулировки сущности процессов постседиментационного породообразования. Напомню ее.

Литогенез рассматривается нами как совокупность многофакторных процессов естественной историко-геологической эволюции флюидно-породной системы в стратисфере (т.е. ниже уровней седиментогенеза и гипергенеза) [8, 9]. В этой многокомпонентной системе реализуются физико-химические процессы дифференциации вещества – множеством способов и на многих системных уровнях: 1 – внутри минеральных кристаллических решеток, аморфных минеральных и органических компонентов, 2 – на межкомпонентном уровне – внутри породных слоев; 3 – между соседними слоями и пачками пород; 4 – на межформационном уровне.

Классические схемы стадийности постседиментационного литогенеза, в основе которых была принята аксиома о постепенном наращивании породных изменений по мере углубления в бассейне породообразования, учитывали индикаторные признаки процессов только первых двух уровней. Межслоевая внутриформационная и межформационная флюидодинамика в расчет не принимались. И по этой причине некоторые литологи стали работать над типизацией постседиментационного пороодо-

образования на существенно иной – гидрохимической основе. [5, 7]. Однако, при всех их достоинствах, гидрохимические классификации не могли объять необъятного – многих процессов компонентного уровня.

Создавая свой вариант схемы стадийного расчленения литогенеза, автор использовал принцип, предложенный еще в 1974 г. П.П. Тимофеевым, А.Г. Коссовской, В.Д. Шутовым и др. [6]: многофакторные постдиагенетические породные изменения расчленялись на две *разномасштабные категории*: *региональный* и *наложенный* литогенез. Первая, более крупная их категория распространялась на повсеместные (как бы “фоновые”) преобразования, которые стадийно расчленялись с учетом минеральных индикаторов глубинных динамотермальных режимов. А вторая категория (“наложенные” изменения) распространялась на все флуктуации породных свойств, которые возникали под влиянием водно-флюидных факторов – поверхностных (гипергенных) либо глубинных (гипогенных).

Используя эти построения применительно к межбассейновым стадийным корреляциям, надо было вначале “выносить за скобки” наложенную литификацию, а затем сравнивать фоновые (региональные) преобразования с учетом параметров упомянутых выше стадий регионального преобразования пород. Это существенно расширило возможности стадийного анализа, но все-таки не окончательно решило проблему точной датировки стадийных границ при крупномасштабных исследованиях.

Здесь, безусловно, надо согласиться с утверждением В.Н. Холодова [7] о нецелесообразности чрезмерной детализации стадийных шкал. Но, в отличие от вышесказанного им предложения выделять только две постседиментационные стадии: диагенез и катагенез, автор считает уместной *трехчленную схему*: *диагенез – катагенез слабый – катагенез глубокий*. Последняя граница в этой схеме опознается практически повсеместно, в большинстве осадочных формаций, исключая только карбонатные. Близко к этому же уровню находятся главные зоны нефтеобразования в соответствующих формациях [1]. Следовательно, оставление в сводной шкале двух катагенетических подстадий имеет определенный генетический смысл. Рубеж между ними устанавливается оптическими наблюдениями шлифов и рентгеноструктурным анализом терригенно-глинистых пород даже определеннее, чем область перехода от диагенеза к слабому катагенезу. И еще определеннее диагностируется начало *метагенеза (анхиметаморфизма)*, который стадийно обособлен от катагенеза [9] в существенно дислоцированных БП, претерпевших импульсы глубинных $P-t^{\circ}$ воздействий на породы.

К вышесказанному надо добавить то, что при стадийных исследованиях *не следует прямолинейно отождествлять степень литифицированности слоев (т.е. массу их аутигенного вещества, монолитность породы) с интенсивностью фоновых изменений по шкале ката- или метагенеза*. Потому что в наших схемах главными классификационными

факторами приняты режимы термодинамические. Гидрогенный же режим может обеспечить локальную (наложенную) децементацию или сверхцементацию породы, создавая тем самым обманчивую видимость “ослабления” или “усиления” фонового литогенетического процесса. Однако истинное его усиление фиксируют только кристаллохимические параметры минералов-индикаторов или показатели R^0 , R^a и др., а не объемные количества этих веществ.

Направление дальнейших исследований предполагает построение другой категории схем – *генетической (геодинамической) типизации литогенеза* [9]. В ее основу заложено понятие: *генетический тип литогенеза (ГТЛ)* – это такое закономерное соотношение зон минеральных и структурно-текстурных новообразований со стратиграфическими и фациальными границами в толще осадочных пород, которое порождено комплексом термодинамических и гидрохимических обстановок в стратисфере, обусловленных конкретными особенностями геологического развития осадочного бассейна или его участка. Выделенные согласно этому определению ГТЛ подразделялись на *региональные фоновые, региональные наложенные и локальные наложенные* [9]. К первым отнесен ГТЛ погружения, проявленный повсеместно и разделенный на подтипы: вялого погружения (синеклизы), интенсивного погружения (рифты, краевые прогибы и пассивные континентальные окраины, именовавшиеся прежде миогеосинклиналями), прерывистого погружения (антеклизы, линейные платформенные структуры). В бассейнах, которые претерпели структурно-тектонические перестройки, этот тип усложнялся ГТЛ различных наложенных породных изменений. Они не коррелируются с палеоглубинами погружения пород, т.к. подчинены только воздействиям стресса и флюидно-термальных факторов.

Обратимся теперь к некоторым другим актуальным вопросам теории литогенетических процессов, начиная с системного анализа литогенетических факторов. Любой осадочный комплекс, перемещаемый тектоническими движениями на разные внутрилитосферные уровни, представляет собой *многокомпонентную саморазвивающуюся систему*, которая постоянно стремится достигнуть состояния физико-химической равновесности с периодически обновляемой средой своего местонахождения. Именно в противоречии: “система–среда” заложена суть движущих сил для большинства механизмов постседиментационных породных изменений. Кроме того, эта система сама по себе *внутренне противоречива*. Она формируется как изначально неравновесное образование еще на стадии седиментогенеза. В самой внутрисистемной структуре заложена возможность для функционирования многих постседиментационных процессов, а факторы среды стимулируют и ускоряют их (например, известное удвоение скорости химических реакций при каждом повышении t° на 10°C). Недавно Ф.А. Летников [3] одним из первых внедрил синергетические принципы в познание таких самоорганизующихся природных систем. Он заметил, что “...понятие об “управляющих парамет-

рах", или "модах", введенное Г. Хакеном, оказалось весьма продуктивным, ибо позволяет из всего многообразия факторов, влияющих на состояние тех или иных систем, выделить один или два главных, оказывающих решающее влияние на процессы, протекающие в этих системах" [3, с. 212]. Таким главным фактором применительно к осадочной оболочке литосферы служит ее *флюидный режим*. Водно-газовый или чисто газовый флюид является универсальным теплоносителем. Он находится в определенной генетической взаимозависимости с прочими особо влиятельными факторами литогенеза: с *термальным режимом* недр и с различными видами *давления* (P_s – литостатического, P_f – флюидного и P_{st} – стрессового).

А все они в совокупности подчинены влиянию *тектонического режима*. Он может создавать условия, благоприятные для подтока подкоровых флюидов, которые обеспечивают усиленный разогрев осадочной толщи. Кроме того, по известным расчетным данным петрологов, подъем геотерм в стратисфере осуществляется за счет тепла, выделяемого при окислении восстановленных мантийных флюидов коровым веществом, в том числе и веществом пород осадочной оболочки [4].

Именно поэтому при авторской типизации тектонические обстановки в БП рассматриваются в качестве *интегратора* всех прочих литогенетических факторов. В их числе, при новых разработках литогенетической типизации, автором учитывались не только традиционно известные факторы (флюидный, t° , P_s , P_f или P_{st}), но также ряд других, производных от палеотектоники и палеогеографии, факторов, а именно: 1 – фациально-вещественные особенности осадочной формации; 2 – темпы погружения дна бассейна, степень его непрерывности или прерывистости; 3 – степень компенсируемости (или некомпенсируемости) впадины осадками; 4 – наличие (или отсутствие) инверсионных перестроек ее структуры; 5 – наличие (или отсутствие) влияния магматизма либо горячих флюидов из нижележащих геосфер [9].

В конечном итоге оказалось, что *прежде принимавшиеся во внимание абсолютные значения максимальных палеоглубин погружения породы не являются фактором определяющего значения*, если рассматривать его в отрыве от прочих вышеперечисленных параметров. То же самое можно сказать и о явно переоцениваемом некоторыми исследователями "факторе времени".

В перспективе видится создание всеобъемлющей типизации литогенеза на новой, формационно-геодинамической основе. Она пребывает в стадии разработки.

Другим существенно новым аспектом развития учения о литогенезе служит исследование скрытой от прямых наблюдений *дискретности* процессов седименто- и литогенеза. Это положение, хорошо известное минералогам и петрологам, не находило должного отклика у литологов. Точнее говоря, литологи акцентировали внимание в основном на фрагментарности стратиграфической записи вследствие давно известной им

дискретности механизмов осадконакопления. Механизмы постседиментационного литогенеза в таком же аспекте не привлекали к себе внимания.

До сих пор еще бытует аксиома о непрерывности и постепенности наращивания структурно-вещественных изменений в мощных комплексах осадочных отложений. Однако, фиксируя литогенетическую зональность, мы видим только сегодняшний статический результат, т.е. какой-то момент динамического уравнивания процессов минералогенеза. Наблюдать их в развитии мы не в состоянии из-за несопоставимости длительности этих процессов и срока нашей жизни. Поэтому нам кажется, что постседиментационные преобразования совершались плавно и постепенно. Но такое впечатление обманчиво. Его опровергают результаты накопленных за последнее время естественных и экспериментальных наблюдений [8–10], позволивших утверждать: “плавная” последовательность усложнения породных изменений – это лишь один из частных случаев природной зональности литогенеза. Накоплено много доводов в пользу высказанного в [8] тезиса о том, что *зональность последиагенетического литогенеза представляет собою эффект интеграции прерывистых и не всегда синхронных глубинных процессов, многие из которых относительно кратковременны.*

Найти способы точной фиксации временных интервалов аутигенеза применительно к геологической истории БП – значит вывести методику стадийного анализа литогенеза на качественно новую ступень. В зарубежной литературе уже встречаются подобные попытки [10, 11]: применяя абсолютно-геохронологические, изотопные и другие виды прецизионных анализов в комплексе со стадийно-петрографическими наблюдениями, литологи четко датируют возрастные интервалы аутигенного минералогенеза в крупных БП применительно к кварцу, иллиту, полевым шпатам и карбонатам. При этом оказывалось, что временной интервал формирования отдельного минерального вида колебался от 2,2 млн лет до 4 млн лет максимум [10]. Это – мгновение в геологической летописи.

Итак, выяснив на многих конкретных примерах, что *дискретность литогенетических процессов – явление весьма распространенное*, обратим внимание на то, что она имеет *многоуровневый характер*. К уровню нижнего ранга можно отнести зарождение или преобразование отдельного минерального вида, а самого высокого ранга – изменения флюидного и термобарического режима во всей системе, которую представляет собой осадочная формация в целом вместе с подстилающими ее и вышележащими образованиями. А эти изменения, в свою очередь, коррелируются с цикличностью развития геотектонических режимов формирования осадочных бассейнов. Напомню, что как неоднократно подчеркивал В.Е. Хаин, процессы тектоногенеза (включая и складкообразование) протекают непрерывно и постоянно, но обнаруживают при этом периодические резкие возрастания своей интенсивности, приводящие к существенным качественным изменениям – перестройкам внутренней структуры крупных участков литосферы. С подобными импульсами гео-

тектонической активизации удается увязывать некоторые конкретные этапы постседиментационных преобразований или наложенных (вторичных) изменений в породах конкретной осадочной формации. Обзор работ, где это доказано, дан в книге [9].

Здесь невольно возникает потребность в сравнении этапности эволюционирования литогенетических процессов с известными моделями метаморфической эволюции фанерозойских складчатых поясов. По данным С.П. Кориковского, изотопное датирование ясно показывает, что весь проградно-ретроградный цикл метаморфизма ограничивается геологически очень коротким интервалом – от нескольких миллионов лет до 10–12 млн лет, что несравнимо с длительностью стадии прогибания. И в пределах данного краткого цикла может проявиться до 5–6 еще более кратких этапов деформации и расщепления [2].

Применительно к предметаморфическим стадиям литогенеза некоторая (хотя и не полная) аналогия их циклически-импульсивного развития с эволюцией метаморфических комплексов обнаруживается только теперь. По-видимому, импульсивность процессов, формирующих и изменяющих осадочные породы, и относительная их кратковременность распространены в природе гораздо чаще, чем это представлялось на первый взгляд. Однако импульсивность литогенеза во многих случаях имеет скрытый от прямого наблюдения характер, прежде всего в разрезах тех толщ, которые длительно пребывали в условиях стабильного погружения, без инверсионных перестроек своей тектонической структуры. Резюмируя это, отметим, что *дискретность литогенетических процессов может рассматриваться как одно из частных проявлений всеобщего закона дискретности геологической формы движения материи* [8].

Следствием из всего вышеизложенного могут быть выводы: 1) процесс литогенеза в целом имеет непрерывно-прерывистый, нелинейный характер; 2) литогенез историчен, и его следует реконструировать на основе историко-геологического подхода к наблюдениям на всех системных уровнях стадийного анализа (от минерально-компонентного до формационного); 3) типизацию процессов литогенеза необходимо совершенствовать на генетической – формационно-геодинамической основе; 4) важными аспектами дальнейшего развития теории литогенеза представляются моделирование постседиментационных процессов совместно с расчетами баланса межслоевого и межформационного перераспределения вещества в разнотипных БП; а также углубленные разработки проблем: “литогенез и рудогенез”, “литогенез и магматизм”, “литогенез и метаморфизм”, “литогенез и тектоногенез”, “литогенез и экосистемы”.

Работа в этих направлениях поддержана РФФИ, грант № 04-05-64045.

Литература

1. *Вассоевич Н.Б.* Избранные труды: Геохимия органического вещества и происхождение нефти. М.: Наука, 1986. 368 с.
2. *Кориковский С.П.* Контрастные модели проградно-ретроградной эволюции метаморфизма фанерозойских складчатых поясов в зонах коллизии и субдукции // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 45–63.
3. *Летников Ф.А.* Синергетические аспекты изучения природных открытых неравновесных систем // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 2. С. 212–215.
4. *Маракушев А.А., Перчук Л.Л.* Термодинамическая модель флюидного режима Земли // Очерки физ.-хим. петрологии. Вып. 4. М.: Наука, 1974. С. 102–130.
5. *Махнач А.А.* Стадиальный анализ литогенеза: Учеб. пособие. Минск: БГУ, 2000. 255 с.
6. *Тимофеев П.П., Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Боголюбова Л.И., Дриц В.А.* Новое в учении о стадиях осадочного породообразования // Литология и полез. ископ. 1974. № 3. С. 58–82.
7. *Холодов В.Н.* Проблемы стадиального анализа и развитие литологии // Литология и полез. ископ. 2004. № 4. С. 115–135.
8. *Янаскурт О.В.* Предметаморфические изменения осадочных пород в стратиферу: Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
9. *Янаскурт О.В.* Основы учения о литогенезе. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 379 с.
10. *Dutton S.P., Timothy N.D.* History of quartz cementation in the Lower Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas // J. of Sedimentary Petrology. 1990. V. 60. N 2. P. 191–202.
11. *Spoll C., Matter A., Brevart O.* Diagenesis and pore water evolution in the Keuper Reservoir. Paris (France) // J. of Sedimentary Petrology. 1993. N 54. P. 909–928.

Ги Берто (Guy Berthault)⁵

Использование экспериментальных седиментологических данных в стратиграфии

Николас Стено сформулировал первоначальные принципы стратиграфии: принцип отложения одного слоя на другой (суперпозиции) и принцип одновременности осадочного процесса в пространстве. На этих принципах основана седиментационная модель Стено. В жидкой среде, охватывающей всю Землю, за исключением приподнятых участков, осадочный материал осаждается слой за слоем одновременно на всей поверхности Земли. После отложения каждого слоя происходит перерыв осадконакопления, необходимый для перехода нижележащих слоев в твердое состояние. Параллельность поверхностей напластования указывает на то, что интенсивность отложения осадка на всей площади бассейна седиментации одинакова.

⁵ 28 boulevard Thiers, 78250 Meulan, France, fax: 33-1-30998384

Утверждения Стено основываются исключительно на рассмотрении стратифицированных пород и напластований и не принимают в расчет главные особенности осадочного процесса. В целом, процесс осадконакопления состоит из трех стадий: эрозия, перенос и отложение осадка. При этом осадочный материал переносится водным потоком. Стратиграфия Стено принимает в расчет только третью стадию осадочного процесса – отложение, подразумевая, что скорость потока равна нулю.

В зависимости от масштаба проявления слоистости осадков выделяются слоичатость (lamination) и наслоение (stratification), что обусловило две серии экспериментальных исследований.

Слоичатость. Эксперименты по отложению осадка проводились в стоячей воде с непрерывным поступлением разнозернистого материала. Получен осадок, дающий иллюзию последовательно отложенных слоев как результат периодического и непрерывного градационного процесса. При наличии горизонтального потока наблюдается образование тонкослоистых прослоев, развивающихся латерально в направлении потока [3].

Вторая серия экспериментов была проведена в Марсельском Институте механики жидкостей [4]. Эти эксперименты продемонстрировали, что в неподвижной воде при непрерывном внесении разнозернистой смеси происходит образование слоичатости, которая прогрессивно исчезает по мере увеличения высоты падения частиц в воде, и увеличивается по мере возрастания размера частиц. Ориентировка слоев соответствует склону верхней части осадка. В условиях текущей воды даже в переотложенном осадке появляются многие близко связанные типы слоичатости.

Наслоение (стратификация). Эксперименты по стратификации были проведены в гидравлической лаборатории Государственного университета штата Колорадо совместно с Пьером Жульеном, профессором гидравлики и седиментологии. В результате этих экспериментов по образованию слоистости в лабораторном лотке было показано, что в условиях пульсирующего потока стратифицированные слои одновременно образуются и наращиваются в направлении потока. Этот результат в масштабе слоев соответствует закону Головкинского – Иностранцева – Вальтера в масштабе фаций, согласно которому одна и та же последовательность фаций наблюдается в вертикальном и латеральном направлениях [5].

Формирование градационной слоистости было исследовано в лабораторном лотке в условиях устойчивого потока и непрерывной поставки разнозернистых частиц, при этом крупные частицы смеси движутся по горизонтальной поверхности слоев мелких частиц. Таким образом, прослой крупных частиц, расположенный между двумя прослоями мелких частиц, формируется в горизонтальном направлении (по направлению движения потока). Толща таких отложений непрерывно растет как в горизонтальном (вниз по потоку), так и в вертикальном направлениях.

Эти эксперименты демонстрируют, что образование слоистости в условиях непрерывной поставки разнозернистой песчаной смеси является следствием разных процессов: слоичатость формируется при дифферен-

циации осадочного материала; градационная слоистость – при неравномерной интенсивности потока. Таким образом, лежащие друг на друге слои не обязательно образуются один за другим и не идентичны последовательным осадочным слоям.

Наши эксперименты в лабораторных лотках показали, что предположение Стено о том, что осадочные толщи являются древними последовательными отложениями, и его принцип наложения (суперпозиции) правомерны только для условий отсутствия потока (скорость переноса частиц равна нулю).

Анализ основных принципов стратиграфии на основе экспериментальных данных, – это лишь первый шаг на пути определения гидродинамических условий, в которых отлагались осадки, ставшие в процессе литогенеза осадочными породами.

Определенное соотношение между гидродинамическими условиями осадконакопления и текстурами современных осадков (подводные знаки ряби, дюны и горизонтальная слоистость) было установлено на основании прямых наблюдений и экспериментальных данных. Это соотношение может применяться, в частности, к обломочным породам типа песчаников, которые представляют собой первую стадию трансгрессивного морского цикла. Такой цикл является результатом комплексного процесса: эрозия – перенос – осаждение, инициируемого первоначально мощным потоком в условиях мелководного бассейна. Из этих данных может быть определена емкость палеопотока и минимальная для данного осадка скорость потока. Эти два критерия определяют время отложения осадочной формации.

Для определения происхождения осадочных пород необходимо сначала стратиграфически идентифицировать трансгрессивно-регрессивные циклы осадочной последовательности. В этой связи уместно использовать результаты наших экспериментов в лабораторных лотках. Они показывают, что при наличии потока слои осадка отлагаются не последовательно, один за другим, а одновременно в вертикальном и латеральном направлениях. Изменение ориентации поверхностей напластования, наличие поверхностей эрозии между фациями одной и той же последовательности или между толщами слоев может быть объяснено пульсациями скорости непрерывного потока. Поверхности раздела между различными фациями или толщами слоев могут образовываться в результате высыхания отложений.

Вслед за установлением последовательности циклов осадконакопления должны быть определены палеогидродинамические условия их образования. Величины параметров, полученных в экспериментах, являются минимальными, поскольку возможно, что некоторые циклы, образовавшиеся в результате тектонических процессов, достигали амплитуды, несопоставимой с интенсивностью наблюдаемых сегодня процессов.

В результате седиментологического анализа и реконструкции условий образования осадочных пород серии Тонто Большого Каньона реки Ко-

лорато показано, что отложения, относящиеся к разным стратиграфическим подразделениям, образовывались одновременно в разных литодинамических зонах кембрийского палеобассейна. Таким образом, в данном случае стратиграфическое подразделение осадочных слоев, основанное на принципах Стено, не соответствует особенностям реального осадочного процесса [2].

Литература

1. *Берто Г.* Анализ основных принципов стратиграфии на основе экспериментальных данных // Литология и полез. ископ. 2002. № 5. С. 442–446.
2. *Берто Г.* Седиментологическая интерпретация стратиграфического разреза серии Тонто (Большой Каньон р. Колорадо) // Литология и полез. ископ. 2004. № 5. С. 552–557.
3. *Berthault G.* Sedimentologie: Expériences sur la lamination des sédiments par granoclassement périodique postérieur au dépôt. Contribution à l'explication de la lamination dans nombre de sédiments et de roches sédimentaires // C.R. Acad. Sc. T. 303. Serie II. 1986. N 17. P. 1569–1574.
4. *Berthault G.* Sedimentation of a heterogranular mixture. Experimental lamination in still and running water // C.R. Acad. Sc. 1988. T. 306. Serie II. P. 717–724.
5. *Julien P. Y., Lan Y., Berthault G.* Experiments on stratification of heterogenous sand mixtures // Bulletin Soc. Geol. France. 1993. T. 164. N 5. P. 649–660.

Секция 1.

Процессы осадконакопления: признаки, типизация, методы реконструкции

Н.А. Азербает¹

Фаии иловых холмов в балкыбекской свите раннего кембрия в Шынгыз-Тарбагатайской островодужной системе (Восточный Казахстан)

В.Г. Кузнецовым [3] предложено разделять рифы на 2 группы – каркасные, основой которых является каркас, образованный колониальными организмами, и бескаркасные рифы, где такой каркас отсутствует. Последние являются аналогами уолсортских фаций, или иловых холмов (mud mound). Поэтому представляет интерес выявление бескаркасных рифов в балкыбекской свите, состоящей из известняково-базальтовой ассоциации пород. В ее верхней части присутствуют известняки, в которых нами найдены археоцитаты ботомского яруса нижнего кембрия. В этой свите нами впервые выделены 2 фации иловых холмов.

Фаия иловых известковых осадков водорослевых холмов – ВХ-ИИ. Отложения этой фации состоят преимущественно из тонкозернистых, микрозернистых (микритов) и водорослевых комковатых известняков. Эти разности пород часто встречаются в виде чередующихся слоев. Здесь встречены также обломочные известняки (флаутстоуны) с тонкозернистой основной массой. В шлифах установлено присутствие водорослевых корочек в виде слоевидных удлиненных участков. В них установлены реликты стелющихся трубочек и ветвей водорослей. В известняках часто встречается неравномерно распространенный пирокластический материал. Реже встречаются фитогенные комковатые псаммитовые и алевроитовые туфоизвестняки.

В этой фации встречена от тончайшей до тонкой горизонтальная слоистость. В обнажениях толщина слоев до 3 см. Редко отмечаются петьчатая и массивная текстуры. В шлифах встречено чередование тончайших (микрослоев), очень тонких, тонких и мелких слоев толщиной

¹ Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева МОН РК, Алматы, Казахстан; nazer@mursat.kz

0,5–11 мм. Слоистость обусловлена изменением гранулометрического и петрографического состава известняков. В обломочном известняке (флаутстоуне) гравийной размерности установлена неслоистая брекчиевидная текстура. В нем видны обильные удлиненные обломки микрозернистых известняков (мадстоунов), которые попали в осадок в нелитифицированном состоянии. Ориентированность удлинений обломков параллельно напластованию придает породе слоеватость (невыраженную слоистость). Во флаутстоуне обнаружен фрагмент мелкой асимметричной ряби волнения. Образование такой ряби, вероятно, связано с эпизодическим проникновением на умеренные глубины штормовых волн.

Отложения фации ВХ-ИИ встречаются в виде линзовидных тел мощностью от десятков сантиметров до 0,6–2,25 м среди покровов базальтовых лав и пластов туфов.

Выше по разрезу эта фация сменяется чередованием фации иловых известковых осадков археоциатово-водорослевых холмов (АВХ-ИИ) с базальтовыми лавами и туфами.

Фация ВХ-ИИ формировалась на умеренных глубинах. Об этом свидетельствует преобладающая тонкая и очень тонкая горизонтальная слоистость. Водорослевые холмы формировались ниже базиса действия обычных волн. Образование мелкой асимметричной ряби связано с редким воздействием экстремальных волн. Их образование, вероятно, связано со штормами и цунами. Г.-Э. Рейнеком, И.Б. Сингхом [5] со ссылкой на М. Хедли отмечено, что приливные течения и эпизодические волнения могут перемещать осадки и воздействовать на донные отложения до глубины 100 фатомов (1 фатом = 1,83 м). Водоросли являются фотосинтезирующими организмами. Поэтому глубину формирования этой фации следует ограничить нижней границей фотосинтеза. В.П. Масловым [4] отмечено, что водоросли “живут в хорошо освещенных мелких водоемах и лишь некоторые опускаются до 100–180 м глубины”. В отличие от вышележащей фации ВАХ-ИИ здесь отсутствовали археоциаты. Верхняя граница этой фации может определяться предельной глубиной обитания археоциат, которая, по мнению А.Ю. Розанова [6], вероятно, не превышала 100 м. Поэтому нижнюю границу формирования этой фации можно ограничить глубиной 180 м, а верхнюю – около 100 м.

В фации ВХ-ИИ выделено 3 генетических типа пород. Среди них отметим тип ВХ-ИИ-3 – серые и темно-серые обломочные известняки (флаутстоуны) с включениями гравийных обломков неправильной удлиненной, реже изометричной формы, с пятнисто-брекчиевидной текстурой. Такие седиментационные брекчии образуются в краевых частях иловых холмов благодаря оползням на их склонах [8].

Фация иловых известковых осадков археоциатово-водорослевых холмов – АВХ-ИИ. Отложения этой фации состоят из серых, розовато-серых, серо-вишневых, вишневых сгустковых водорослевых (байндстоунов), тонкозернистых (кальцисилтитов), микрозернистых (микритов) и пелитоморфных известняков. Некоторые сгустковые водорослевые из-

вестняки состоят из более мелких сгустков и комочков карбоната величиной 0,02–0,06 мм. Сгустковые известняки могли образоваться при литификации остатков водорослей, продуктов жизнедеятельности бактерий и проблематичных образований. По мнению А. Хаддинга, образование комков и комковатых агрегатов связано с жизнедеятельностью водорослей и бактерий [7].

В фации АВХ-ИИ часто встречается горизонтальная слоистость. Иногда она сочетается с петельчатой текстурой. Горизонтальная слоистость – равномерная и неравномерная, простая правильная и неправильная. Она бывает от тончайшей до мелкой. Петельчатая текстура описана М.Д. Булгаковой [1] в водорослевых известняках ордовика.

В отложениях этой фации нами встречены скопления археоциат, а в шлифах – многочисленные остатки водорослей. Т.М. Жаутиковым и И.Т. Журавлевой [2] отмечен угнетенный облик археоциат. В составе биогермов и биостромов, по определению М.Б. Гниловской, преобладали водоросли *Epiphyton*, *Renalcis*, *Girvanella*.

Мощность отложений фации АВХ-ИИ в опорном разрезе составляет от 2,6 до 7 м. Тела известняков имеют линзовидную форму. Их мощность часто меняется, и они быстро выклиниваются.

Фация АВХ-ИИ состоит из калиптр, часто в виде желваков, биогермов и биостромов. Они сложены водорослево-бактериальными известняками, в образовании которых значительная роль принадлежала циано-бактериальным организмам [3]. Археоциаты занимают небольшой объем. Водоросли были продуцентами, улавливателями и закрепителями иловых известковых частиц.

Фация АВХ-ИИ формировалась на умеренных глубинах. Об этом свидетельствует преобладающая горизонтальная слоистость. Присутствие обломочных разностей известняков, неправильной горизонтальной слоистости свидетельствует о том, что в обстановку их формирования периодически проникали волнения и течения. Угнетенный облик археоциат может свидетельствовать, что нижняя граница формирования фации АВХ-ИИ находилась на предельной глубине обитания археоциат. По мнению А.Ю. Розанова [6] эта величина, вероятно, не превышала 100 м. Поэтому можно полагать, что, эта фация образовалась в интервале глубин от нескольких десятков метров до 100 м.

Известково-базальтовый комплекс балканбекской свиты кембрия представляет собой регрессивную серию вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных образований. В его верхней части установлены фации известковых иловых осадков ВХ-ИИ и АВХ-ИИ. Формирование этого комплекса происходило в доостроводужный этап на фоне постепенного возвышения внутриокеанического поднятия.

1. Булгакова М.Д. Литология ордовикских отложений Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1986. 167 с.
2. Жаутиков Т.М., Клемина Л.Н., Журавлева И.Т., Родионов С.С. Новые данные об археоциатах нижнего кембрия хребта Чингиз / Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск: Наука, 1976. С. 127–141.
3. Кузнецов В.Г. Бескаркасные рифы – типы, строение, положение в геологическом разрезе. Сообщение 1. Постановка проблемы. Постройки кубковидных организмов // Литология и полез. ископ. 1996. № 5. С. 493–501
4. Маслов В.П. Водоросли / Атлас породообразующих организмов. М: Наука, 1973. С. 9–32.
5. Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 439 с.
6. Розанов А.Ю. Археоциаты / Атлас породообразующих организмов. М: Наука, 1973. С. 43–44.
7. Седиментология / Градзинский Р. и др. Пер. с польск. М: Недра, 1980. 640 с.
8. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. Пер. с англ. М: Недра, 1980. 463 с.

В.П. Алексеев²

В развитие системного подхода к изучению процессов формирования терригенных толщ

Одним из наиболее удачных и выдержавших проверку временем примеров использования системного анализа в геологии является зет-система Ю.А. Косыгина, получившая название по своему графическому изображению [4]. Располагая обширными однородными сведениями по многим терригенным (угленосным) толщам юрского возраста, мы сочли возможным дополнить ее, что показано на рисунке.

Для всех этапов проведенных работ, в их последовательном выполнении (фация – литоцикл – формация), нами предложено значительное количество моделей. Их создание оказалось возможным благодаря *конвергенции* (сходимости) многих параметров, характеризующих состав и строение нижнемезозойских угленосных толщ, несмотря на их существенно различную геологическую позицию. Важность *проверки* моделей, не отображенная в исходной зет-системе, предопределяется общей последовательностью геологического моделирования. Примером верификации выполняемых нами работ является “наложение” методики литолого-фациального анализа на новый материал по отложениям тюмен-

² Уральский гос. горный университет, Екатеринбург; igg.lgg@usmga.ru

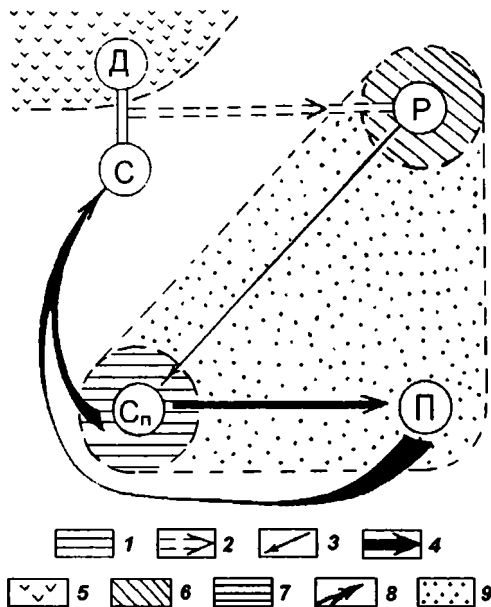


Рис. Зет-система, по [4]

Д – динамические системы,
 С – квазистатические системы,
 Р – ретроспективные системы,
 С_п – прогнозные модели квази-
 статических систем, П – практи-
 ческий результат); 1 – сравнение
 по распространенной аналогии;
 2 – построение ретроспективной
 модели по принципу актуализма;
 3 – построение прогнозной моде-
 ли; 4 – практическая реализация

Дополнения (описание в тек-
 сте): 5 – “снятие” или сведение к
 минимуму эволюции геологиче-
 ских процессов во времени по-
 средством *сравнительного
 анализа одновозрастных объек-
 тов*; 6 – проведение генетиче-
 ских реконструкций посред-
 ством высокоразрешающей мето-
 дики *фацально-циклического
 анализа*; 7 – использование
 принципов и наличия *конвер-
 гентности* как

необходимой основы для построения прогнозных моделей; 8 – *верификация* моде-
 лей, с их выводом на новый уровень познания (следующий виток спирали, или в
 нашем случае – зет-системы); 9 – “поле” влияния *эквифинальности*

ской свиты Шаимского нефтегазоносного района Западно-Сибирского осадочного мегабассейна [1]. *Сравнение* полученных сведений с пред-
 ложенной ранее моделью строения раннемезозойской угленосной фор-
 мации позволило установить *достаточное* совпадение главных вещест-
 венно-структурных позиций, характеризующих состав и строение отло-
 жений тюменской свиты.

Принцип *эквифинальности*, выдвинутый Л. фон Берталанфи (Bertalanffy, 1962), означает способность к достижению одинакового конечного состояния независимо от нарушений начальных условий системы, или же при различных начальных условиях. Применительно к осадочным толщам это может означать реализацию схожих геологических тел различных уровней организации (слои, литоциклы, формации), *вне* зависимости от субстрата фундамента, включая геотектоническую обстановку его формирования. С позиций общего характера проявление эквифинальности находит объяснение в том случае, когда целое детерминирует поведение своих частей (реализуется процесс самоорганизации, в режиме некоего *аттрактора*). В качестве движущей силы такого процесса, скорее всего, выступает *среда* (осадконакопления), как главный меха-

низм формирования целостности осадочных тел [2]. Наличие некоего абстрактного детерминированного механизма предполагается, например, и для управления процессом нефтидогенеза [3].

Перечисленное хорошо “укладывается” в новейшие разработки исследователей процессов самоорганизации. Так, среди четырех разновидностей “хаос-порядков”, выделенных А.В. Поздняковым [5], “ответственность” за общий механизм, приводящий к эквифинальности, несет *центральный хаос-порядок* (по В. Гейзенбергу), как результат взаимобусловливаемого действия всеобщих законов развития материи. Последнее, кстати, приводит к неизбежной мысли о наличии некоего креационного дизайнера (*design*), впервые изложенной У. Палеем (W. Paley, 1743–1805). В целом же конспективно обозначенные аспекты в полной мере свидетельствуют о всестороннем и неуклонном возрастании пристального внимания к *нелинейным* процессам, ярким проявлением которых как раз и являются процессы осадконакопления.

Возвращаясь к изучаемым нами юрским терригенным толщам, положим, что конкретным алгоритмирующим фактором, или организатором осадочного процесса, является *активатор*, в качестве которого следует рассматривать *тектонический режим* областей осадконакопления. При этом характеристика областей юрского угленакопления в пределах блочных участков земной коры (фракталов) укладывается в систему понятий орогенеза и дейтероорогенеза; запуск системы в действие осуществляется накоплением инициальной части формации, а ее алгоритм функционирования соответствует модели, проверенной на материале тюменской свиты. В этом случае показанная на приведенном рисунке эквифинальность играет роль “приводного ремня”, выводящего зет-систему в целом на *исходные* квазистатические системы, но уже на более высоком *уровне* их реализации и соответствующего познания. Отдельно и особо отметим ведущую роль в исследованиях генетического подхода, базирующегося на *фациальном* анализе, т. е. интерпретации среды осадконакопления [1, 2] (см. рисунок).

Литература

1. *Алексеев В.П.* Конвергентность признаков и параметров юрских угленосных толщ как следствие эквифинальности в истории их формирования // Изв. УГГУ. Сер. Геология и геофизика. 2004. Вып. 19. С. 7–14.
2. *Дмитриевский А.Н.* Системный подход в литологии: исходные предпосылки, возможности, перспективы // Литология и полез. ископ. 1993. Сообщ. 1. № 1. С. 3–16. Сообщ. 2. № 3. С. 3–16.
3. *Конторович А.Э., Лившиц В.Р.* Детерминированный характер процесса нефтеобразования в истории Земли и его количественные характеристики // Геология нефти и газа, 2002. № 1. С. 9–16.
4. *Косыгин Ю.А.* Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
5. *Поздняков А.В.* К теории спонтанной самоорганизации сложных структур / Самоорганизация и геосистемы. Томск: Изд-во Ин-та оптики атмосферы СО РАН, 2003. С. 30–43.

Морфология цирконов титано-циркониевых россыпей как индикатор обстановок седиментогенеза

Многообразие типов цирконов комплексных россыпей является следствием их поступления из разнообразных коренных источников и сложной предыстории их транспортировки через систему осадочных и метаморфических промежуточных коллекторов. Кластогенные цирконы магматического и метаморфического происхождения весьма существенно различаются по совокупности признаков, образуя в россыпи непрерывный ряд: от кристаллов классических кристаллографических форм, присущих циркону магматического генезиса, до округлых, иногда сфероидальных зерен метаморфического происхождения, сформировавшихся в результате грануломорфного роста. Более 50 % кластогенных цирконов представлено зернами, которые несут следы чередования “эндогенного” и “экзогенного” этапов формирования еще в породах-первоисточниках, т. е. до момента их попадания в россыпь. В этих цирконах запечатлены признаки их магматогенного или метаморфогенного происхождения, признаки, приобретенные в процессе их переноса (окатывание, абразия и растворение поверхности), и признаки, приобретенные ими под влиянием процессов повторного метаморфизма, плавления и других процессов в условиях высоких значений РТ. Как следствие, многие признаки кластогенных цирконов, например, высокая “окатанность” их зерен, унаследованы с “дороссыпного” этапа их формирования и не могут рассматриваться в качестве признаков, указывающих на условия формирования самой россыпи.

Детальное изучение цирконов титано-циркониевых россыпей показало, что форма, расположение, количество, а также мощность новообразованных зон (оболочек грануломорфного роста) весьма разнообразны. Эти зоны часто дискордантны по отношению к элементам симметрии зерна (“ядра-затравки”), вокруг которого они образуются, в том числе по отношению к предыдущей оболочке грануломорфного роста, и имеют различное строение. Эти морфологические характеристики цирконов меняются в зависимости параметров среды: под влиянием метаморфизма (в том числе ретроградного) и магматизма, сопровождающегося метасоматозом и контаминацией цирконсодержащих пород, а также при переносе и переотложении цирконов в экзогенных условиях. При этом морфология оболочек в малой степени зависит от морфологии “ядра-затравки”, но четко отражает смену параметров среды периода их формирования.

Этапы повторного роста оболочек в условиях метаморфизма могут чередоваться с периодами их механической (окатывание и дробление) и

³ ИГЕМ РАН, Москва; e-Andrianova@mail.ru

химической (образование скульптур травления на поверхности) деструкции в экзогенных условиях, а также под влиянием эндогенных факторов – метасоматоза и метаморфизма, в том числе динамометаморфизма, определяющего появление в зернах циркона хрупких (трещины, зерна изогнутой формы, в том числе с поворотом вокруг главной оси без видимого нарушения сплошности и др.) и пластических деформаций (образование ламелл – линий скольжения по плоскости (110). Морфологические типы “ядер” также весьма разнообразны.

В собственно “россыпной” период жизни кластогенных цирконов происходят:

- их *дифференциация* в соответствии с их плотностью и гидравлической крупностью;

- процесс *радиоактивного распада*, продолжающийся в “ядрах”, содержащих радиоактивные элементы, который способствует увеличению объема зерна, и, как следствие этого, развитие радиально ориентированных (по отношению к центру “ядра” и иногда достигающих его) трещин в зонах грануломорфного роста;

- *механическое дробление, окатывание и абразия* поверхности зерен с формированием специфических форм микрорельефа, отражающих особенности транспортирующей среды (например, матированная поверхность золотых зерен);

- *химическая коррозия и разрушение* зерен, формирующие разные типы скульптур поверхности и формы зерен.

Детальное изучение цирконов комплексных россыпей показывает, что химические процессы играют существенную роль в их преобразовании наряду с механическим воздействием. Они существенно модифицируют поверхность зерна, создавая скульптуры травления, специфическую муаровую поверхность, внешне сходную с матированной поверхностью золотых зерен, обуславливают вынос включений, вызывают послойное разрушение зональных зерен, вплоть до вскрытия центральных зон и ядер затравки. Поэтому применение термина “окатанность” правомочно только после детального изучения скульптуры поверхности цирконов, с тем, чтобы исключить влияние химических процессов. Химическая коррозия в определенных условиях может радикальным образом изменить морфологию зерна и его поверхности, придав ему черты “неокатанности”, или, наоборот, “псевдоокатанности”. Химическая коррозия по пустотам зерна и различно ориентированным трещинам (в том числе радиальным), а также вдоль границ зон вызывает отшелушивание сегментов вплоть до полного эродирования зоны и появления скульптур травления на поверхностях. В тех случаях, когда трещины достигают центра ядра, образуются осколки секториальной формы, часто с острыми углами и округлой поверхностью – фрагментом поверхности зоны грануломорфного роста.

Исследование выполнено в рамках научной школы НШ 2802 и программы фундаментальных исследований ОНЗ-2 “Крупные и суперкрупные месторождения...”.

Условия образования нижнепалеозойской карбонатной формации севера Урала

Палеозойские доорогенные формации севера Урала и Предуральского краевого прогиба (ПКП) слагают три триады формационных семейств [3]. Повторение триады в разрезе палеозоя отражает ритмичность эволюционного тренда бассейна седиментации. Согласно магнито-тектоническим реконструкциям [2], на траекториях кажущегося движения полюса Восточно-Европейского континента фиксируются три палеозойских этапа развития, начинающиеся погружением, а заканчивающиеся поднятием. Это подтверждает обоснованное выделение трех тектоно-седиментационных циклов, завершаемых наиболее сложно построенными мелководно-депрессийными (калейдовыми) формациями. Наиболее интересной из них является среднеашгильско-нижнеэмская.

Среднеашгильско-нижнеэмская калейдовая формация мощностью от 2100 до 3700 м характеризуется контрастным сочетанием карбонатных платформ-шельфов и платформ-рамп. Особенностью формации являются рифы, развивающиеся на окраинах платформ-шельфов.

Позднеордовикский внутриплитный пассивный рифтинг [4] привел к заложению первых интрасельфовых впадин, определивших резкую дифференциацию осадконакопления и способствовавших наряду с благоприятными палеогеографическими условиями появлению первых палеозойских рифов на севере Урала. В условиях низкого стояния уровня моря и аридного климата в среднем ашгиллии, а также в позднем лохкове на территории ПКП накапливались мощные толщи сульфатов. Они сменялись к окраине шельфа, на бровке которого развивались преимущественно губково-микробийные изолированные рифы, обстановками зарифовых лагун. В позднем теличии – раннем лудфордии существовал обширный зарифовый шельф, где преобладали обстановки лагун с нарушенным водообменном, биоценозы которых отличались крайне бедным видовым составом. В северо-восточном обрамлении ПКП (гр. Чернова) зарифовый шельф ограничивался приливно-отливной равниной. В пражско-раннеэмское время шельфовые впадины заполнялись осадками озерно-болотных и аллювиальных равнин, вытесняя карбонатонакопление в узкую зону окраины шельфа, где в это время формировался наиболее мощный, протяженный и фациально-дифференцированный рифовый барьер на Урале [1]. Выдвижение условий прибрежных аллювиальных равнин к окраине шельфа (западный склон Урала) в раннем эмсе привело к тому, что интенсивная терригенная и глинистая седиментация создавала стрессовые обстановки для формирования рифов на окраине

⁴ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; Antoshkina@geo.komisc.ru

крайне мелководного шельфа, что в конечном итоге способствовало их затуханию в раннем палеозое. В бассейнах платформ-рамп позднего ашгилла – среднего азрона, раннего теличия, позднего лудфордия – раннего лохкова формировались протяженные трансгрессивные тракты иловоблокостовых известняков с богатыми и разнообразными комплексами бентосной фауны и небольшими биостромами и биогермами.

Во время образования формации неоднократно наблюдалось последовательное выдвижение мелководных карбонатных фаций в периоды регрессий на восток, в область батиаля. Это приводило к расширению карбонатного шельфа за счет аккумуляции обломочного материала. В случае более пологого континентального склона в массивных прослоях преимущественно криноидных известняков отмечается сортированность скелетного материала и окатанность обломочного материала в рифовых конглобрекциях. Это хорошо проявляется в разрезах склоновых отложений лудлова на Полярном и Северном Урале.

Завершая характеристику формации, отметим, что подстилается она отложениями, относимыми к платамовой формации среднего ордовика – нижнего ашгилла – глинистыми илово-зернистыми отложениями рассохинского горизонта ашгилла стратиграфической схемы Урала. Перекрывают формацию отложения вязовского горизонта верхнего эмса, относящиеся к основанию верхнеэмско-нижнеэфельской фалаховой формации. Согласно анализу мощностей, в строении формации отчетливо проявляется неоднородность дна бассейна. Здесь прослеживается компенсированное погружение участков территории ПКП и существенное колебание мощностей рифов в наиболее восточной области карбонатной зоны на поперечных поднятиях западного склона Урала [1].

В строении формации видна определенная закономерность, выражающаяся в следующем. В основании формации залегает мощная сульфатно-карбонатная субформация, большую часть составляют глинисто-карбонатные субформации, чередующиеся с карбонатными, а завершает разрез карбонатная субформация со значительным участием в ее западных грациях терригенных пород. Таким образом, образование формации начиналось и завершалось в условиях развивающейся регрессии. В это же время активизировалась дифференциация дна бассейна за счет рифтогенеза Печорской плиты [4]. Проявление интраплитного рифтинга влияло на распределение фаций и рост органогенных сооружений, а тектоническая эволюция Печорской плиты определяла преобразование платформ-рамп в платформы-шельфы.

Признаком, объединяющим такое седиментационное разнообразие в единую формацию, является периодическое интенсивное рифообразование на окраине карбонатного шельфа, обусловленное не только благоприятными палеогеографическими условиями, но и субдукционным погружением уральской окраины Восточно-Европейской платформы. Развитие Палеоуральского океана, тектоническая эволюция Печорской плиты и эвстатические колебания уровня моря определяли эпизодичность рифооб-

разования и эволюцию карбонатных платформ. Направленность развития бассейна из платформы-шельфа в платформу-рампу и наоборот была в прямой зависимости от региональных тектонических событий.

Литература

1. Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.

2. Диденко А.Н., Руженцев С.В. Геодинамическая модель формирования Полярного Урала / Тектоническая история Полярного Урала. Тр. ГИН РАН. Вып. 531. М.: Наука, 2001. С. 137–169.

3. Елисеев А.И. Карбонатные формации палеозойских пассивных континентальных окраин западноуральского типа / Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений. Мат-лы Второго Всерос. литолог. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 21–22.

4. Мальшев Н.А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов Европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 270 с.

Л.В. Анфимов⁵

Два генетических типа источников кластогенного кварца песчаников

Обломочный кварц является широко распространенным компонентом вещественного состава песчаников. Его содержание в кластогенной части этих пород может изменяться от единичных процентов до 100 %. Осадки, содержащие песчаный кластогенный кварц, образуются за счет гипергенеза как кристаллических, так и осадочных пород. При разрушении кристаллических пород имеет место первичное одноактное образование обломочных зерен кварца, а при высвобождении зерен этого минерала из осадочных пород – вторичное рециклированное формирование. Знание природы кластогенного кварца имеет большое значение при анализе палеогеографического прошлого, особенно при реконструкциях питающих провинций.

Для решения вопросов об одноактности или рецикличности кластогенного материала обычно применяются данные гранулометрии и сведения об окатанности обломочных зерен [1, 3], что не всегда дает однозначные результаты.

Морфологические признаки зерен, требующие специальных инструментальных методов исследования, для генетических целей в литологии

⁵ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург; root@e-burg.ru

применяются в недостаточной мере. В литературе сведения о сферичности, анизометричности, округлости обломочных зерен носят эпизодический, случайный характер, и их роль для выяснения источников размыва в питающих провинциях еще четко не установлена. Изложенные ниже результаты статистического инструментального исследования сферичности кластогенного кварца в песчаниках Урала частично восполняют указанный пробел.

Сферичность (ϕ) зерна определяется степенью приближения его объема к объему шара, описанного вокруг него. В петрографической практике отношения названных объемов заменяются отношениями площадей проекции зерен и кругов, в которые они вписываются [2]. В данном исследовании измерения ϕ выполнялись микроскопически с помощью рисовального аппарата и планиметра. При статистическом (1664 зерна) изучении ϕ указанным методом были получены данные, позволившие сделать вполне определенные генетические выводы относительно одноактной или рециклированной природы кластогенного кварца в песчаниках.

Изучались кварцевые зерна наиболее распространенных на Урале кристаллических пород и песчаников различного возраста. Кристаллические породы были представлены разностями: изверженными (гранитами, адаметитами, риолитами) и метаморфическими (кварцитами, гнейсами). Возраст гранитов был R_1 и P_1 , адаметитов – C_{2-3} , риолитов – O_3 , кварцитов – AR , S , гнейсов – S , D_{2-3} , песчаников – R , V , D , C . Шлифы кристаллических пород исследовались из коллекций Г.Б. Ферштатера, В.Н. Смирнова, Г.А. Петрова, пермских, каменноугольных и некоторых девонских песчаников – из коллекции Г.А. Мизенса.

Для каждого петрографического типа породы конкретного возраста строились графики распределения ϕ , которые, в общем, были однотипными, четко одномодальными. Рассчитанные по этим графикам модальные (M_0) и среднеарифметические (\bar{X}) значения ϕ для изученных генетических типов пород приведены в таблице.

Результаты статистического изучения ϕ кварцевых зерен кристаллических пород и песчаников позволяют сделать ряд выводов.

1. Кварцевые зерна в различных петрографических типах кристаллических пород, образованные как в процессах раскристаллизации магм и лав, так и при перекристаллизации в твердом состоянии, характеризуются однотипными графиками распределения ϕ , при одинаковых значениях M_0 и близких значениях \bar{X} .

2. Кластогенные зерна кварца песчаников одноактного отложения имеют графики распределения ϕ такие же, как графики ϕ кварцевых зерен кристаллических пород при слабом увеличении значений M_0 и \bar{X} (не более чем на 1–10 %).

3. Кластогенные зерна кварца рециклированных песчаников характеризуются графиками распределения ϕ , тоже схожими с графиками ϕ кварцевых зерен кристаллических пород, но значения M_0 и \bar{X} здесь существенно увеличены (более чем на 15 %).

4. При статистическом подходе в изучении ф, измеряемой инструментально, данная характеристика становится надежным детерминантом различия одноактных и рециклированных кварцевых песчаников.

Таблица

Статистические характеристики ф кварцевых зерен кристаллических пород и песчаников

№ п/п	ф	Кристаллические породы		Песчаники	
		Изверженные	Метаморфические	Одноактные	Рециклированные
1	Мо	0.49 ± 0.01	0.49 ± 0.01	0.50 ± 0.0	0.68 ± 0.01
2	Х	0.52 ± 0.02	0.50 ± 0.01	0.55 ± 0.02	0.60 ± 0.02

Примечание: Количество измеренных зерен в породах: изверженные – 257; метаморфические – 207; песчаники одноактные – 423; песчаники рециклированные – 777.

Литература

1. Батулин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 338 с.
2. Латинская Т.А. К вопросу о количественной характеристике формы зерен обломочных минералов // Советская геология. 1947. № 18. С. 155–163.
3. Фролов В.Т. Литология. Кн. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 324 с.

С.Л. Афанасьев⁶

Синхронизация маастрихтских слоев Анапского и Чапчаурского разрезов, удаленных друг от друга на 736 километров

Верхнемаастрихтские нижнеснегурёвские отложения послойно изучены в Анапском (А) и Чапчаурском (В) разрезах, удаленных друг от друга на 736 км (табл. 1).

В Анапском разрезе толщина слоев песчаников в три раза больше чем в Чапчаурском, а толщина слоев мергелей – в два раза больше. После введения поправок на тренд это различие существенно снизилось, а в 47-и синхронизированных слоях равна нулю.

В таблице 2 показаны ошибки воспроизводимости (W мм) толщины туронско-кампанских (t-км), маастрихтских (m) и датских (d) слоев песчаников (П), мергелей (М), известняков (И) и аргиллитов (Л) в зависимости от суммы (a+b мм).

⁶ МГОУ, Москва

Таблица 1

N	Порода	Полевое описание		После поправок		a-b мм	a+b мм	100W	100W
		A мм	B мм	a мм	b мм				
1	Песчаник	310	50	196	79	117	275	(755)	253
2	Мергель	1370	674	912	1012	-100	1924	-283	
3	Песчаник	40	60	25	95	-70	120	(-674)	
4	Мергель	839	430	559	646	-87	1205	-360	
5	Песчаник	150	18	95	29	66	124	(629)	-250
6	Мергель	420	314	280	472	-192	752	(-1076)	
7	Песчаник	155	55	98	87	121	185	87	
8	Мергель	424	175	282	263	19	545	128	
9	Песчаник	133	6	84	10	74	94	(792)	
10	Мергель	433	184	288	276	12	564	80	
11	Песчаник	18	0	11	0	11	11	255	
12	Мергель	144	62	96	93	3	189	35	
13	Песчаник	0	37	0	59	-59	59	(-771)	0
14	Мергель	287	112	191	168	23	359	196	
15	Песчаник	110	6	69	10	59	79	(681)	
Σ	Песчаник	916	232	578	369	209	947		
Σ	Мергель	3917	1951	2608	2930	-322	5538		

Таблица 2

a+b	t-kmП	t-kmM	t-kmИ	mП	mM	dП	dЛ
10	3,615	3,479	3,364	4,212	3,597	4,827	3,864
20	4,069	3,825	3,615	5,090	4,037	6,085	4,504
50	5,202	4,716	4,281	7,102	5,139	8,844	6,032
100	6,684	5,921	5,217	9,562	6,587	12,12	7,958
200	8,986	7,841	6,768	13,20	8,840	16,89	10,86
500	14,37	12,58	10,91	20,98	14,14	26,80	17,31
1000	21,55	19,19	17,03	30,53	21,25	38,57	25,51
2000	37,09	34,40	32,04	48,07	36,74	58,50	41,82

Ошибки воспроизводимости вычислены при повторном измерении одних и тех же слоев в одном и том же разрезе через несколько лет. Сравнение разности оценок толщины слоев (a-b) в таблице 1 с ошибками воспроизводимости (W) из таблицы 2 показывает их несходимость. Величины 100W в табл. 1 колеблются в основном от 35 до 360, но семь оценок значительно выше: от 674 до 1076. Они квалифицируются как резко выделяющиеся в связи с размывами и последующей компенсацией образовавшихся впадин.

Алгоритм расчета: ранжируются все величины W. Определяются квантили: q₂₅ (25 %), q₅₀ (50 %), q₇₅ (75 %), q₉₅ (95 %), q₉₉ (99 %). На пятипроцентном уровне сходимости им соответствуют коэффициенты

K , равные соответственно: $K_1 = q95/q25 = 6,151$, $K_2 = q95/q50 = 2,906$, $K_3 = q95/q75 = 1,704$; а на однопроцентном уровне сходимости: $K_4 = q99/q25 = 8,084$, $K_5 = q99/q50 = 3,819$, $K_6 = q99/q75 = 2,239$.

При повышенных значениях K величины W генерализуются со смежными оценками W .

Генерализация размывов и их компенсации (бугров и их компенсации, фациальных замещений) производится последовательно, начиная с максимальных значений смежных величин $|W_i|$ с разным знаком и вычислением новых оценок W_i после проведенной генерализации.

Таковы слои песчаников на строчках 1 и 3 (табл. 1). При их совместном рассмотрении получается $100W = 253$. Во втором примере совместное рассмотрение слоев на строчках 5, 6 и 9 приводит к $100W = -250$. В третьем примере совместное рассмотрение толщины слоев песчаников на строчках 13 и 15 приводит к цифре $100W = 0$. С учетом проведенных объединений толщины размытых слоев с толщиной слоев, которые компенсируют образовавшиеся впадины, для всех 47-и синхронных слоев среднее значение $W = 2,452 \pm 0,268t$. Другими словами, толщина слоев, удаленных друг от друга на 736 километров, всего лишь в два с половиной раза больше по сравнению с повторным их измерением практически в одной и той же точке.

Аналогичный расчет проведен для синхронизированных слоев песчаников и аргиллитов нижнедатской нижненавагирской подсыты Анапского и Хев-Грдзельского разрезов, удаленных друг от друга на расстояние 736 км. Средняя величина для 87-и синхронизированных слоев оказалась равной $W = 2,908 \pm 0,178t$. На основе анализа 151 варианта корреляции флишевых разрезов установлено:

$$(1) \quad W = (\lg L - 3,784) \cdot 0,459 + 1,901 \pm 0,103t.$$

По уравнению (1) при теоретически возможном максимальном расстоянии между разрезами $L = 20000$ км ожидается $W_0 = 3,516 \pm 1,549t$, т. е. при сравнении толщины слоев двух любых разрезов на поверхности земного шара разность оценок их толщины будет всего в три с половиной раза превышать разность оценок толщины одного и того же слоя, измеренной в одной и той же "точке".

На основе уравнения (1) может быть составлено уравнение

$$(2) \quad t = [W_k - (0,459 \lg L + 0,298)] / [0,0321^2 + 0,421^2 (\lg L - 3,627)^2]^{0,5},$$

где $W_k \pm \sigma_w$ – параметры исследуемой корреляции разрезов, а t – квантиль нормального распределения, отражающая уровень значимости соответствия этих параметров уравнению (1), т. е. решающая проблему надежности проведенной корреляции разрезов.

При условии применимости уравнений (1) и (2) на расстоянии свыше 736 км, до 20000 км (а здесь еще непочатый край работы): $W_{\max} = 3,516$. Результат, прямо скажем, впечатляющий. Это, в частности, означает, что ожидается прослеживание до 20000 км основной части слоев алевролитов и песчаников толщиной свыше 13 мм, а аргиллитов – свыше 10 мм.

Математическое моделирование процесса осадконакопления в майкопскую эпоху в Шамахи-Гобустанском прогибе

Олигоцен-миоценовые отложения в пределах Шамахи-Гобустанского прогиба и западного Апшерона пользуются широким развитием. Региональная нефтегазоносность этих отложений послужила основанием проведения многолетних исследований. В нефтегазоносности этого региона особое место принадлежит майкопскому, чокракскому и сарматскому интервалам.

В олигоцен-миоценовое время на территории Шамахи-Гобустанского прогиба и Западно-Апшеронской области накопилась более чем 4-километровая толща, представленная в основном глинами, песчаниками, с редкими прослоями известняков, доломитов, мергелей, диатомитов, опок, глинистых сланцев и др. Области распространения этих отложений расчленяют на северную глинистую и южную песчано-глинистую зоны, хотя основным генетическим типом пород обеих литофаций являются в основном глинистые образования. Отличия между этими фациями заключаются в количестве и мощностях песчаных прослоек и протяженности глинистых слоев. На значительной площади развития отложения майкопской серии отличаются однообразием литологического состава и скудностью органических остатков, что затрудняет их стратиграфическое подразделение. В отдельных случаях ввиду неполной и плохой обнаженности невозможно охарактеризовать фации пород по всей мощности и области их развития. Для решения этих задач нами на основании изучения характерных разрезов майкопа произведено моделирование последовательности накопления этих отложений. Стратифицированные таким образом разрезы, состоящие из множества слоев, благодаря ассоциативным связям, могут быть сгруппированы в иерархические породно-слоевые сообщества, которые отражали бы в целом характер последовательности осадконакопления в исследуемом бассейне. Для математических исследований нами выбраны послойно изученные разрезы (Чеилдаг, Кюрдамич – южная фация, Тассы и Шаибляр – северная фация), которые наиболее наглядно отражают ситуацию [1]. На реальном стратиграфическом разрезе, сложенном слоями разнотипных пород, имеющих определенную мощность, каждый тип породы может состоять из одного или множества слоев, а последовательность их характеризуется регулярными переходами от одного типа пород к другому. Нами выполнены измерения мощностей каждого типа пород по вышеназванным разрезам, составлены таблицы частот распределения и построены на их основе гистограммы мощностей различных типов пород. Эти таблицы и гистограммы являются наглядными показателями харак-

тера разрезов майкопской серии. В гистограммах отражается порядок распределения мощностей песчаных и глинистых слоев. При сопоставлении гистограмм южной и северной зон можно заметить разницу в характере распределения мощностей глин и песчаников, выраженную как в их количестве, так и в разбросе интервала.

Формирование разреза майкопских отложений является стохастическим процессом, и поэтому для его моделирования можно использовать генерирование случайных чисел. Такой способ получения искусственной стратиграфической последовательности впервые описан Дж. Хаарбухом и Г. Бонем-Картером [2]. Ими приведена программа на языке ФОРТРАН, предназначенная для моделирования стратиграфической последовательности, состоящей из двух литологических разностей. Нами эта программа модернизирована на алгоритмическом языке Quick Basic и использована на PC Pentium-4 для моделирования стратиграфической последовательности майкопского разреза Тассы (северная зона). Нами были подсчитаны частоты распределения гипотетических мощностей глин и песка (песчаника) для моделирования разреза по интервалам. Полученный модельный разрез довольно близок к реальному разрезу майкопа. Сходные результаты получены и при анализе данных разреза Кюрдамич (южная зона). Подсчет частот выявил, кроме близости модельного и реального разрезов, некоторые интересные особенности. Так, лучше всего были уловлены у глин частоты, присущие интервалам 1–5 м и 10–16 м, а у песков (песчаников) – интервалу 0–1 м, что составляет большую часть частот. Таким образом, моделирование охватывает основные особенности осадконакопления. Нужно отметить, что охват особенностей осадконакопления в конкретном бассейне в результате моделирования является аналогом выделения полезного сигнала от случайного шума. Это позволит в дальнейшем выделить основные черты осадконакопления в осадочных бассейнах, не заостряя внимание на локальных особенностях, присущих отдельным разрезам.

Результаты моделирования можно использовать для изучения цикличности в осадконакоплении, что важно для понимания процессов седиментации. Полученные результаты могут восполнить отсутствующий материал при палеогеографических построениях и помочь уточнению условий осадконакопления в осадочных бассейнах.

Литература

1. *Бабаев Ш.А., Гадиева Т.М., Эфендиева Э.Н. и др.* Математическое моделирование стратиграфической последовательности разрезов майкопской серии Шамахы-Гобустанского прогиба / Труды Института геологии НАНА. Баку, 2002. С. 62–74.
2. *Харбух Дж. Бонем-Картер Г.* Моделирование на ЭВМ в геологии / Фундаментальные труды зарубеж. уч. по геол., геоф. и геох. М.: Мир, 1974. С. 64–81.

Стратиграфические перерывы в эпиконтинентальных морских бассейнах

Проблема стратиграфических перерывов всегда привлекала внимание геологов. Наиболее “богаты” перерывами разрезы эпиконтинентальных бассейнов. Их большое морфологическое разнообразие можно наблюдать, например, в терригенных и карбонатных разрезах Русской плиты.

Стратиграфические перерывы имеют различное происхождение; в соответствии с моментом их образования они подразделяются нами на несколько групп [1]: синседиментационные, диагенетические и постдиагенетические. Синседиментационные перерывы разделяются на ряд типов.

Эрозионные синседиментационные перерывы формируются вследствие высокой скорости водного потока, превышающей силу сцепления осадка. При образовании перерывов такого типа происходит смыв рыхлого осадка. При дальнейшем увеличении энергии потока начинается размыв погребенных пород и, таким образом, намечается переход к постдиагенетическим эрозионным перерывам, выраженным поверхностями вторично откопанных пород. В условиях терригенной седиментации образуются каменистые поверхности в результате откапывания конкреционных горизонтов или при формировании “фосфоритовых плит” – это каменное дно. Оно формируется и на карбонатных породах, морфологически напоминая твердое дно. Пример – вся поверхность верхнеюрско-меловой карбонатной платформы Горного Крыма

Диастемы сложно доказуемы. Им в общем случае соответствует приостановление осадконакопления или незначительный смыв рыхлого осадка. Если осадкообразование не происходит длительное время без видимой смены литологии пород, то говорят о перерывах ненакопления. Перерывы такого типа часто разделяют слои с резко различным литологическим составом.

К числу синседиментационных перерывов следует относить разнообразный элювий. Биоэлювий представлен биотурбитами; на мелководье он является следствием диастем.

К числу синседиментационных перерывов следует относить также раннедиагенетические перерывы типа твердого дна (ТД, *англ.* hard-ground) – твердые, каменистые поверхности, возникающие на дне морского бассейна с преимущественно карбонатным седиментогенезом при остановке или замедлении осадконакопления. В таких условиях мягкие карбонатные илы (осадки) цементируются на глубину (иногда несколько десятков сантиметров), и поверхность дна литифицируется. В кластиче-

⁷ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва; barabosh@geol.msu.ru

ских седиментационных системах раннедиагенетические образования ТД в чистом виде не возникают. Их место занимают перерывы типа мягкого дна (МД, softground), выявляемые по норам бентосных организмов, имеющих выполнение, отличное от вмещающей породы.

Другим своеобразным аналогом ТД кластических седиментационных систем можно считать фосфатизируемые строматолиты и бактериальные маты.

Хемоэлювий в чистом виде формируется редко. В случае эпиконтинентальных бассейнов к нему можно причислить глауконититы.

Перерывы типа глинистых прослоев-I формируются при растворении карбонатного осадка, связанном с резким повышением содержания CO_2 в воде, понижением температуры воды или при погружении осадка ниже критической глубины накопления карбонатов. При этом происходит полное растворение карбоната, и в осадке остается только нерастворимый пелитовый материал. Перерывы типа “глинистых прослоев” в бассейнах с терригенным осадконакоплением не возникают.

Одновременное или переменное воздействие различных факторов перерывообразования (элювиирование, эрозия или ненакопление) ведет к формированию синседиментационных перерывов смешанного типа.

Диагенетические перерывы связаны с преобразованием пород. Наиболее частыми случаями для карбонатных пород являются стилолиты, флазерные текстуры и глинистые прослои-II, образующиеся при перераспределении и выносе карбоната в результате воздействия литостатического давления и/или стресса.

К постдиагенетическим перерывам относятся эрозионные перерывы, образующиеся при эрозии (абразии) пород, элювиальные перерывы – результат субаквального или субазрального выветривания пород, а также стилолиты, возникшие после диагенеза (стресс-стилолиты).

В ряде случаев образуются так называемые конденсированные разрезы (КР) – разрезы, охватывающие большие стратиграфические интервалы и имеющие малую мощность. Они формируются при замедленном осадконакоплении, прерываемом эпизодами ненакопления, эрозии или формирования других типов перерывов. Среди изученных разрезов к КР принадлежит фацция “Ammonitico Rosso”, широко распространенная в пелагических разрезах Средиземноморья, Крыма и Кавказа. В терригенных толщах КР также изобилуют ископаемой фауной и содержат большое количество глауконита и фосфоритов (например, волжско-валанджинские отложения).

Горизонты конденсации (ГК) отличаются от конденсированных разрезов тем, что органические остатки, содержащиеся в них, преимущественно переотложены. Другими словами зональные (подзональные) подразделения, номинально присутствующие в ГК, не имеют собственного физического объема, в то время как в конденсированных разрезах большинство зон имеет небольшую мощность (миллиметры – сантиметры).

Прослеживая отдельные уровни перерывов, можно наметить изменение их морфологии (“фациальные ряды”), отражающие величину гиатусов, а также связь с региональными/глобальными тектоническими и климатическими событиями.

Например, перерыв на рубеже нижнего и верхнего валанжина развит субглобально. В суббореальных разрезах РП он отвечает элювиально-эрозионному перерыву (сочетание фосфоритовой плиты нижнего валанжина, сложенной несколькими генерациями фосфоритов, и эрозионной поверхности в ее кровле), наблюдавшемуся у пос. Кашпир на р. Волга. К северу, у г. Ульяновск, он становится постдиагенетическим эрозионным, а его гиатус с микрогиатуса возрастает до мезогиатуса [1]. В высокобореальных разрезах Приполярного Урала (р. Ятрия) амплитуда данного перерыва незначительна – доли микрогиатуса, а представлен он синседиментационной эрозионной поверхностью, выше которой присутствуют лаговые скопления битой.

На северной окраине Тетис этот перерыв наблюдался по р. Урух на С. Кавказе, где представлен фосфоритовым перлювием, содержащим смешанную ниже- и верхневаланжинскую фауну аммонитов, и эрозионной поверхностью выше сконденсированного нижнего валанжина с несколькими поверхностями ТД в карбонатном разрезе. В разрезах центральной части С. Кавказа валанжинские отложения полностью уничтожены (мезогиатус) за счет более позднего (предготеривского) эрозионного события.

Изучение перерывов позволяет разработать событийную стратиграфическую шкалу и решить ряд вопросов, связанных с отсутствующими (не сохранившимися) отложениями, реконструируя, таким образом, геологическую историю.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 04-05-64503, 04-05-64420, 04-05-64424) и “Научные школы” (НШ-326.2003.5).

Литература

1. Барaboшкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Копавич Л.Ф., Найдин Д.П. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки: Метод. рекомендация. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 163 с.

Аклиматические (тектоногенные) факторы и процессы осадконакопления. Расширенный вариант классификации типов седиментогенеза

В основу классификации типов седиментогенеза, разработанной Н.М. Страховым (1958–1962) на базе широкого обобщения накопленной к тому времени литологической информации, положены две группы факторов: экзогенные (климатические) и эндогенные (тектонические). Обосновывая необходимость и правомерность использования при классифицировании одновременно двух основ, Н.М. Страхов, в частности, писал: “...литогенез ... стоит под воздействием двух генетически разных факторов – экзогенных и эндогенных... Двойственный характер типов в данном случае лишь отражает сложную и двойственную природу литогенеза” (Страхов, 1960, т. I, с. 158). В итоге им выделены три климатических (экзогенных) типа и один эндогенный (тектоногенный) – вулканогенно(эффузивно)-осадочный. Исследования и открытия мировой и отечественной геологии прошедших десятилетий выявили широкое и масштабное участие в осадконакоплении ряда факторов и процессов, обязанных дискретным авулканогенным (или криптовулканогенным) инъекциям к местам осадконакопления инородного текучего материала, инициируемым тектонической активностью недр, что существенно расширяет тектоногенную группу.

Во-первых, обосновано участие в современном и былом осадконакоплении *нисходящих инъекций* разжиженного материала и выделены турбидитный (суспензионно-потоковый) и ряд других гравититовых типов седиментогенеза, образующих протяженные пояса на современной поверхности Земли и играющих доминирующую роль в накоплении многокилометровых древних осадочных серий. Не будучи ни климатическими, ни вулканогенными, эти типы по существу оказались вне общепринятой классификации, как было показано по отношению к турбидитам еще С.И. Романовским (1988).

Во-вторых, установлена весьма значительная роль в осадконакоплении *восходящих инъекций*. В наибольшей мере это коснулось *современных факторов и обстановок седиментогенеза*, включая наименее изученные глубоководные, ранее практически не доступные прямым наблюдениям. Существенно пополнились сведения о характере инъекционных разгрузок и в континентальных условиях. При этом выявилось, что чрезвычайно большую роль играют “холодные”, авулканогенные разгрузки, прежде всего три их главных типа (и их сочетания): 1) разно-

⁸ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург; Galina_Belenitskaya@vsegei.ru

образные флюиды (минерализованные воды и рассолы, нефти, газы – CH_4 , H_2S , CO_2 , H_2 , N_2 и др.), чаще их смеси; 2) пластичные (реидные) массы (соляные, глиняные и др.), подверженные диапиризму с растеканием и трансформацией в области разгрузки; 3) разжиженные (флюидизированные) массы (грязевулканические, гидровулканические и др.) с типичным для них взрывным (эксплозивным) характером разгрузки. Более значительным, чем предполагалось ранее, оказалось воздействие на осадконакопление также и магматогенных “горячих” разгрузок: высокотемпературных гидротерм, в том числе напрямую не связанных с вулканизмом, и эксплозивных выбросов (с дальним разном пепловым материалом – тонштейны, бентониты). Итоги изучения воздействия разгрузок на бассейновые экосистемы раскрыли разные аспекты реакции со стороны приочаговых биоценозов, детали трансформации флюидов, специфику их фиксации и отражения в седиментогенезе и т. д. (А.П. Лисицын, Ю.А. Богданов, Г.А. Заварзин, Л. Лобье, А.Ю. Леин, А.И. Блажчишин, М.К. Иванов, G. Aloisi, K. Bostrom, K. Oly, M. Sibuet, Б.М. Валяев, А.Н. Дмитриевский, Е.Ф. Шнюков и др.).

В третьих, активно меняется интерпретация *палеофакторов и палеообстановок седиментогенеза*. В разрезах многих осадочных бассейнов обнаружены признаки и свидетельства былых синхронных седиментогенезу восходящих инъекций, аналогичных современным. Если ранее лишь в отдельных работах отмечались такие проявления, то в последние годы их число неуклонно растет (Е.Ф. Шнюков, Ф. Трусхейм, Р.Р. Рахманов, П.П. Иванчук, R. Jordan, А.Е. Лукин, Е.Г. Песков, Г.А. Беленицкая, К.А. Campbell, A. Boehm, J.M. Budai, В.Н. Холодов, Ю.Г. Цеховский, В.И. Муравьев, К.Г. Каледа, А.В. Липаева, Ю.О. Гаврлов, Н.А. Ахметьев, Н.Г. Музылев и др., О.В. Япаскурт, А.М. Ахметжанов, В.Г. Колокольцев и др.). В итоге, в осадочных сериях разных региональных и возрастных подразделений выделены “аномальные” (по отношению к фоновым) рудно-породные образования (самостоятельные тела или рассеянные скопления) и их парагенезы, которым отвечают всевозможные структурно-вещественные неоднородности разрезов. Именно в них локализованы признаки синседиментационных флюидных палеоразгрузок, что позволило назвать их флюидно-осадочными комплексами или ассоциациями (Беленицкая, 1989–2005). Характерными элементами их сложения являются различные биогенно-хемогенные (часто цианобактериальные) постройки и слоистые тела, обогащенные макро- и микрокомпонентами флюидов, органическим веществом и другими биогенными образованиями. Обычно они имеют отчетливую геохимическую специализацию и часто вмещают или контролируют полезные ископаемые (рудные, нерудные, горючие). Они же фиксируют разнообразные признаки кризисных биотических изменений, нередко сопряженных с массовым развитием отдельных таксонов и взрывом продуктивности микробных сообществ. Установленные в таких комплексах и в их субстрате наборы признаков инъекционных палеовоздействий (вещественных,

биогенных, структурно-морфологических и др.) весьма сходны с наблюдаемыми в современных обстановках.

Рассматриваемые комплексы образуют довольно устойчивые сочетания двух минерало-геохимических типов: “галофильный” и “галофобный”. Для первого типичны сульфатные и соляные породы, высокомагnezиальные карбонаты и глины, высокоуглеродистые комплексы, специфический набор рудных компонентов (Pb, Zn, Cu и др.). Для второго – фосфатные, глауконитовые, широкий спектр кремнистых пород, сиалитов, высокоуглеродистые, сульфидно-, окисно- и карбонатно-железистые образования и др. Наиболее обычный “сквозной” элемент обеих групп составляют высокоуглеродистые комплексы: черные и горючие сланцы, некоторые типы битумов. Специфика групп обусловлена различиями составов порождавших их инъекций (палеоинъекций). В первом случае доминантой служат рассолы хлоридно-кальциевого типа, часто сопряженные с проявлениями соляного диапиризма, во втором – менее минерализованные воды, нередко гидрокарбонатные, железисто-кремнистые, часто в сочетании с грязевым вулканизмом и глиняным диапиризмом. Для обеих групп важно участие в составе флюидов углеводородов (УВ-газы, нефти, нефтяные воды). Промежуточные варианты парагенезов отражают смешанные типы инъекционных внедрений.

В итоге обнаружена большая роль в современном и древнем осадконакоплении разных типов дискретных инъекций текучего материала с включением (после той или иной трансформации) в осадочный процесс непосредственно на местах разгрузок (и в ареалах их влияния). Для их введения в общую систематику факторов и процессов осадконакопления предложен расширенный вариант их классификации (Беленицкая, 2004), в котором все они подразделены на два класса (в соответствии с принципом Н.М. Страхова): климатические и инъекционно-осадочные (тектоногенные). Различия ведущих факторов этих классов определяют принципиальную разницу режимов поступления материала в область седиментации: более равномерный (эволюционно-периодический, хроногенный) – в первом из них и дискретно-импульсный – во втором, а также многие другие важнейшие особенности осадконакопления. Инъекционный класс объединяет два подкласса с противоположной – нисходящей и восходящей – направленностью векторов поступления материала. Подкласс с восходящей направленностью включает, помимо вулканогенно-осадочного, еще ряд авулканогенных типов (их определяют соответствующие виды разгрузок): флюидно-осадочный (флюиды), реидно-осадочный (пластичные породы) и флюидизатно-осадочный (флюидизированные породные массы).

В осадочных разрезах наблюдаются многообразные сочетания и чередования (часто подчиненные разнопорядковой цикличности) типов седиментогенеза: инъекционных с климатическими (фоновыми), разных инъекционных между собой. Последнее вполне закономерно, поскольку интенсификации разных типов инъекционных разгрузок благоприятствуют одни и те же либо сходные факторы.

Предлагаемый актуализированный вариант классификации позволяет обозначить комплекс ранее не учтенных инъекционных факторов и процессов в качестве закономерных составляющих седиментогенеза и определить их место в общей классификационной системе.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 03-05-65100.

Л.Г. Вакуленко, М.З. Мадиев, А.Ю. Попов, П.А. Ян⁹

Ихнофациальный анализ – важная составляющая палеогеографических реконструкций для батских отложений Широкого Приобья

Горизонт Ю₂ (верхи среднего – большая часть верхнего бата), как регионально нефтеносный уровень, является наиболее перспективным объектом в плане поисков залежей УВ на территории Широкого Приобья. Сложность его строения, сильная литолого-фациальная изменчивость обусловили дискуссионность выводов по генезису горизонта (континентальный болотно-озерно-аллювиальный, морской, переходный от континентального к морскому) и предопределили актуальность детальных седиментологических реконструкций для более обоснованного прогноза распространения коллекторов. Одним из аспектов седиментологических исследований является изучение следов жизнедеятельности организмов, особенно важный при изучении фаунистически бедных отложений.

Анализ керна более 65 скважин, вскрывших горизонт Ю₂, позволил выделить в разрезе шесть генетических комплексов ископаемых осадков: аллювиальный и озерный (континентальная группа), дельтовый и прибрежно-континентальный (переходная группа), прибрежно-морской и мелководно-морской (морская группа), которые, в свою очередь, подразделены на обстановки и субобстановки накопления. В аллювиальном комплексе ихнофоссилии были встречены в основном в алевритоглинистых, уровнями углистых, отложениях пойменной равнины и представлены мелкими вертикальными, реже горизонтальными следами, приуроченными к глинистым слоям, выполненными алевритовым материалом перекрывающего слоя. Изредка встречаются маломощные уровни с пятнистыми, мелкокомковатыми (так называемыми деформативными биотурбационными) текстурами. Появление их в результате интенсивной биотурбации указывает на относительно низкие скорости седиментации. В отложениях заболачивающейся пойменной равнины по-

⁹ Институт геологии нефти и газа СО РАН, Новосибирск;
VakylenkoLG@uiggm.nsc.ru, yan@uiggm.nsc.ru

стоянно отмечается ризоиды – следы корней растений, развитие которых свидетельствует о формировании палеопочв. Более разнообразны и чаще встречаются следы жизнедеятельности в озерных отложениях – наряду с мелкими вертикальными, реже горизонтальными следами, ризоидами, уровнями с деформативной текстурой, в прибрежно-озерных отложениях встречены ихнофоссилии *Skolithos*. Последние отмечаются преимущественно в песчано-алевритовых породах с различными видами косо́й и волнистой слоистости, свидетельствующими о высокой волновой энергии или энергии потоков. Большинство этих следов являются остатками жилищ поедателей суспензии и представлены вертикальными цилиндрическими норками различных размеров. Внутренняя часть норки выполнена осадком, аналогичным вмещающему. Стенки подчеркиваются темным глинисто-органическим материалом. По глубине норок можно судить о силе волнений и скорости осадконакопления.

В дельтовом комплексе редкие уровни со следами жизнедеятельности отмечены в отложениях каналов промоин, малых устьевых баров, намывных валов, фронта дельты и прodelьты. Наибольшее разнообразие и частота встречаемости ихнофоссилий характерны для отложений внутридельтовых и окраинных заливов. Здесь помимо мелких вертикальных, реже горизонтальных следов жизнедеятельности, уровней с ризоидами отмечаются ихнофоссилии *Skolithos* и *Ophiomorpha*. Довольно часто в участках переслаивания алевролитов и аргиллитов с волнистой и волнисто-линзовидной слоистостью появляются ихнофоссилии *Palaeophycus*. Это горизонтальные извилистые ходы илоедов диаметром в первые миллиметры, приуроченные к глинистым слойкам и заполненные материалом более грубого перекрывающего слоя. Для отложений маршей характерно наличие ризоидов; мелкие вертикальные ихнофоссилии и уровни с деформативной текстурой редки.

В прибрежно-континентальных и прибрежно-морских обстановках седиментации гидродинамический режим варьирует от спокойного в пределах межрядовых ложбин приливно-отливного и на большей части заливно-лагунного побережий до активного в предфронтальной зоне пляжа. В подобных условиях питательные вещества представлены как суспензионными, так и осажденными компонентами, а обитавшие в них организмы – поедателями как суспензии, так и осадка. Наблюдаемые нами в отложениях этих обстановок ихнофоссилии представлены следами поисков корма, служившими одновременно убежищами, и следами питания. Наиболее разнообразны и обильны они в отложениях лагун, где помимо мелких вертикальных и горизонтальных следов жизнедеятельности, уровней с деформативными текстурами отмечены *Skolithos*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, появляются *Teichichnus*, представленные вертикальными следами-норками, имеющими цилиндрическую форму с компонентой движения и по вертикали, и по горизонтали. В отложениях центральной части лагуны встречаются ризоиды. В отложениях барьерного берегового бара ихнофоссилии представлены норками зарываю-

щихся организмов (*Skolithos*, *Ophiomorpha*, *Muensteria*), могут отмечаться ризоиды.

Постоянно отмечаются следы жизнедеятельности в отложениях предфронтальной зоны пляжа. Причем для отложений подводного вала и отмелей в основном характерны ихнофоссилии *Skolithos*, а также довольно распространенная форма *Planolites*, представленная наклонными норками-ходами. В меньшей степени развиты ихнофоссилии *Palaeophycus* и *Terebellina*. Последняя характерна для алеврито-глинистых сильно биотурбированных песчаников с уровнями деформативной текстуры. В отложениях подводных ложбин чаще отмечаются ихнофоссилии *Teichichnus*. В верхней части разрезов горизонта Ю₂ иногда вскрыты тонкогоризонтальнослоистые алеврито-глинистые отложения с остатками морской фауны, которые формировались в мелководно-морских условиях с относительно низкой энергией водной среды, в субобстановке переходной зоны пляжа. Для них характерны ихнофоссилии *Chondrites*, представляющие собой мелкие (первые миллиметры) следы жизнедеятельности червей.

Проведенный детальный седиментационный анализ позволил установить полифациальную природу горизонта Ю₂ в рассматриваемом районе. Показано широкое распространение отложений, отвечающих континентальным, переходным и прибрежно-морским обстановкам осадконакопления, которые находятся в сложных вертикальном и латеральном взаимоотношениях и в целом фиксируют появление морских обстановок уже при формировании средней части горизонта и преобладание их при формировании верхней его части. Анализ следов жизнедеятельности показал, что биотурбация наиболее характерна для литофаций и литофациальных ассоциаций нижней части дельтовой равнины (в первую очередь внутрдельтовых или окраинных заливов), лагунного побережья и предфронтальной зоны пляжа, в меньшей степени – для пойменных, озерных и пляжевых. Встреченные ихнофоссилии представлены преимущественно ихнофацией *Skolithos* (*Skolithos*, *Ophiomorpha*) и *Cruziana* (*Teichichnus*, *Planolites*, *Chondrites*, *Palaeophycus*, *Terebellina*, *Muensteria*). Полученные результаты убедительно показывают, что применение ихнофациального анализа весьма эффективно при проведении литолого-фациальных реконструкций. Рассмотрение следов жизнедеятельности позволяет более уверенно делать вывод о переходном и/или морском характере отложений, а также судить о гидродинамическом режиме, скорости поступления терригенного и органического материала в бассейн, наличии или отсутствии кислорода в придонных слоях воды.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 04-05-64388.

Угленосный и нефтегазоносный седиментогенез в зоне влияния Амурского речного бассейна

Амурский речной бассейн (АРБ) территориально охватывает площадь в 1855 км² в пределах Юго-Востока России и Северо-Востока КНР, структурно – зону сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского орогенных поясов (рис. 1).

Формирование АРБ происходило в сложных тектоно-геодинамических условиях региона на фоне и под влиянием взаимодействия основных палеогеографических ландшафтов: **море** (а также крупные засоленные и опресненные водоемы) – **равнины** (а также равнины, периодически заливавшиеся морем) – **холмистые возвышенные равнины** – **горы низкие** – **горы высокие** [1].

Активная геодинамика региона, зональный характер размещения палеогеографических ландшафтов обусловили зональный характер развития АРБ. Выделяются *Верхнеамурская, Верхнезейская, Верхнебуреинская, Сунляо-Зее-Буреинская, Средне-Нижнеамурская, Приматериковая шельфовая* ландшафтные, литолого-палеогеографические зоны. На рис. 2 показано размещение угленосных и нефтегазоносных комплексов основных осадочных структур, располагающихся в этих зонах, и в седиментогенезе чехла которых, вероятно, принимали участие рамочные водотоки АРБ (в разделе рисунка “Динамика АРБ” они показаны арабскими цифрами) [2, 3, 4].

Сравнительный анализ литолого-палеогеографических обстановок седиментогенеза региона юрского, мелового и кайнозойского времени показывает, что речная система АРБ сыграла определяющую роль в седиментогенезе нефтегазоносных и угленосных комплексов, в образовании литоструктур чехла, благоприятных для генерации, эмиграции и локализации в залежи углеводородных флюидов Сунляо, Верхнебуреинской, Северо-Сахалинской, Северо-Татарской нефтегазоносных, Зее-Буреинской, Среднеамурской, Нижнеамурской, Верхнезейской возможно нефтегазоносных областей, а также в формировании угленосных комплексов Буреинского, Верхнеамурского каменноугольных и Амуро-Зейского, Среднеамурского, Бикино-Уссурийского бурогольных бассейнов и многочисленных внебассейновых структур.

Современное русло р. Амур складывалось этапно. Амур участвовал в седиментогенезе Верхнеамурского прогиба (в юрско-раннемеловое время), впадины Сунляо (с конца раннего – в позднем мелу, по зоне современного русла р. Нэньцзян), Ушумунской и Зее-Буреинской впадин (в палеогене и неогене, по собственному современному руслу), структур

¹⁰ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск; karpova@itig.as.khb.ru

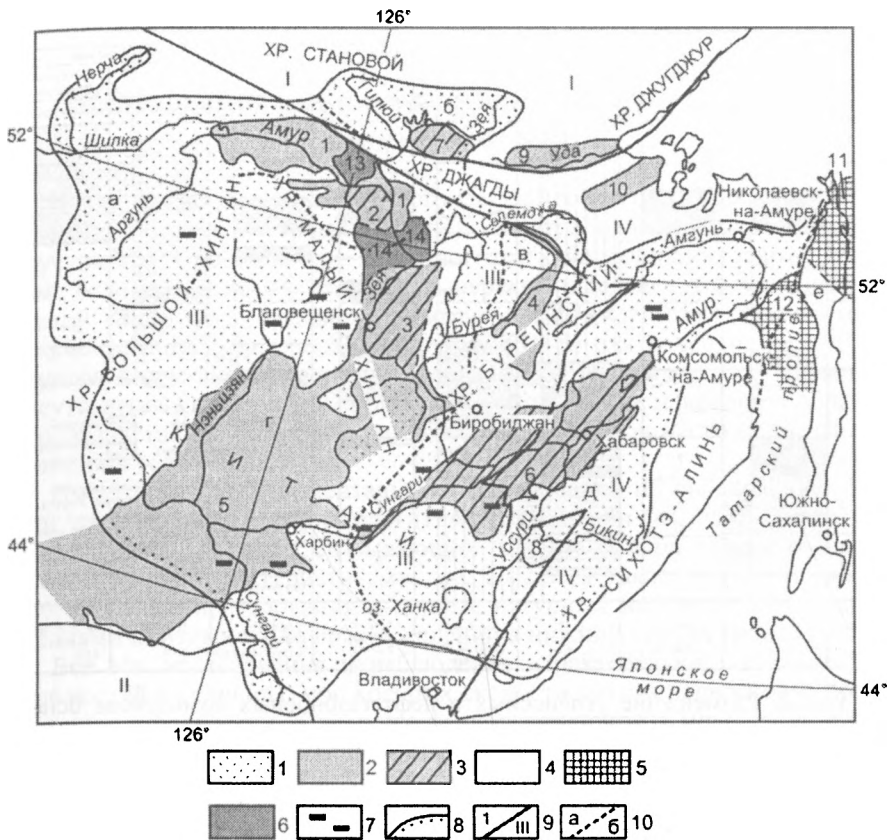


Рис. 1. Схема расположения речной системы бассейна р. Амур и геологических осадочных структур в его пределах

1 – бассейн р. Амур; 2–4 – осадочные структуры: существенно мезозойские (2); мезозойско-кайнозойские (3); существенно кайнозойские (4); положение их на схеме (арабские цифры): 1 – Верхнеамурский прогиб, 2 – Ушумунская впадина, 3 – Зее-Буреинская впадина, 4 – Буреинский прогиб, 5 – впадина Сунляо, 6 – Санызьян-Среднеамурская впадина, 7 – Верхнезейская впадина, 8 – область Бикино-Уссурийских впадин, 9–10 – прогибы: Удский (9), Торомский (10); 5 – палеodelьты р. пра-Уссури (11 – Северо-Сахалинская; 12 – Татарского пролива); 6 – выступы фундамента в зоне осадочных структур: Гонжинский (13), Амуро-Мамынский (14); 7 – угольные месторождения; 8 – граница бассейна р. Амур; 9 – границы геомегаструктур: I – Сибирский кратон, II – Северо-Китайский кратон, III, IV – Центрально-Азиатский и Тихоокеанский орогенные пояса; 10 – границы ландшафтных, литолого-палеогеографических зон: а – Верхнеамурская, б – Верхнезейская, в – Верхнебуреинская, г – Сунляо-Зее-Буреинская, д – Средне-Нижнеамурская, е – Приматериковая шельфовая

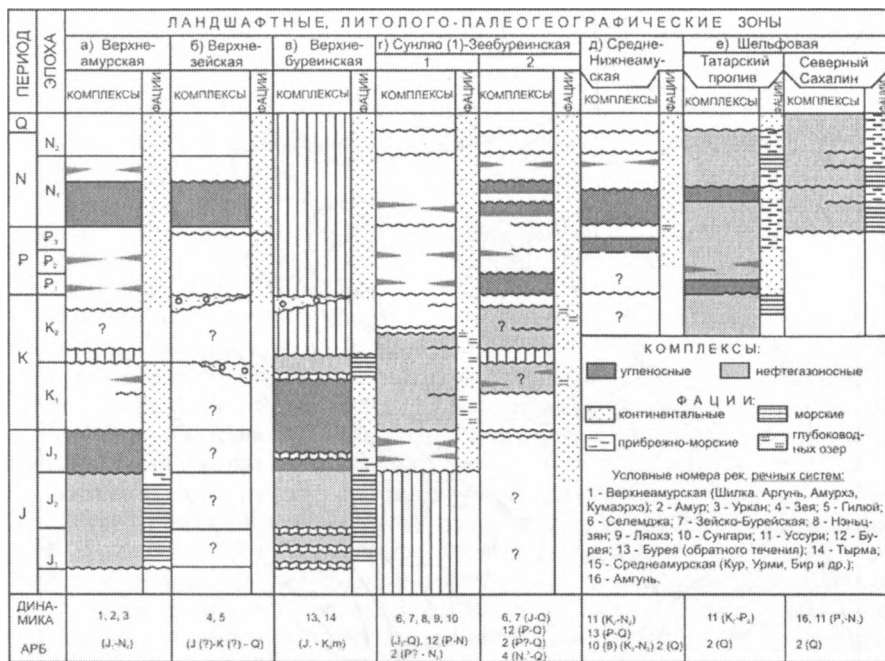


Рис. 2. Размещение угленосных и нефтегазоносных комплексов основных осадочных структур АРБ

Среднего и Нижнего Приамурья (в четвертичное время, в зоне современного русла).

Река Нэньцзян по возрасту, обширности своего бассейна, вкладу в формирование осадочного нефтегазоносного чехла впадины Сунляо достойна продолжения до слияния с р. Амур. Река Сунгари представляется притоком р. Нэньцзян.

Литература

1. Атлас литолого-палеогеографических карт. Палеогеография СССР. Т. 3. Триаовый, юрский и меловой периоды. М.: Недра, 1975. 14 с.
2. Варнавский В.Г. Корреляция геологических событий. М.: Наука, 1985. 141 с.
3. Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Палеогеографические критерии формирования нефтегазоносности Верхнебууринской впадины / Тихоокеан. геол. № 6. Новосибирск: ВО "Наука", 1994. С. 107-121.
4. Варнавский В.Г. Сравнительный событийный анализ эволюции Зее-Бууринской и Сунляо впадин / Геология и полезные ископаемые Приамурья. Региональная геология. Хабаровск: Магеллан, 1999. С. 15-20.
5. Dongpo Wang, Zhaojun Liu, Li Liu. Evolution and sea-level change of Songliao Basin. Beijing: Geology Prss, 1994. 157 p.

Исследование размыва консолидированных грунтов водным потоком

Из полного цикла седиментологических процессов *эрозия – перенос – отложение* осадка первый (эрозия) является относительно наименее изученным. В особой мере это относится к консолидированным грунтам: если для рыхлых отложений первые определенные зависимости между крупностью осадка и размывающими скоростями экспериментально установлены еще Хюльстремом [6], то для консолидированных грунтов какие-либо оценки в геологической литературе, как правило, отсутствуют. Определенный опыт по этой проблеме накоплен в области строительства гидротехнических сооружений, но он часто остается вне внимания седиментологов.

Имеется ряд экспериментальных исследований по определению глубин размыва падающей струей (Г.А. Рубинштейн [4], М.С. Вызго [3], Т.Х. Ахмедов [1] и др.), связывающих глубину ямы размыва с параметрами струи и характеристиками дна. Имеются также многочисленные лабораторные исследования и данные натурных наблюдений за разрушениями плитных и блочных креплений в нижний бьефах гидроузлов.

Все эти исследования и наблюдения характеризуют состояния отдельностей в условиях, при которых скорости потока превосходят порог троганья отдельности. К тому же физическая природа механизма разрушения породы при воздействии падающей струи существенно отличается от механизма разрушения ее потоком, текущего по поверхности скального грунта.

Натурных наблюдений такого режима известно немного. В 1973 г. Т.Х. Ахмедовым [1] были проведены натурные наблюдения за размывом скального русла отводящего канала аварийного водосброса селезащитной плотины Медео. Канал проложен в сильно трещиноватых гранитах. Измерения были выполнены в период сброса по каналу расходов р. Малая Алматинка: $Q = 5,5 \text{ м}^3/\text{с}$, скорость воды $V = 3,5 \text{ м/с}$, глубина потока $H = 0,5 \text{ м}$. Граниты разбиты трещинами на отдельности, преобладающий размер которых равен $\ell = 0,25\text{--}0,30 \text{ м}$, падение пластов на мерном участке $\alpha = 25\text{--}35$. Ежедневные (в течение 12 дней) измерения отметок дна показали, что при скорости потока $3,5\text{--}4,0 \text{ м/с}$ происходили размывы скального дна за счет выламывания отдельностей.

В.И. Вовкушевским [2] описаны размывы скального русла отводящего канала водосброса Большого Карагандинского водохранилища. Вся масса альбитофиров, слагающих русло, разбита трещинами на отдель-

¹¹ ОАО "Всероссийский научно-исследовательский институт гидротехники (ВНИИГ) им. Б.Е. Веденеева"; veksler@hydro.vniig.ru

ные глыбы. В наиболее выветрившихся местах порода разбита на куски размером до 20 см. Падение слоя альбитофиров наблюдается под углом около 30°. Размывы произошли при пропуске расхода $Q = 550 \text{ м}^3/\text{с}$. Ширина канала 15,0 м; глубина воды $H = 6,0 \text{ м}$. Средняя скорость потока $V = 6\text{--}7 \text{ м/с}$. Глубина "котлов" в канале достигала 6,0 м.

И.И. Токаревым [5] изучены размывы русла отводящего канала, расположенного в трещиноватых гранитах и порфиритах. «Граниты представлены крупнозернистыми биотитовыми разностями, отличительной особенностью которых является способность к дезинтеграции на песчано-образную дресву». Размывы произошли при расходе $Q = 2800 \text{ м}^3/\text{с}$. Ширина канала в наиболее узкой части 100 м, уклон изменялся от 0,13 до 0,06; скорость достигала 6–8 м/с, длина канала 1,0 км. «Непосредственно ниже водосброса, на протяжении почти 800 м, коренные породы размыты на глубину в среднем 10–15 м, а местами – до 20 м».

Основную информацию о параметрах потока, при которых происходит размыв грунта, исследователи получают из опытов, поставленных в лабораторных гидравлических лотках. В лабораторных опытах строго фиксируются и выдерживаются параметры потока и грунта, а имеющиеся зависимости, позволяющие перейти от параметров потока к оценке их эродирующей способности надежно обоснованы теорией плоского равномерного потока с нормальной турбулентностью и подтверждены многочисленными экспериментами. Но в этом же и недостаток зависимостей, полученных в лаборатории, распространение которых на реальные природные потоки оказывается не всегда удачным. Поэтому во многих случаях расчет по зависимостям, полученным на основе лабораторных исследований, дает результаты, расходящиеся с натурой.

Причины такого расхождения кроются в невозможности учесть в формулах все многообразие факторов, влияющих на природные процессы. К таким факторам относятся:

- 1) неоднородность состава (гранулометрического, минералогического и т.д.) грунта;
- 2) различная плотность "упаковки" элементов грунта (пористость);
- 3) наличие в грунте коллоидных включений, влияющих на его связность;
- 4) не поддающиеся строгому описанию трещиноватость горных пород и характеристики заполнения трещин;
- 5) существенное отличие кинематики реальных потоков от идеализированных условий лабораторных установок.

Поэтому выявленные зависимости дают лишь приближенное представление об условиях, соответствующих началу размыва. Их можно рассматривать лишь как некоторую среднестатистическую оценку, отдавая себе отчет в том, что погрешность при их использовании неизбежна. Многообразие и неопределенность природных факторов, определяющих кинематику водных потоков и механизм его взаимодействия с размываемой поверхностью, не позволяет составить на основе наблюде-

ний за реальным объектом идеальные зависимости, в которых учитывались бы все возможные проявления их влияния на процессы размыва. Как правило, исследователю может быть известно, что было до начала воздействия потока на размываемую поверхность и что с ней стало потом. Характеристики потока – особенно, если это неорганизованный высококинетичный поток, – могут быть оценены лишь на основе косвенных показателей, не учитывающих структуру реального потока. Все это заставляет при расчете и прогнозе переформирований речных русел прибегать к различным способам схематизации потока, русла и грунтов.

Дальнейшее изучение этой проблемы возможно на базе экспериментальных исследований, необходимых для проверки и дополнения имеющихся рекомендаций по определению начальных условий размыва консолидированных грунтов. Экспериментальная установка, которую нужно создать для проведения таких исследований, должна обеспечивать скорости потока, превышающие 5 м/с, и возможность установки и замены кассет-контейнеров с исследуемыми грунтами.

Литература

1. *Ахмедов Т.Х.* Размыв скального русла. Алма-Ата. Изд-во "Наука" КазССР, 1982, 116 с.
2. *Вовкушевский В.И.* Причины и формы повреждений сооружений Большого Карагандинского водохранилища // Гидротехническое строительство, 1947. №6
3. *Вызго М.С.* Эксплуатационные мероприятия, прогнозы и способы уменьшения местных размывов за гидротехническими сооружениями. Ташкент: Наука, 1966.
4. *Рубинштейн Г.Л.* Местные размывы скальных русел в нижних бьефах гидроузлов // Известия ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева, 1997, Т. 230, Гидравлика, часть 1, с. 314-326.
5. *Токарев И.И.* Опыт строительства плотины на выветренных скальных грунтах // Гидротехническое строительство. 1952. №10
6. *Hjulstrom F.* The Morphological activity of rivers as illustrated by river Fyris // Bulletin of the Geological Institute, Uppsala. 1935. № 25, P. 89–122.

Н.Н. Верзилин¹², Н.С. Окнова¹³

Следы древних землетрясений и их литолого-палеогеографическое значение

Следы древних землетрясений чрезвычайно разнообразны и могут быть подразделены на два существенно различающихся между собой типа.

¹² Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург

¹³ Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ), Санкт-Петербург

Первый тип наиболее многолик, так как он проявляется в осадочных породах в виде различных текстурных и структурных особенностей, возникших под воздействием толчков землетрясений в донных осадках водоемов. Соответственно, особенности проявления и набор разновидностей таких следов в значительной мере зависят от литологического состава осадочных толщ, их фациальной принадлежности и палеогеографических обстановок осадконакопления. Существенное влияние на характер проявления следов древних землетрясений оказывали в случае тождественности петрографического состава осадков скорости их накопления и/или литификации. Вследствие этого формы проявления и частота встречаемости рассматриваемых следов, даже при одинаковой палеосейсмичности конкретных осадочных палеобассейнов или их частей, различаются.

Первый тип следов древних землетрясений чрезвычайно широко распространен в красноцветных мел-палеогеновых толщах Ферганской межгорной впадины и в верхнемеловых – Монголии [1, 2]. В них чаще всего существование древних землетрясений проявилось в виде следов оползания пластичного осадка в пределах отдельных пластов или мало-мощных пачек. При этом таким следам присущи не только чрезвычайно разнообразие форм проявления, но и участие в них всех типов пород, слагающих вмещающие осадочные толщи. Значительно реже наблюдались следы оползания осадочного материала, захватывающие пачки мощностью до 20–30 м, также залегающие среди не затронутых деформациями пород. Такие проявления свидетельствуют о том, что соответствующие отложения, испытавшие деформации, очень медленно литифицировались, формируясь и находясь постоянно на дне устойчиво существовавшего водоема. Другим широко распространенным индикатором повышенной сейсмичности во время осадконакопления является распространение в отложениях текстур взаимного внедрения материала на границе смежных пластов или прослоев, обладающих различным литологическим составом. Эти текстуры особенно характерны для верхнемеловых отложений Монголии. Часто следы подводного оползания осадков и следы внедрения проявляются совместно, отражая определенную генетическую общность – возникновение в насыщенных водой еще не литифицированных осадках – при толчках землетрясений, нарушавших первичное седиментационное распределение осадочного материала различной плотности. Более того, сотрясения донных осадков при землетрясениях могли вызывать повышение текучести осадков, в частности, переход части из них в плавунное состояние, причем не только у поверхности дна, но и в некоторых прослоях и пластах внутри толщи осадков. Достаточно широко распространены следы перераспределения внутри пластичного осадка, которые обычно выражаются в виде причудливой формы включений карбонатного материала среди красноцветных глин, песчаников, а изредка даже грубообломочных пород. Следы сложных деформаций материала разного состава и взаимные внедрения

его указывают на то, что они возникли при пластичном состоянии отложений и, соответственно, в насыщенном водой осадке. Напротив, следы дробления осадков, наблюдающиеся в карбонатных породах в виде распространения разнообразных брекчиевидных текстур, свидетельствуют о том, что при их образовании часть материала была уже в значительной мере литифицирована. Совместно с подводно-оползновыми деформациями и следами внедрений нередко встречаются разнообразные осадочные (“нептунические”) дайки, свидетельствующие о том, что при землетрясениях возникали трещины в уже уплотненных осадках, в которые затекал или нагнетался текучий осадочный материал.

Широкое распространение разнообразных следов существования древних землетрясений было отмечено в осадочных толщах, формировавшихся в обстановках несомненно повышенной сейсмичности. Однако сходные, а иногда и тождественные образования позже были обнаружены в позднеледниковых и голоценовых отложениях Ленинградской области [3]. Рассматриваемый тип палеосейсмодислокаций, встреченный в позднеледниковых и голоценовых отложениях представляет особый интерес, так как для них, при использовании радиоуглеродных датировок, время образования может быть определено относительно точно. Так, имеющиеся на настоящее время данные, свидетельствуют о том, что наиболее часто в этих отложениях следы древних землетрясений имеют позднеледниковый и пребореальный возраст. Деформации в позднеледниковых отложениях, как правило, приурочены к озерно-ледниковым, преимущественно ленточным образованиям, формировавшимся в обстановке обширного приледникового озера. Поэтому, вероятно, резкое падение уровня вод приледникового водоема и последующее его уничтожение могли быть в значительной мере вызваны именно повышенной сейсмичностью обширного региона на рубеже позднеледниковья – голоцена. На сейсмическую нестабильность региона в это время, возможно, указывают и проявления интенсивного вулканизма в Исландии (10400–10300 ^{14}C л. н.), отзвуки которого в виде пеплового материала были обнаружены даже в озерных осадках Карельского перешейка [4].

Второй тип следов древних землетрясений, также как первый, характеризуется разнообразием форм проявления. Однако эти формы существенно иные, так как проявляются в скальных породах, возраст которых несравненно древнее, чем время проявления самих землетрясений. Соответственно время землетрясений обычно не может быть точно определено. Так, возраст следов их на территории Балтийского щита и сочленения его с Русской плитой обычно может быть определен как моложе последней стадии оледенения или древнее ее. Своеобразным заповедником следов землетрясений второго типа может считаться остров Гогланд – длиной около 11 км, шириной примерно до 3 км и высотой до 175 м. Впечатляет обилие на нем субвертикальных разломов, отвесных склонов высотой до 50 м и более, глыбовых осыпей, перекрывающих моренные отложения, а главное – закономерно ориентированных

“зрящих” трещин в скальных докембрийских породах, отполированных ледником и водами Балтийского моря. Ширина трещин нередко до 1 м, местами они встречаются сериями. Присутствуют на острове и следы землетрясений первого типа – своеобразные осадочные песчаные дайки, насыщенные грубообломочным материалом, секущие однородные флювиогляциальные пески и возникшие еще на дне приледникового озера. Исключительная контрастность рельефа острова Гогланд, распространение следов интенсивной деятельности ледника на самых различных высотах при отсутствии их на крутых склонах, обилие следов землетрясений голоценового возраста – свидетельствуют о формировании современного рельефа острова в голоцене, а не до возникновения Балтийского приледникового озера, как нередко считают [5].

На заключительном этапе исследований работа выполнялась при поддержке гранта РФФИ № 04-05-64990.

Литература

1. Верзилин Н.Н. Глава 3. Палеолимнологическое значение текстурных особенностей верхнемеловых отложений Южной Монголии / Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982.

2. Верзилин Н.Н., Окнова Н.С. Следы древних землетрясений в осадочных толщах / Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977.

3. Верзилин Н.Н., Севастьянов Д.В. Следы голоценовых землетрясений в Приладожье // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 2.

4. Субетто Д.А., Давыдова Н.Н., Сапелко Т.В. и др. Климат Северо-Запада России на рубеже плейстоцена и голоцена // Известия РАН. Сер. географическая. 2003. № 5.

5. Heinsalu A., Veski S., Vassiljev J. Palaeoenvironment and shoreline displacement on Suursaari Island, Gulf of Finland // Bulletin of Geological Society of Finland. 2000. 72. Parts 1–2.

Е.Г. Вологина¹⁴, М. Штурм¹⁵

Особенности состава поверхностных донных осадков в котловинах и на подводных возвышенностях Байкала

За последнее десятилетие в Байкале отобрано около 200 кернов донных отложений длиной до 1,5 м. Отбор колонок проводили с борта НИС “Верещагин” в южной, средней и северной котловинах, на подводных

¹⁴ Институт земной коры СО РАН, Иркутск; vologina@crust.irk.ru

¹⁵ Швейцарский федеральный институт науки и технологии окружающей среды, Дюбендорф, Швейцария; sturm@eawag.ch

возвышенностях и в других районах озера. Сразу после отбора керны были разрезаны по вертикали и сфотографированы. Выполнено их литологическое описание, сопровождаемое просмотром слайдов. Во всех разрезах донных отложений проведено измерение магнитной восприимчивости. Наиболее показательные керны были использованы для различных видов анализов (гранулометрический, минералогический и диатомовый анализы, определение возраста осадков с использованием ^{210}Pb , измерение концентраций общего органического углерода ($C_{\text{орг}}$) и азота ($N_{\text{орг}}$)).

Установлено, что главными типами верхнего (0–1,5 м) слоя голоценовых донных отложений в Байкале являются:

1. **Пелагические илы**, состоящие, главным образом, из автохтонного биогенного материала и аллохтонного терригенного материала. Эти осадки формируются в спокойных условиях седиментации. Они имеют повсеместное распространение – и в котловинах озера, и на подводных возвышенностях.

2. **Турбидиты**, образованные в процессе катастрофических событий и представленные пелито-алеврито-песчаным материалом с градиционной текстурой. Распределение турбидитов в Байкале ограничивается плоскими глубоководными частями дна котловин.

Таким образом, *в котловинах* озера пелагические биогенно-терригенные илы включают многочисленные турбидиты. Переслаивание этих отложений свидетельствует о том, что периоды спокойных условий осадкообразования время от времени сменялись катастрофической седиментацией, которая могла быть спровоцирована береговыми оползнями, перемещением материала по подводным склонам и каньонам внутри озера и селями на водосборе. В отличие от осадков, накопленных в спокойной обстановке седиментации, байкальские турбидиты имеют следующие характеристики: 1) градиционная текстура; 2) более крупнозернистый гранулометрический состав; 3) темный цвет; 4) пониженное содержание створок отмерших планктонных диатомовых водорослей и повышенная доля их бентосных форм даже на значительных расстояниях от берега и устьев притоков; 5) наличие древних диатомей; 6) повышенное содержание минералов тяжелой фракции и, как следствие этого, высокие значения магнитной восприимчивости. Наличие в турбидитах наземного органического материала (обломки древесины, веточки растений), низкие, как правило, концентрации створок планктонных диатомовых водорослей и, в то же время, повышенная доля их бентосных форм свидетельствуют о том, что вещество турбидитов представлено преимущественно материалом, поступающим из литорали и с наземных склонов Байкала. Плиоценовые и плейстоценовые виды диатомей, отмеченные в голоценовых турбидитах, являются свидетельством переотложения более древних осадков, обнаженных на склонах Байкала.

Измеренные нами скорости современного накопления отложений в котловинах озера (таблица) соответствуют опубликованным данным,

подтверждая, что наиболее высокие темпы седиментации характерны для Южного Байкала, минимальные – в Северном Байкале. Различия скоростей седиментации в разных котловинах Байкала обусловлены как разной биологической продуктивностью, так и разным уровнем поступления терригенного материала.

Таблица

Средние скорости современного осадконакопления (V), продукция диатомовых [1], суммарное количество терригенного материала, поступающего с водами притоков, за счет абразии берегов и ветрового переноса [2]

Районы	V, мм/год	Продукция диатомовых, г Si/m ²	Количество терригенного материала, (тыс. т/год)
Южный Байкал	1,000	58,4	1526
Средний Байкал	0,910	53,1	1195
Северный Байкал	0,705	36,3	1062

На подводных возвышенностях поверхностные донные отложения представлены голоценовыми биогенно-терригенными илами, подстилающимися позднеплейстоценовыми глинами. Мощность илов варьирует от 2 до 115 см. Данные диатомового анализа подтверждают их голоценовый возраст. К верхней части горизонта глин приурочены повышенные содержания позднеплейстоценового вида *Stephanodiscus flabellatus* [3]. Суммарная концентрация диатомей существенно меняется от почти полного отсутствия в позднеплейстоценовых глинах до 130 млн. створок на грамм сухого осадка в голоценовых илах, что связано с изменениями климата на рубеже плейстоцен – голоцен [4]. Илы, содержащие существенную примесь диатомей, имеют низкие значения магнитной восприимчивости. В позднеплейстоценовых глинах эта величина значительно выше за счет повышенного содержания магнитных минералов. Высокая биопродуктивность в течение голоцена обусловила значительные концентрации SiO₂биог., C_{орг.} и N_{орг.} в голоценовых илах. При переходе к плейстоценовым глинам эти параметры резко понижаются. Таким образом, голоценовые илы и позднеплейстоценовые глины значительно отличаются по ряду признаков, что связано с различными обстоятельствами их накопления. Измеренные скорости осадконакопления на подводных Академическом хребте и возвышенности в южной части Северного Байкала составляют соответственно 0,015 и 0,57 мм/год.

Работа выполнена при поддержке Швейцарского федерального института науки и технологии окружающей среды (грант № 85145), РФФИ (проект № 05-05-97229-р_байкал_a) и др.

1. Домышева В.М., Шимараев М.Н., Горбунова Л.А. и др. Кремний в озере Байкал // География и природные ресурсы. 1998. № 4. С. 73–81.
2. Потемкина Т.Г. Литодинамика прибрежной зоны озера Байкал. Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. Иркутск., 2000. 17 с.
3. Грачев М.А., Горшков А.Г., Азарова И.Н. и др. Регулярные осцилляции климата в масштабе тысячелетий и видообразование в озере Байкал / Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск, 2002. С. 107–121.
4. Безрукова Е.В., Богданов Ю.А., Вильмс Д.Ф. и др. Глубокие изменения экосистемы Северного Байкала в голоцене // Доклады АН СССР. 1991. Т. 321. № 5. С. 1032–1037.

О.М. Гнилко¹⁶, Л.В. Генералова¹⁷

Генетические типы и условия формирования юрско-нижнемеловых отложений Украинских флишевых Карпат

Большая часть Украинских Карпат – флишевые Карпаты – с юго-запада ограничены Пеннинской утесовой зоной и Мармарошским метаморфическим массивом. Они занимают внешнее северо-восточное положение в складчато-надвиговом поясе альпид. Их характерная особенность – развитие мощной (несколько километров) толщи мелнеогенового флиша, который преимущественно на уровне нижнего мела, сорван со своего седиментологического основания и надвинут к северо-востоку в сторону Восточно-Европейской платформы на Предкарпатский краевой прогиб.

Во внутренней части флишевых Карпат развиты тектонические клиппы юрско-неокомских известняков и базальтоидов, которые рассматриваются как остатки седиментологического ложа флишевого бассейна. Так, в бассейне р. Черная Тисса нами исследована меланжевая толща. Ее кластолиты имеют размеры от нескольких сотен метров по ширине до первых километров по длине. В нижнем течении р. Тростянец (Свидовецкий хребет, правый борт р. Черная Тисса) в крупном тектоническом блоке (350×4000 м²) установлено до десяти базальтоидных потоков [2].

Отличительная черта вулканитов – их высокая дифференцированность. В них отмечены базальты, метабазальты, андезибазальты, мета-

¹⁶ Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАНУ, Львов, Украина

¹⁷ Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, Украина; zaggeol@franko.lviv.ua

долериты, трахиты и их туфы. Базальты калий-натровой сериальности, субщелочные, с высоким коэффициентом фракционирования, высокоглиноземистые, лейкократовые, реже мезократовые. В той же меланжевой толще, но на южных склонах горы Петрос и на полонине Рагнеску (Черногорский хребет, левый борт р. Черная Тисса) базальтоиды имеют существенно натриевую сериальность и по всем параметрам соответствуют породам энзиматических областей [1]. Кроме вулканитов в меланжевой толще установлены блоки светло-серых кремнистых известняков с фауной аммонитов альб-сеноманского возраста (?). Структурное положение меланжевой толщи контролируется Буркутским надвигом, плоскостью которого срезаются тектонические кластолиты разного состава, и относительно неглубоким залеганием фундамента, что достоверно установлено геофизическими методами.

Непосредственно к Мармарошскому массиву прилегает узкая прерывистая тектоническая чешуя, сложенная юрскими базальтами, кремнисто-известковыми породами и перекрывающими их терригенно-карбонатными отложениями каменнопотокской свиты (берриас – валанжин?). Образования чешуи сильно тектонизованы. Осадочные текстуры в них выражены нечетко.

Наиболее древними типично турбидитовыми отложениями являются породы карбонатного флиша раховской свиты (валанжин – баррем?), которые слагают тектонический покров, прослеживающийся на поверхности северо-восточнее Мармарошского массива. Отложения представлены чередованием преимущественно среднезернистых песчаных турбидитов с текстурами А. Боума *Tede, Tdcde, Tabcde* и гемипелагитов – темных аргиллитов, светлых пелитоморфных известняков. Верхняя часть раховской свиты выражена грубозернистыми (до гравийных) турбидитами с текстурами типа *Ta, Tab*.

Северо-восточнее выходит на поверхность тектонический покров, где нижнемеловые отложения представлены серым флишем белотиссенской и буркутской свит (баррем – альб). Первая из них сложена гемипелагитами (мергели, аргиллиты), контуридами (косослоистые алевролиты, песчаники), реже разнозернистыми турбидитами. Вторая – толстослоистыми песчаными турбидитами с текстурами типа *Ta, Tabc*.

Далее к северо-востоку развиты черные аргиллиты и песчаники шипотской свиты (баррем – альб), которые составляют наиболее древнее звено мощного флиша центральной части Украинских Карпат. Свита сложена в нижней части преимущественно гемипелагитами (аргиллитами), а в верхней – алевропесчанистыми турбидитами с текстурами типа *Tbcde, Tabcde*.

Нижнемеловые отложения спасской свиты (баррем – альб) характеризуют нижнюю часть флишевого разреза наиболее внешней северо-восточной области Украинских Карпат. Они представлены преимущественно гемипелагитами (темно-серые аргиллиты) с прослоями песчаных турбидитов с текстурами *Tcde, Tbcde, Tabcde*, а также линзами грейнитов (массивных псаммитов – отложений зерновых потоков).

Анализ условий осадконакопления и региональные геологические построения показывают, что юрские карбонатные гемипелагиты накапливались на (суб)океанской коре в условиях регионального растяжения. Карпатский флишевый бассейн с доминирующей турбидитной седиментацией начал развиваться с раннего мела и относится к типу остаточных бассейнов. Он образовался вследствие начала коллизионных событий и формирования покровных структур. Последние геоморфологически выражались так называемыми кордильерами и были главными источниками терригенного материала.

Литература

1. *Варичев О.С.* Петрологія мезозойских вулканітів Українських Карпат. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мін. наук. Київ, 1994. 21 с.
2. *Круглов С.С.* Новые данные о меловом вулканизме Восточных Карпат // ДАН СССР. 1961. Т. 140. № 1. С. 678–681.

Н.В. Голубова, Б.В. Талпа¹⁸

Модель осадкообразования в солеродных бассейнах на примере озера Соленого (Северо-Западный Кавказ)

Соляные озера – это уникальные природные объекты, привлекающие внимание многих ученых, поскольку представляют собой естественные геологические и экологические лаборатории.

Одним из таких объектов является озеро Соленое, расположенное на юго-западе Таманского полуострова. Расстояние от озера до берега Черного моря колеблется от 15 до 150 м, в зависимости от сезона. Ложе озера вытянуто с юго-востока на северо-запад, а само озеро имеет изменчивые контуры, которые подвержены колебаниям в зависимости от времени года. Берега озера с северной, восточной и западной сторон довольно крутые и возвышаются над водой на высоту от 2 до 5 м; с южной стороны озеро ограничивает песчаная коса высотой 0,8–1,5 м.

В озере Соленом одновременно с солями происходит накопление неорганических осадков, приносимых ветром, водными потоками, а также органических остатков – падающих на дно отмерших организмов, которые образуют органоминеральный ил – сапропель.

В озеро Соленое морская вода поступает через косы и пересыпи в осенне-зимний период. При повышенных температурах и постоянных ветрах в летний период происходит испарение воды из озера, увеличе-

¹⁸ Ростовский государственный университет, Ростов-на-Дону

ние концентрации рассолов, снижение объема рапы, сокращение площади озера и постепенное уменьшение глубины. Процесс осадкообразования здесь протекает неравномерно и зависит от изменения метеорологических условий, времени года. На него оказывают влияние два фактора: хемогенный и биогенный. Галогенез происходит в озере Соленом несогласно со степенью солености рапы, так как на определенном этапе вмешивается биологический фактор. Состояние среды осадконакопления зависит от условий жизнедеятельности бактерий и других организмов, которые развиваются при определенных рН и наличии в воде органического вещества, необходимого для их питания. При солености рапы 4–15 % происходит всплеск развития рачков *Artemia salina*, которые способны жить в огромном диапазоне солености – от 40 до 230 ‰. В 100 г рачков *Artemia* содержится: белков – 57,6 г, жиров – 18,1 г, углеводов – 5,2 г. В 100 г науплий *Artemia* находится: белков – 48 г, жиров – 15,3 г, углеводов – витамина В12 – 7,2 мкг на 1 г. Отмирая, эти рачки дают огромное количество органического материала, который аккумулируется в осадках.

В условиях замкнутого бассейна масса органического вещества, как продукт отмирания организмов, сохраняется на дне, образуя илы в осадке. При этом создаются анаэробные условия, благоприятные для жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий. В данном случае сульфаты морской воды восстанавливаются с образованием сероводорода, который вступает во взаимодействие с ионами металлов, образуя их сульфиды. Благоприятным условиям жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий соответствуют значения рН – 6,2–7,9 и Eh – 50 мВ. Такие условия в пределах озера Соленого в разные годы имеют место с конца мая до начала июля.

Этот процесс совпадает с этапом формирования глинистых илов, поэтому образуются специфические для озера Соленого органоминеральные илы по всей площади водоема. В связи с тем, что после их образования они консервируются перекрываемыми солями, не происходит их окисления, а осуществляется процесс накопления. Органоминеральные илы на 80 % состоят из глинистых минералов, представленных гидрослюдай и монтмориллонитом, с преобладанием последнего, о чем свидетельствуют результаты термического и спектрального анализов. В илах терригенная примесь алевритовой и пелитовой размерности составляет до 20 %. К минеральной части илов присоединяется органическое вещество, образующееся при разложении организмов *Artemia salina*, являющихся основным продуцентом, обладающим высокой биопродуктивностью и сорбционной способностью (выявлено среднее содержание элементов в вес. %: Na – 10,0; Mg – 5,8; Si – 8,8; Ca – 1,3; Mn – 0,019; Al – 0,93; Pb – 0,0016; Fe – 0,71; Ni – 0,001; Cr – 0,001; Ti – 0,568; Mo – 0,00353; V – 0,0037; Cu – 0,006; Sn – 0,00013; Co – 0,00012). Мощность органоминеральных илов увеличивается с юго-запада на северо-запад от 0,05–0,1 до 0,7–1,0 м. Средняя мощность составляет 0,45 м.

Таким образом, благодаря вмешательству биологического фактора в процесс осадконакопления, весь анион SO_4^{2-} из морской воды мобилизуется и в последствии осаждение сульфатов не происходит.

В конце июня – начале июля в результате дальнейшего испарения происходит насыщение рассола хлористым натрием, и при общей минерализации, приблизительно равной 270 г/л, начинается кристаллизация галита, который покрывает сплошным чехлом всю поверхность озера Соленого. С садкой галита наступает наиболее значительная по объему выделения солей стадия галогенеза, так как галит составляет 78 % от всех содержащихся в морской воде солей. Озерный галит кристаллизуется из рапы в кубической сингонии в форме кубов и имеет различные размеры – от долей миллиметра до нескольких сантиметров, мощность отложений составляет от 10–15 мм до 50–60 см. Максимальная мощность отмечена в северо-западной части озера. В течение года галит по мере изменения температуры или концентрации рапы легко переходит из твердой фазы обратно в растворенную форму. Такие этапы распреснения озера наблюдаются в период выпадения дождей. Это обстоятельство сказывается на структуре галитовых образований: наблюдается чередование слоев крупно- и мелкокристаллического галита, напоминающее слоистость.

Результаты гранулометрического анализа нерастворимой части соленосных отложений позволили установить, что псефитовый материал представлен редкими гравийными зёрнами окатанного и полуокатанного кварца и полуокатанными обломками раковин, зафиксированы остатки древесной растительности. В псаммитах, алевролитах и пелитах были выделены легкая и тяжелая фракции, в последней определялась магнитная составляющая. Минеральный состав выделенных фракций (за исключением псефитовой) не испытывает заметных вариаций.

Легкая фракция представлена кварцем, халцедоном, кальцитом, мацерированными древесными волокнами, углефицированными образованиями, чешуйками слюд, полевыми шпатами, остатками фауны. В тяжелой фракции определены ильменит, гидроокислы железа, гидроокислы марганца, агрегаты черного цвета, имеющие сложный состав, эпидот, гранат, турмалин, лейкоксен, рутил, ставролит, сфен, глауконит, дистен, фосфориты, целестин, графит, пирит, монацит, циркон. В магнитной фракции присутствуют магнетит, ильменит с микровключениями магнетита, кварц с включениями магнетита.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что в озере Соленом происходит накопление терригенных осадков, солей и органоминеральных илов. В связи с незначительными объемами использовать соляные породы в промышленных целях нецелесообразно. Наибольшее практическое значение имеют органоминеральные илы, являющиеся аналогом илов Мертвого моря, количество которых достаточно для организации бальнеологического курорта. Исследование динамики их ресурсов показало, что ежегодное возобновление этих образований составляет примерно 1000 тонн. Добыча органоминеральных илов в

Сезонные особенности распределения взвешенного материала и солености в барьерной зоне река–море Сорокской губы, Белое море

Взвесь является важным геохимическим и экологическим показателем состояния любой водной системы, в том числе и рек, т. к. здесь взвешенная форма является основной формой переноса вещества. Пониженное или, наоборот, повышенное содержание взвеси в водной среде имеет непосредственное влияние на экологическое равновесие акватории и скорости осадконакопления. Особое значение пограничной зоны река–море состоит в том, что именно здесь осаждается до 90 % взвешенного и порядка 40 % растворенного вещества, поступающего с речным стоком.

Целью работы является исследование и выявление особенностей количественного распределения осадочного вещества в Сорокской губе Белого моря по результатам двух рейсов в сентябре 2002 г. и июле 2005 г. на НИС “Эколог” Института водных проблем Севера КарНЦ РАН, где были проведены работы по мониторингу физических, химических и геологических процессов в Сорокской губе Белого моря, являющейся эстуарием реки Сорока.

При анализе наблюдений вся исследованная акватория была разделена на 3 зоны: морскую, приустьевую и переходную, характеризующиеся специфическим динамическим режимом, а также количественным содержанием взвеси.

Общие тенденции для обоих сезонов таковы: в целом можно говорить о том, что прослеживается снижение концентрации взвеси и увеличения солености по мере удаления от берега: в барьерной зоне взвесь коагулирует и активно осаждается, ее концентрация меняется соответственно: от 9,1 мг/л до 1,8 мг/л летом и от 5 мг/л до 1,8 мг/л осенью.

Морская зона (рисунок) характеризуется низкими концентрациями взвеси (1,8 мг/л), вследствие повышенного осаждения на барьере река–море, и нормальной соленостью вод для Белого моря (25,5 ‰). Что касается некоторых сезонных вариаций в этой зоне, то можно сказать, что

¹⁹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва; Goriounova_Natalia@rambler.ru

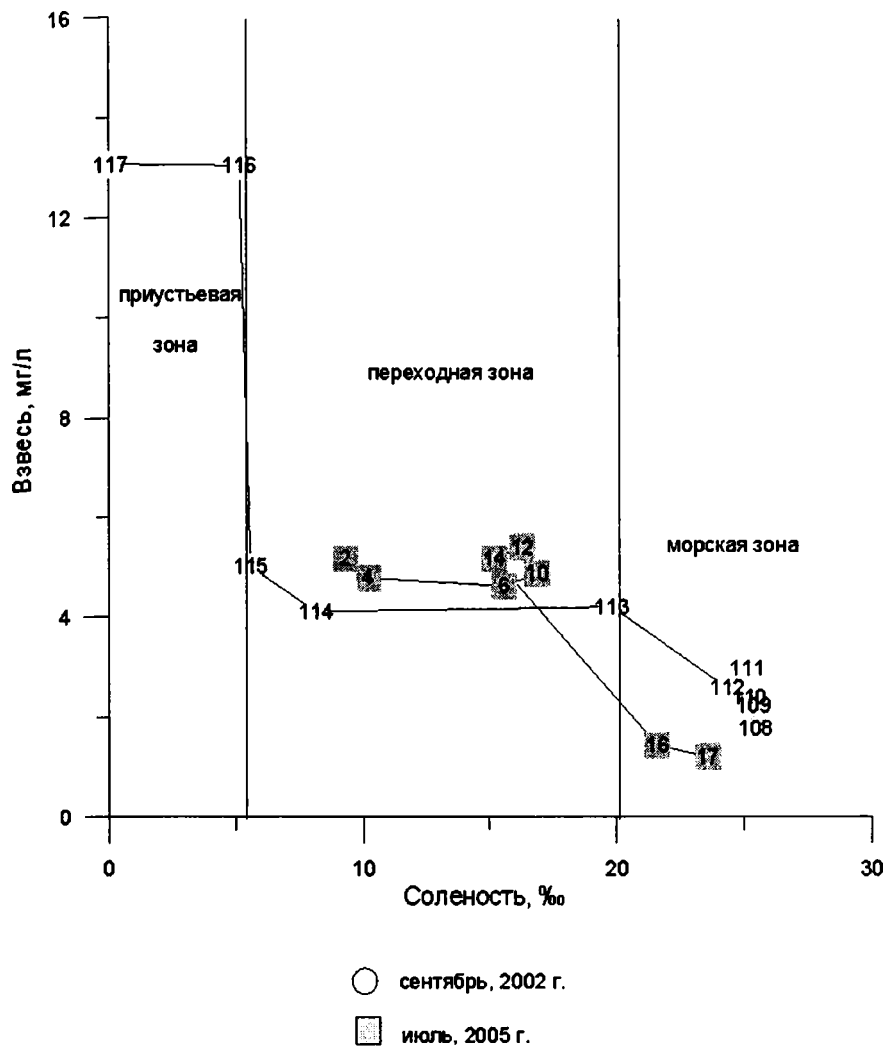


Рис. График распределения взвеси и солености в морской, приустьевой и переходной зонах исследуемой акватории

в июле концентрация взвешенных веществ ниже, в целом, в 2 раза, чем в первую половину осени. Это, прежде всего, объясняется тем, что осенний период характеризуется интенсивным сезоном дождей, приводящим к увеличению стока взвешенного вещества в морской бассейн.

Для переходной зоны свойственна неоднородность параметров, как солености (4–15 ‰), так и концентраций взвеси (5–2 мг/л), что связано, прежде всего, с активными гидродинамическими процессами в этом участке акватории. Для сентября характерна концентрация взвеси от 5 мг/л до 4 мг/л, а для июля – от 5 мг/л до 2 мг/л. Именно в этой зоне идет интенсивное перемешивание речных и морских вод, что связано с резкими перепадами солености (рисунок).

Для приустьевой зоны имеется только один ряд измерений, выполненный в 2002 году. Так, вблизи выхода из Беломорско-Балтийского канала, где отсутствует разбавление речных вод морскими и преобладает нормально речная обстановка, концентрация взвеси в поверхностном слое максимальна и составляет 13 мг/л, а соленость воды меняется от 0 ‰ до 5 ‰, в зависимости от воздействия приливно-отливных течений.

В результате исследований в Сорокской губе были выявлены сезонные особенности распределения взвешенного материала и солености в поверхностном слое (характеристики солености и содержание взвешенного вещества в поверхностном слое воды).

Автор благодарит экипаж НИС “Эколог” за помощь в экспедиции, чл.-корр. РАН Ю.С. Долотову, В.Н. Коваленко, В.П. Шевченко и А.Н. Новигатского за поддержку и корректировку.

Работа выполнена в рамках проекта “Система Белого моря” (руководитель – академик А.П. Лисицын), при финансовой поддержке РФФИ (грант № 03-05-64079), проекта 6 ФЦП “Мировой океан”, проекта 4.5 Программы фундаментальных исследований Президиума РАН, проекта “Наночастицы во внешних и внутренних сферах Земли” Отделения наук о Земле РАН и гранта поддержки ведущих научных школ № НШ-1940.2003.5.

О закономерности развития Атлантического и Западно-Сибирского осадочных бассейнов в начале раннего мела

Нашими работами (В.В. Еремеев, 1980, 1985, 1995) установлено, что в юре и начале раннего мела осадочный бассейн развивающегося бассейна Атлантики представлял область мелководья – заливов и лагун, мелководного моря, окаймлявшегося на востоке широким шельфом с конусами выноса крупных рек, поставлявших с окружающих континентов обильный терригенный растительный гумусовый материал, осаждавшийся преимущественно в периферических частях дельт, приведший к образованию в дальнейшем “черных сланцев”, являющихся потенциально газоносными. Во внешней части шельфа, переходящей в море, формировались “черные сланцы” с высоким содержанием сапропелевого материала, потенциально нефтеносные. Нами выделены семь крупных потенциально нефтегазоносных конусов выноса – Американский, Фолклендский, Бийский, Пиренейский, Марокканский, Капский и Ангольский. Фациальная среда создает основные условия для формирования скоплений гумусовой органики, являющейся газопотенциальной и сапропелевой – нефтепотенциальной, а также песчано-алевритовых отложений, играющих роль коллекторов и глинистых – играющих роль покрышек.

На основании литолого-фациального анализа нами показано, что Западно-Сибирский осадочный нефтегазоносный бассейн в конце позднелюрского – начале раннемелового времени представлял собой область развития дельтовой равнины, периодически заливаемой морем. Седиментация определялась выносом терригенного и гумусового материала с континента в шельфовую зону и локализацией его с последующим разносом. Формирование ачимовских отложений обусловлено сносом огромных масс обломочного материала с Сибирской платформы, при этом снос материала происходил как с востока на запад, так и с юга на север. Последнее определялось развитием грабенов-рифтов на сводовых поднятиях, охватывающих с юга Западно-Сибирскую синеклизу. При этом в определенные периоды создавались условия для формирования небольшой ширины шельфовой зоны, накопления наибольшего объема осадочного материала, максимальной обогащенности отложений гумусовой органикой.

Обилие гумусовой органики, поступающей с континента, определило формирование высокопродуктивных горизонтов газовых месторождений. При этом основную роль в седиментации играли дельты; дельтовые тела являлись клиноформными образованиями, носящими отчетливо

²⁰ Геологический институт РАН, Москва; mlk@ginras.ru

выраженный циклический характер. При этом по геологическим и сейсмическим данным установлена проградация ачимовских дельтовых комплексов вглубь Западно-Сибирского бассейна, и прослеживается общая регрессивная направленность процесса осадконакопления. Следует отметить, что между лопастями дельты, при некоторых перепадах глубин (первые десятки метров) формировались склоновые осадки с косою слоистостью, которые ряд исследователей принимают за турбидиты, что на наш взгляд является ошибочным, так как отсутствуют как диагностические признаки, так и условия их формирования – скорости потока до 100 км/час, для чего необходимы крутые склоны и каньоны, отсутствующие в Западно-Сибирском бассейне, глубины которого не доходили до ста метров.

Таким образом, на основании системного подхода, включающего литолого-фациальный анализ и изучение вещественного состава отложений, установлено сходство как в эволюции осадочных бассейнов Западно-Сибирского и Атлантического, так и в условиях нефтегазообразования.

Это показывает, что прогнозирование возможных скоплений нефти и газа, основанное на литолого-фациальном и минералого-петрографическом методах, применимо не только для платформ, таких как Западно-Сибирская, Туранская, Скифская, но и в пределах осадочного чехла Мирового океана.

В.В. Еремеев²¹

Терригенно-минеральные ассоциации песчаников ачимовской толщи Западной Сибири и их возможные источники питания

Обломочный материал песчано-алевритовых образований служит показателем развития областей сноса. Нами описан и проведен количественно-минералогический подсчет состава песчаников и крупных алевритов всех фациальных комплексов и интервалов разреза ачимовской толщи. При этом выявлены три главнейшие терригенно-минеральные ассоциации, прослежена их закономерная смена в разрезе и на площади, отражающая эволюцию бассейна седиментации и смену источников сноса. Для наименования ассоциаций нами взята классификация песчаных пород, разработанная литологами ГИН РАН (Граувакки, 1972). Выявлены ассоциации: кварц-полевошпатовых граувакк, граувакковых аркоз и собственно аркоз.

²¹ Геологический институт РАН, Москва; mlk@ginras.ru

1. Ассоциация кварц-полевошпатовых граувакк включает песчаники низов разреза ачимовской толщи, формировавшиеся в условиях подножий склонов внутренних поднятий. Для песчаного материала характерна плохая сортировка, слабая окатанность, неравномерное распределение примеси глинистого материала. Среди обломочного материала значительную роль играют обломки пород (их содержание доходит до 50 %) различной окатанности и представленные обломками кремнистых сланцев, слабо окатанными, иногда удлинёнными образованиями, сложенными разнородным веществом, обломками микрофелзита, изменённого серицитом, обломками вулканитов с неясной витрофиновой структурой, обломками песчаных пород, в том числе углистых сланцев характерной удлинённой формы.

Кварц составляет до 40 %, представлен различными разновидностями: изометричными монокристалльными зёрнами водно-прозрачного кварца, в ряде случаев обладающими реликтами кристаллографической огранки в виде комбинаций двух ромбоздров, придающих зёрнам специфический бипирамидальный габитус, удлинёнными зёрнами, а также окатанными и полукатанными. Полевые шпаты составляют до 50 %, представлены преимущественно таблитчатыми зёрнами кислых плагиоклазов (от № 8 до № 20) и небольшим количеством калиевых полевых шпатов, преимущественно микроклинов. Обломки слюдястых минералов превышают 10 % и представлены, главным образом, изменённым биотитом. Акцессорные минералы представлены титаносодержащими и рудными – магнетитом и ильменитом, редко встречаются зёрна граната и ставролита.

Глинистая составляющая песчаников сложена хлоритом, иллитом и смешаннослойными образованиями. Помимо глинистых минералов в цементе песчаников присутствуют кальцит, анкерит и сидерит. Источниками материала кварц-полевошпатовых граувакк явились комплексы осадочных, метаморфических и вулканогенных (кислых эффузивов) образований додевонского возраста Западной Сибири.

2. Ассоциация граувакковых аркоз свойственна песчаникам аккумулятивных форм, междельтовых пространств. Песчаники отличаются хорошей сортировкой, высокой степенью окатанности материала и незначительной примесью глинистого материала.

Содержание обломков пород колеблется в пределах 10–25 %, при этом среди обломков присутствуют зёрна метаморфических пород и изверженных пород кислого и среднего состава, хорошо окатанные.

Кварц содержится в пределах 30–50 % и представлен удлинёнными зёрнами метаморфогенного кварца, в меньшем количестве присутствуют кварц дипирамидального габитуса, производный вулканитов и осадочный.

Полевые шпаты составляют от 30 до 60 %. Большинство зёрен отвечает кислым плагиоклазам, при этом доминируют обломки альбита и кислого олигоклаза. Калиевые полевые шпаты представлены преимущественно микроклинами. Обломки слюд составляют 5–10 % и представлены удлинёнными зёрнами биотита и мусковита.

В составе акцессорных минералов присутствуют титаносодержащие минералы, гранат, ставролит, магнетит. Глинистая составляющая песчаников сложена каолинитом, хлоритом, в меньшей мере иллитом. Карбонатные минералы кальцит и сидерит встречаются редко. Следует отметить, что содержание глинистой составляющей в рассмотренных песчаниках по сравнению с вышеописанными незначительно.

Источником материала граувакковых аркоз явились отложения девона западной оконечности Западно-Сибирской низменности.

3. Ассоциация собственно аркозовых песчаников охватывает преимущественно средний и верхний интервалы ачимовской толщи, формировавшиеся в условиях дельты. Песчаный материал характеризуется средней сортировкой, средней окатанностью, неравномерной примесью глинистого и гумусового органического материала.

Содержание обломков пород составляет до 10 %. Это преимущественно обломки гранитов и гнейсов, представляющие собой кварц-полевошпатовые агрегаты, преимущественно включения кварца в микроклине и плагиоклаза в кварце. Обломки угловатые и слабоокатанные. Кварц составляет от 30 до 50 %, при этом преобладает кварц гранитов в виде изометричных зерен с включениями циркона либо полевого шпата. В подчиненном количестве присутствует удлиненный кварц метаморфических пород. Полевые шпаты составляют от 25 до 75 %, при этом преобладают калиевые полевые шпаты. Среди последних преобладает микроклин, представленный изометричными зернами, слабо пелитизированными, часто с включениями полевых шпатов. Плагиоклазы представлены кислыми разностями до № 20, различно измененными. В количестве до 10–12 % присутствуют биотит и мусковит. В составе акцессорных минералов присутствуют циркон, апатит, магнетит.

Глинистая составляющая сложена преимущественно иллитом, vyplняющим поровые пространства.

Источником материала собственно аркоз явились преимущественно комплексы гранито-гнейсов.

Таким образом, наблюдается четкая эволюция состава песчаников ачимовской толщи – от кварц-полевошпатовых граувакк низов разреза к граувакковым аркозам средней части и собственно аркозам верхов разреза. Происходит закономерное увеличение аркозовости и постоянное смещение от центра треугольной диаграммы состава вверх и вправо, что говорит о нараставшем со временем вовлечении в разрыв магматических и метаморфических комплексов, среди которых присутствовали, и возможно преобладали, гранитоиды. Это связано с раннемеловой волной тектонической активности, распространявшейся от окраин вглубь континентов, в результате чего происходили поднятия удаленных зон, сложенных комплексами гранито-гнейсов. Активный тектонический режим областей сноса, их расчлененный рельеф определили полимиктовость песчаников.

Опыт реконструирования обстановок субаэрального осадконакопления в Новосибирском Приобье с использованием петромагнитных данных (палеоклиматический аспект)

Субаэральные четвертичные отложения Новосибирского Приобья, среди которых широко распространены лессово-почвенные циклиты, хранят важную информацию об обстановках осадконакопления и климатических изменениях в геологическом прошлом [1]. Как и во всем мире, для выполнения палеогеографических реконструкций, наряду с палеонтологическими, палинологическими, геохимическими и др. данными, успешно привлекаются магнитные характеристики отложений, чутко реагирующие на изменение условий осадконакопления [1–3]. Данная работа посвящена комплексному изучению лессово-почвенных отложений в зоне перехода от Приобской увалистой равнины к Салаирскому кряжу литологическим и петромагнитным методами на примере разреза в п. Кольцово.

В разрезе Кольцово были выделены следующие основные литогенетические типы отложений (рисунок): а) *золотые наваянные отложения* – лессовидные супеси, суглинки палевые, светло-коричневые, серые неслоистые, пористые; местами полосчатые; б) *делювиальные отложения* – переслаивание грубо- и мелкозернистых разностей песков и супесей; в) *педокомплексы* (ПК) – горизонты ископаемых почв, представленные гумусовыми и иллювиальными горизонтами. Согласно общепризнанной палеоклиматической модели, лессонакопление происходило в сухие и холодные периоды оледенений, педокомплексы формировались в теплые и влажные периоды потеплений [2]. Поскольку седиментация происходила на территории развитой овражно-балочной сети, то неизменные лессовидные суглинки имеют малую мощность и значительная часть отложений представлена склоновым комплексом. Из трех педокомплексов наиболее развитым и мощным является нижний ПК, состоящий из 3-х гумусовых и 3-х иллювиальных горизонтов (10,3–11,6 м). Внутренняя структура его является ненарушенной. Верхний ПК (глуб. 2–4,3 м), в отличие от нижнего, состоит из нескольких растасканных гумусовых горизонтов небольшой мощности (до нескольких сантиметров), не выдержанных по латерали. Отложения преобразованы процессами солифлюкции и криогенеза в условиях повышенной влажности, а наличие склона способствует перетолжению и дифференциации материала, что обуславливает слоистость толщи. Здесь же встречены прослой (1–3 см) гумусированного материала (7,3–7,8 м).

²² Институт геологии СО РАН

²³ ГИС-центр, ОИГГМ СО РАН

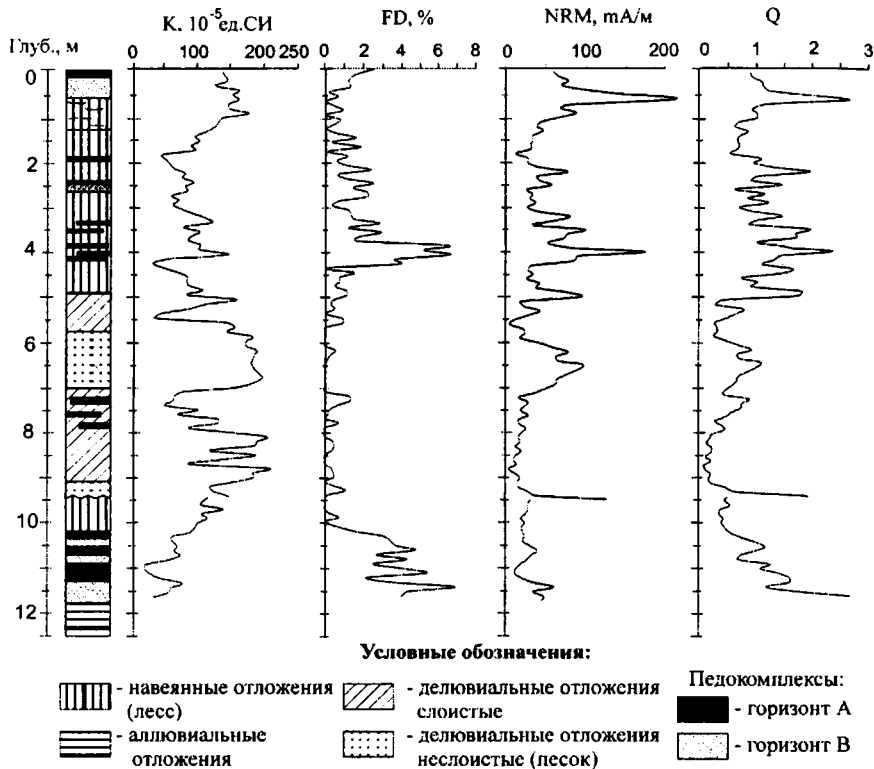


Рис. Петромагнитные характеристики субазальных отложений разреза Кольцово

Петромагнитные исследования проводились по образцам, взятым равномерно по разрезу через 10 см. По всем образцам (124 обр.) измерены первичные магнитные характеристики – магнитная восприимчивость (K), частотно-зависимая магнитная восприимчивость (FD), естественная остаточная намагниченность (NRM) и рассчитан фактор Q (отношение величины NRM к величине индуктивной намагниченности).

В целом, отложения характеризуются большой изменчивостью магнитных свойств (см. рисунок). Магнитная восприимчивость варьирует от 20 до $205 \cdot 10^{-5}$ СИ, NRM колеблется от 3 до 210 мА/м. Эти два параметра изменяются почти синхронно (коэффициент корреляции $R=0,68$), вероятно, их изменения связаны с вариациями концентрации магнитных минералов. Горизонты лессовидных пород и большая часть делювия характеризуются высокими значениями K, низкими значениями FD (<2 %) и Q (<1). Педокомплексы, наоборот, слабомагнитны, с небольшими зна-

чениями К (за исключением сильно перемешанного материала в верхней части разреза), но с высокими FD (до 7 %) и повышенными Q (до 2,7 – в нижнем ПК). Поведение Q определяется поведением NRM ($R=0,84$), с наибольшей изменчивостью в литологически неоднородной, сильно измененной солифлюкцией и склоновыми процессами толще с 2 до 5 м. (см. рисунок). Такое распределение магнитных характеристик по литогенетическим типам отложений свидетельствует о низком содержании сильномагнитных минералов в ПК, о химическом постседиментационном преобразовании вещества педокомплексов: возможной трансформации сильномагнитных минералов в слабомагнитные и новообразования аутигенных магнитных минералов в результате педогенеза. Поскольку К и FD связаны между собой обратной зависимостью ($R=-0,4$ при $N=124$ является значимым), то увеличение FD происходит за счет новообразования слабомагнитных минералов, а не сильномагнитных магнетита или маггемита. Напротив, небольшие прослои неизмененных лессовидных суглинков характеризуются более высоким содержанием магнитных минералов, отсутствием химических преобразований (химического выветривания) и аутигенных магнитных минералов. Установленные закономерности изменения магнитных свойств подтверждают ранее обнаруженные особенности магнетизма лессово-почвенных и делювиальных отложений субэаральной четвертичной толщи Новосибирского Приобья [1, 3].

Выводы:

1) Изучение геологического строения и литологических характеристик разреза Кольцово позволило выделить основные фациально-генетические разновидности отложений: а) эоловые наваянные отложения; б) делювиальные отложения; в) педокомплексы.

2) На формирование и преобразование субэаральных отложений в разрезе Кольцово оказывали влияние как изменения климата, так и особенности ландшафта.

3) Магнитные характеристики в разрезе Кольцово, так же как и в других разрезах Новосибирского Приобья, тесно связаны с литогенетическими типами отложений, что позволяет в дальнейшем использовать выявленные закономерности их изменения для реконструкции обстановок осадконакопления, постгенетических преобразований отложений и палеоклимата.

Литература

1. Жданова А.И. Значение петромагнитных исследований для изучения геологического строения четвертичных отложений опорного разреза “Огурцово” (Новосибирское Приобье) / Материалы международного семинара “Палеомагнетизм и магнетизм горных пород”. Изд-во Казанского университета, 2004. С. 295–300.

2. Evans M.E., Heller F. Magnetism of loess/palaeosol sequences: recent developments // *Earth-Science Reviews*. 2001. N 54. P. 129–144.

Седиментационные стратиграфические перерывы в пограничных отложениях нижнего и среднего ордовика северо-запада Русской плиты

Конденсированные разрезы нижнего – среднего ордовика Балтийско-Ладожского глинта изобилуют стратиграфическими перерывами различного типа [1]. Наиболее разнообразны перерывы различных обстановок ненакопления, представленные твердым дном (ТД) различной стадии “зрелости” и мягким дном (МД). С этими же условиями связано образование автохтонного глауконита и гетит-гидрогетитовых микроконкреций.

ТД наиболее характерно для волховского и кундаского горизонтов и выражено относительно маломощными (обычно 5–10 см) горизонтами разной степени зрелости. В отдельных пластах известняка можно насчитать до 6–7 и более генераций ТД. В разрезе горизонты и поверхности ТД, как правило, подчеркнуты интенсивной ржаво-бурой, красноватой, зеленой или темно-серой окраской за счет импрегнации гидроокислами Fe^{3+} , инкрустации глауконитом или фосфатизации соответственно. ТД зрелой стадии [1] представлено бугристыми и выровненными поверхностями, часто – нескольких генераций, в некоторых случаях с “псевдогальками” – эрозионными останцами разрушенного ТД, либо полностью выровненными. Незрелые ТД обычно имеют вид в разной степени выровненных поверхностей, иссверленных камнеточками.

Протяженность большинства ТД одной генерации составляет сотни метров – километры, однако некоторые ТД прослеживаются на расстоянии в несколько сот километров с юго-запада на северо-восток вдоль глинта и являются региональными стратиграфическими реперами. Степень выраженности, морфология и гиатус этих ТД меняется с углублением бассейна, в этом случае отмечается увеличение степени “зрелости” ТД в северо-западном направлении одновременно с изменением его морфологии и типа импрегнации от “лимонитовой” до фосфатной. В данном случае мы наблюдаем непрерывную фациальную последова-

²⁴ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва; alzaitsev@rambler.ru, barabosh@geol.msu.ru

тельность ТД, демонстрирующую смену условий его образования. Фосфатизация, инкрустация глауконитом и импрегнация окислами железа являются вторичными процессами, имевшими место после перекрытия ТД осадком. По всей видимости, слой осадка в прибрежных районах был мощнее и содержал больше органического вещества, в результате преобразований которого в осадке возникали слабовосстановительные условия, благоприятные для роста сульфидов железа, глауконита и фосфатизации. В более удаленных от берега разрезах мощность осадка и количество органики уменьшались, поэтому там преобладали процессы окисления, приводившие к появлению охристых окрасок ТД, а в случае продолжительного ненакопления – к росту гетит-гидрогетитовых микроконкреций.

Для верхней части волховского, и особенно кундаского, горизонта характерно широкое распространение МД с норами *Thalassinoides* и *Bergaueria*. Следы биотурбации обычно подчеркнуты розоватой, желтоватой или вишнево-бурой окраской, а в некоторых случаях – инкрустированы или заполнены глауконитом или гетит-гидрогетитовыми микроконкрециями. МД приурочено к глинистым породам с низким содержанием карбоната и характеризует обстановки замедленной седиментации (или ее кратковременной остановки) в удаленных от берега частях бассейна и заселения верхней части осадка роющими организмами. Очевидно, что большинство МД формировалось очень быстро (годы). Нельзя исключить, что это могло быть связано с моментами перекрытия ТД осадками и инкрустацией их глауконитом и фосфоритами.

Несмотря на хорошую изученность ордовикских отложений Балтийско-Ладожского глинта, оценка гиатусов, связанных даже с наиболее крупными перерывами, встречает значительные затруднения. Это обусловлено сильной конденсацией изученных разрезов, отсутствием абсолютных датировок и провинциализмом фауны. При этом мы вынуждены принять ряд допущений: (1) изохронность границ биостратиграфических зон; (2) их одинаковую продолжительность; (3) примерно равную степень диагенетических и постдиагенетических преобразований.

На востоке своего развития волховский, кундаский и азериский горизонты имеют мощность 6,4, 14,5, 8,8 м, уменьшаясь на западе до 0,95, 1,0 и 0,15 м соответственно. Продолжительность времени накопления этих отложений по оценкам составляет 6,8 млн лет, 4 млн лет и около 1 млн лет соответственно. Учитывая вышеизложенные допущения, мы получаем, что сумма всех гиатусов (вне зависимости от происхождения) для волховского времени составляет 85 % (~5,8 млн лет); для кундаского – 93 % (~3,7 млн лет); для азериского – 98 % (~980 тыс. лет). Наиболее продолжительными, поддающимися приблизительному исчислению, оказываются гиатусы для высокозрелых ТД, связанных с границами секвенций, которые вычисляются исходя из продолжительности горизонтов и стратиграфической корреляции. В соответствии с этим, максимальный гиатус ТД в кровле “бутка” составляет около 2,5 млн лет в эс-

тонких разрезах, уменьшаясь почти до нуля в разрезах Ладожского глинта. ТД в основании кундаского горизонта соответствует гиатус почти в 3 млн лет на западе, значительно уменьшаясь на востоке, где точную оценку дать невозможно. Гиатус ТД в кровле кундаского горизонта в разрезах Эстонии оценивается примерно в 1,5 млн лет; он также уменьшается в восточном направлении. В большинстве случаев гиатусы конкретных перерывов вычислить не удастся, хотя суммарные гиатусы для изученных стратиграфических интервалов значительны и варьируют от 1 до 6 млн лет, что характерно для конденсированных разрезов. Естественно, что величина таких гиатусов увеличивается к краевым частям бассейна.

Исключение составляет ТД в основании волховского горизонта, для которого можно оценить гиатус благодаря нахождению в биогенных постройках (“геккерových горбах”) на этом уровне конодонтовой зоны *V. triangularis*. В разрезе “Путиловского горба” мощность этой зоны составляет около 1 м [3], а в “нормальном” разрезе соответствующий интервал не превышает 15 см. Отсюда мы можем оценить величину гиатуса, который соответствует 85 % продолжительности зоны, т. е. – около 1 млн лет. Получившееся значение в целом соответствует предполагаемым скоростям формирования глауконита, инкрустирующего эту поверхность ТД [2].

Широкое развитие разнообразных седиментационных и раннедиагенетических перерывов может быть связано с особенностями динамики бассейна, – преобладанием волновых процессов, возможно, при участии приливно-отливных течений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 04-05-64503, 04-05-64420, 04-05-64424) и “Научные школы” (НШ-326.2003.5).

Литература

1. Барабошкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки: Метод. рекомендации. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 163 с.
2. Дронов А.В., Корень Т.Н., Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю. Методика событийной стратиграфии в обосновании корреляции региональных стратонамов на примере нижнего ордовика Северо-Запада России. (Мин-во природн. ресурсов РФ, ВСЕГЕИ.) СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 88 с.
3. Толмачева Т.Ю., Федоров П.В. Особенности распределения конодонтов в отложениях центрального “геккерова горба” карьера Путилово / Стратиграфические и фациальные методы изучения фанерозоя. 2002. С. 38–42.

Хроностратиграфическая схема карбонатных и кремнистых минерагенических стратонов верхнего мела – палеоцена Среднего и Нижнего Поволжья

Кремнистые и карбонатные породы являются широко распространенными неметаллическими полезными ископаемыми в Среднем и Нижнем Поволжье. Одним из ведущих факторов, контролирующих их размещение, является стратиграфический. В связи с изменениями Общей стратиграфической шкалы [2], связанными с увязкой нижних границ ярусов со шкалой физического времени, мы попытались представить хроностратиграфическую схему карбонатных и кремнистых стратонов верхнего мела – палеоцена Среднего и Нижнего Поволжья.

Корреляция нижней границы маастрихта с ОСШ осуществляется по основанию обратнополярного хрона С31, а руководящим корреляционным биособытием при проведении кампан-маастрихтской границы в бореальной области выбрано первое появление *Belemnella lanceolata* [2]. С ОСШ увязана зональная нанопланктонная шкала, разработанная Perch-Nielsen (1985). Расчленение разрезов, проведенное на основе последней, показывает, что в Среднем Поволжье маастрихтский ярус представлен в основном нередацированной последовательностью нанопланктонных зон (рисунок). Терминальные слои маастрихта отчетливо трассируются и фаунистическим горизонтом, залегающим в приграничном с палеоценом (1–5 м ниже кровли маастрихта) слое и состоящем из скоплений морских ежей, бакулитов, пелеципод, белемнитов, мшанок, другой макрофауны, прослеженной нами в карьерах Атяшевского, Атемарского (Мордовская республика), Забалуевского, Большеключищенского, Шиловского, Сенгилеевского (Ульяновская область), Краснооктябрьского (Саратовская область) месторождений мела.

Рубеж мела и палеогена зафиксирован МКС “золотым гвоздем” в 65,5 млн лет назад, когда произошла смена режимов осадконакопления – с карбонатного на кремнистый. Мощные (более 60 м) толщи кремнистых пород накапливались в Среднем и Нижнем Поволжье с датского по танетский века в течение без малого 10 млн лет.

Нижнюю границу палеоцена МКС рекомендует проводить по основанию обратнополярной субзоны хрона С29 (см. рисунок). Корреляция ярусных границ палеоцена – дания, зеландия и танета с ОСШ может осуществляться на основе зонального расчленения по известковому нанопланктону (шкала Martini, 1977). Согласно последней, к данию отнесены нанопланктонные зоны NP1 – нижняя часть зоны NP4, к зеландию – верхняя часть зоны NP4 – NP5, к танету – зоны NP6 – NP9. Однако в

²⁵ ФГУП “ЦНИИгеолнеруд”, Казань; info@geolnerud.ru

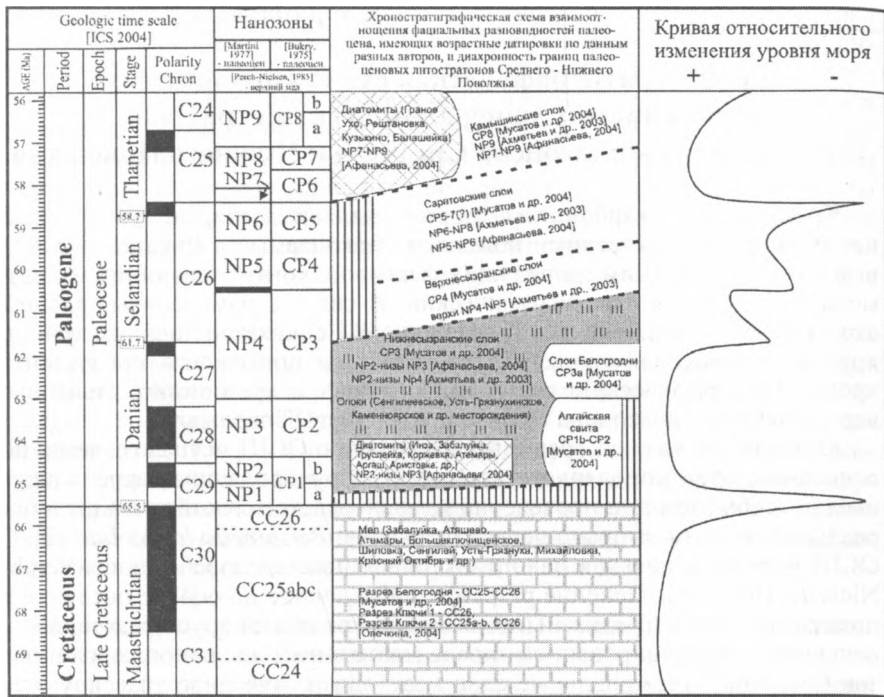


Рис. Хроностратиграфическая схема маастрихта – танета Нижнего и Среднего Поволжья в сопоставлении со Шкалой геологического времени по [2]

МКС дискутируется вопрос о смещении даний-зеландской границы в основание зоны NP5 [2]. Независимо от того, на каком уровне будет окончательно утверждена граница дания – зеландия, сейчас можно с уверенностью констатировать, что диатомиты нижнесарыранской свиты Среднего и Нижнего Поволжья имеют датский возраст, а опoki – даний-раннезеландский возраст.

Руководящие зоны нанопланктона коррелируют с зонами по диатомеям, практически нацело слагающим такое высоколиквидное и инвестиционно привлекательное сырье как диатомиты. Зональное расчленение разрезов палеоценовых диатомитов, вскрытых в карьерах действующих месторождений и в обнажениях месторождений нераспределенного фонда недр, позволяет выделить две разновозрастные группы. Диатомиты Забалуйского, Инзенского, Аргашского, Аристовского (Ульяновская область), Ахматовского (Пензенская область), Атемарского (Республика Мордовия) и др. месторождений соотносятся с зонами NP2 – NP3 [1], т. е. принадлежит к датскому ярусу. Опoki, подстилающие диатомиты, редко содержат органические остатки, поэтому их стратиграфическая приуроченность зачастую определяется по соотношению с

диатомитами и слоями, содержащими карбонатный нанопланктон. Очевидно, что данные опоки залегают не выше зоны NP2, т. е. относятся к нижнедатским отложениям.

В разрезах диатомитов Сенгилеевского (гора “Граное ухо”) (Ульяновская область), Балашейского (Самарская область) месторождений выделены диатомовые зоны, коррелирующиеся с нанопланктонными зонами NP6 – NP8 и NP9 [1], что свидетельствует о значительно более молодом (не менее чем на 3 млн лет) – танетском возрасте данных диатомитовых образований.

Подведение хроностратиграфического базиса под минерагенический анализ верхнемеловых карбонатных и палеоценовых кремнистых пород Среднего и Нижнего Поволжья, в отличие от традиционного свитного (=литологического) подхода, позволяет сделать вывод о скользящем возрасте нижних границ литостратонов, традиционно выделяющихся на данной территории (см. рисунок). На основе хроностратиграфической схемы взаимоотношения фациальных разновидностей верхнего мела – палеоцена реконструирован характер эвстатических колебаний в маастрихте – танете. Особенностью кривой является гораздо более плавное повышение уровня моря по сравнению с его спадом, что, по-видимому, и обусловило ярко выраженное омоложение границ литостратонов и – как исключительный случай – возможное возрастное совпадение нижней и верхней границы верхнесызранских слоев.

Литература

1. Афанасьева Н.И. Стратиграфия палеоценовых отложений Среднего Поволжья по диатомеям и силикофлагеллятам / Вопросы стратиграфии Поволжья и Прикаспия. Сб. науч. трудов. Под ред. А.В. Иванова, В.А. Мусатова. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2004. С. 222–226.

2. Gradstein F.M., Ogg J.G. et al. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, 2004. 589 p.

В.Г. Изотов²⁶

Литолого-секвенционный анализ формирования основных коллекторских горизонтов девона Волго-Уральской НГП

Волго-Уральская нефтегазоносная провинция является крупнейшей в Европе по резервам углеводородного сырья, основные нефтеносные горизонты которой связаны с комплексом девонских отложений. Особен-

²⁶ Казанский государственный университет, кафедра полезных ископаемых, Казань; vgisotov@yandex.ru

ности палеогеографии и условия седиментации осадков обусловили специфические особенности нефтеносных горизонтов, определивших их высокие коллекторские свойства, выдержанность и распространение по площади, что явилось основой для формирования крупнейшего в Европе Ромашкинского месторождения нефти [1, 2].

Характерные особенности Волго-Уральского региона в первую очередь определяются его геодинамической спецификой развития и связаны с основными чертами геологической эволюции основного структуроформирующего комплекса территории – Южно-Татарский свод и его палеорифтовое обрамление. Это выражается в том, что после длительного перерыва в пределах Татарского свода и окаймляющих его структур, в среднедевонское время началось типичное платформенное осадконакопление, сменившее рифтовое. В это время Южно-Татарский свод представлял плоскую осциллирующую структуру, в пределах которой осуществлялась циклическое осадконакопление, что выразилось в регионально выраженном ритмичном строении живетских и франско-фаменских отложений. Проведенные исследования свидетельствуют, что хорошо отсортированный дифференцированный обломочный материал поступал с западных палеоконтинентов. Особенности строения девонских отложений позволяют привязать известные региональные нефтеносные горизонты $D_V - D_0$ к определенным элементам литологических секвенционных циклов, обусловленных режимом тектоноэвстатического колебания уровня девонского бассейна. На фоне установленной цикличности, отражающейся в периодической смене различных типов терригенных осадков, наблюдается постепенный переход от клиноформенного режима осадконакопления к фондоформенному, что связано в первую очередь с консолидацией Южно-Татарского свода в единую геодинамическую систему плитообразного строения.

Первый секвенционно-литологический цикл характеризует Татарский свод как регион клиноформенного осадконакопления франского времени. С его трансгрессивным системным трактом связаны песчано-гравелитовые образования первого нефтеносного горизонта D_V . Второй цикл также связан с режимом типичного клиноформенного осадконакопления, в пределах которого выделяются песчаниковые горизонты $D_{IV} - D_{III}$, характеризующие соответственно трансгрессивный и регрессивный тракты единого секвенционно-литологического цикла, стратиграфически объединяющие воробьевский и ардатовский горизонты живетских отложений. Следующий цикл осадконакопления характеризует муллинский горизонт, в ходе формирования которого трансгрессивный тракт выражен локально – горизонт D_{II} . В этот период продолжалось формирование клиноформенных образований с преимущественным развитием шельфовых песчано-глинистых отложений, отвечающих седиментационному тракту высокого уровня живетского бассейна, в конце муллинского времени сменившимися осадками регрессивного тракта. Наиболее полно выдержанным секвенционно-литологическим циклом в пределах

Южно-Татарского свода являются образования, связанные с началом франского времени – пашийский комплекс. в пределах которого локализован известный горизонт D₁, являющийся основным нефтеносным горизонтом Ромашкинского месторождения. Формирование этого горизонта связано с региональным повышением эвстатического уровня бассейна, что способствовало широкому развитию песчаных литологических хорошо сортированных и дифференцированных образований, сформированных в условиях обширного шельфа в пределах территории Южно-Татарского свода. Эти образования сменяются отложением относительно глубоководных фондоформенных осадков, соответствующих высокому уровню бассейна, сформировавшимися региональный флюидоупор, обеспечивающий высокую сохранность нефтяного резервуара. Заключительный терригенный литолого-стратиграфический цикл характеризует отложения тиманского (кыновского) времени и связан с фондоформенными образованиями, несущими железо-оолитовые и фосфатные комплексы с развитием уплощенных тонкозернисто-песчаных линз, формирующих горизонт D₀. Преобладающими для этого горизонта также являются осадки высокого эвстатического уровня бассейна, формирующие надежный регионально выдержанный флюидоупор (кыновские глины). Со второй половины тиманского времени в пределах Волго-Уральской провинции устанавливаются стабильные фондоформенные условия осадконакопления, характеризующиеся развитием карбонатных и карбонатно-глинистых образований доманикового типа, переходящих в карбонатные комплексы биогермных построек. Проведенный анализ позволяет детализировать условия седиментации осадков девонских отложений Волго-Уральской провинции, проследить особенности их пространственного развития с позиций секвенс-стратиграфии и провести обоснованный прогноз распространения и взаимоотношения зон традиционных и нетрадиционных коллекторов углеводородов этого важнейшего нефтеносного региона.

Литература

1. *Муслимов Р.Х., Шавалиев А.М.* Геология, разработка и эксплуатация Ромашкинского нефтяного месторождения. Т. I. М.: ВНИИОЭНГ, 1995. 490 с.
2. *Абдулмазитов Р.Д., Баймухаметов К.С. и др.* Геология и разработка крупнейших и уникальных нефтяных и нефтегазовых месторождений России. Т. I. М.: ВНИИОЭНГ, 1996. 280 с.

Генетическая классификация первичных карбонатных пород

Большинство классификаций карбонатных пород построено на тех же принципах, что и классификации терригенных и аквагенных. Карбонатные породы не являются типично осадочными породами. В подавляющем числе случаев это результат жизнедеятельности организмов. Организмы не только прямо воздействуют на субстрат, нарушая первичное распределение осадка, разрушая его и переводя продукты дезинтеграции в водную среду, они создают скелетные образования, которые, возвышаясь над дном, задерживают осадконасыщенные течения и потоки, таким образом, опосредованно влияя на образование осадка. Высокая геохимическая подвижность карбонатного материала, его легкая растворимость, перекристаллизация, трансформация минералов, крайняя неустойчивость последних в процессах диагенеза – катагенеза затрудняют диагностику первичных структур, текстур и состава первичных компонентов на момент их преобразования а породу. На этом основании следует в карбонатолитах выделять первичные и вторичные породы. Предлагаемая генетическая классификация первичных карбонатных пород развивает современные представления зарубежных классификаторов, имеющих богатейший опыт (с 1903 г.) в типизации структур карбонатных образований. В отличие от последних настоящая схема классификации дополнена новыми классами структур, установлением отрядов механокластитов и биотурбилитов, характеристиками биогенных текстур (таблица) и типизацией матрикса карбонатных пород. Она базируется на следующих принципах:

1. Схема основана не на структурно-вещественном составе, а на текстурно-структурном, компонентом каркасе первичной карбонатной массы.

2. Биоседиментология, как наука, изучающая роль организмов в образовании пород и их воздействии на субстрат, – это главная идеологическая база классификации.

3. Классификация охватывает только первичные, а не преобразованные карбонатные породы кальцит-арагонитового ряда.

4. Схема составлена на базе обширных знаний палеонтологии породообразующих организмов, их секреторной деятельности, геометрии и стереометрии скелетообразования.

5. Настоящая классификация базируется на системе биогенных структур Р. Данхэма (1962), А. Эмбри и Дж. Кловена (1971), которая яв-

²⁷ ООО Научно-исследовательский центр "СИБГЕОНАФТ", Новосибирск;
sibgeonast@mail.ru

Генетическая классификация первичных карбонатных пород

Таблица

Биогенные структуры	Тип	Автохтонный						Аллохтонный																			
	Отряд	Биолиты (зоо-фитолиты)				Биотурбилиты		Глобиолиты		Биокластиты		Механокластиты															
	Группа	каркасные				суб-каркасные	суб-каркасные	кар-каркасные	некар-каркасные	кар-каркасные	некар-каркасные	некаркасные															
	Класс	Фрейм стоун	Лайтстоун	Бафлстоун	Байддстоун	Инфлау-стоун	Халитинные	Системные	Класто-гермные	Грейп-стоун	Грейп-пакстоун	Руд-флау-стоун		Вак-мад-стоун	Турбидитные												
	Род	← Фултит		Афултит →																							
	Вид	Массивно-однородные, изометрические сферовые, грибовидные, т.п.		Кубовые, сферовые, моностворчатые, т.д.		Ветвистые, кустистые, цилиндрические, латениморфные, одиночные		Корковые, пленочные, пластовые, ламеллярные		Скелетные фрагментарные		Эроклинные		Вихревые	Формондные	Азидные	Эрокластовые	Глобидно-агрегатные	Глобидные несвязные	Интракластовые	Осколочные	Обломочные	Шламовые	Кальцирудиты	Кальмарениты	Кальцисиптиты	Кальцилотиты
Основа (матрикс)	Тип	заполнитель каркаса (интерстиций)						основная масса																			
	Структура	Илистая		Тонкокластическая				Илистая		Тонко-кластическая		Илистая		Скелетно-кластическая		Спаритовая		Микритовая		Илистая		Спарит-кластическая		Мелко-тонко-кластическая		Илистая	
Текстуры	Массивно-однородные, биогермные, иловатные, биоритмитные, биостромные, калиптровые						Эроклинные, эрокластовые, эрогермные		Массивно-неоднородные		Пластовая		Клинокластовые		Слоистые, градационные, флюидальные, клинокластовые, кластические, гравитационные												
Типы пород	Биоаккумулятивные						Субгравитационные				Гравитационные																
	Биогенные (неосадочные)						Осадочные																				

ляется единственной, созданной на базе экологических форм породообразующих организмов.

6. В схеме используется классификация скелетов (Гинзбург, 1956) по степени их устойчивости к разрушению.

7. Схема основана на динамических критериях, проявленных в морфологии скелетов, структуре матрикса пород, составе породообразователей, плотности литификации.

Размер породообразующих биокомпонентов в биолитах, плотность их упаковки в породах, соотношение ила, спарита, кластики в заполнителе каркаса либо в основной массе – это признаки, по которым можно судить об уровне гидродинамического состояния бассейна биоаккумуляции. Распределяя признаки в определенной иерархии, мы создаем конкретный механизм диагностики режима жизнедеятельности организма, а значит и основу для определения фациального типа отложений. Настоящая схема – это своеобразный инструмент регионального фациального анализа в областях карбонатонакопления.

Г.Д. Исаев²⁸, Э.Г. Невоструев²⁹, Е.А. Предтеченская³⁰,
Г.Г. Сысолова²⁹, Б.Л. Урасинов³¹

Петрографический состав и генезис ачимовских клиноформных отложений на юге Ямало-Ненецкого автономного округа

На основе данных 51 скважины в пределах южных районов ЯНАО приводятся результаты комплексного литолого-минералогического изучения продуктивных ачимовских песчаников с целью определения их состава, условий формирования и структуры порового пространства. Был выполнен также детальный петрографический анализ по 22 скважинам, пробуренным на Южно-Пурпейской, Восточно- и Западно-Таркосалинской, Вэнгапуровской, Нохояхинской и др. площадях и вскрывших песчаные пласты Ач₂, Ач₃₋₄ и Ач₅₋₆.

В составе ачимовской толщи преобладают мелкозернистые песчаники, алевритовые и алевритистые, и только в трех скважинах (Южно-Пурпейская 21, Южно-Пякутинская 15, Вэнгапуровская 15) в грануло-

²⁸ ООО Научно-исследовательский центр "СИБГЕОНАФТ", Новосибирск;
sibgeonaft@mail.ru

²⁹ ООО "Пургаздобыча", Тарко-Сале

³⁰ Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск

³¹ ООО "Ноябрьскгаздобыча", Ноябрьск

метрическом спектре пород преобладает крупно-среднезернистая фракция. В разрезах скважин Семиганская 126 и Мелисская 41 доминируют алевропелиты.

По вещественному составу обломочной части среди ачимовских песчаников установлено три типа: аркозовые, граувакково-аркозовые и аркозово-граувакковые (содержание обломков пород менее 10 %, от 10 до 20 и свыше 20 %). Такая классификация оказалась наиболее удобной для реконструкции условий седиментации и динамики накопления осадков. Состав пород и их текстурные особенности свидетельствуют о большой роли местных источников внутрибассейнового сноса обломочного материала при формировании ачимовских пластов, о неоднократном перемысле и переотложении подстилающих отложений.

Состав обломков пород, а именно, обилие неокатанных обломков и обрывков переотложенных битуминозных аргиллитов и кремнеаргиллитов говорит в пользу тесной связи ачимовских отложений с подстилающими осадками баженовской свиты. Эта связь выражается и в наличии среди ачимовских пород переотложенных остатков морской фауны (фораминифер, кокколитофорид, радиолярий) титонского возраста, мелкого углистого детрита, аморфного гелефицированного ОВ, по составу близкого к баженовскому.

На карте петросостава четко прослеживается приуроченность области развития граувакковых “мусорных” песчаников, где обломки аргиллитов и алевропелитов составляют 30–35 %, к локальному поднятию в кровле баженовской свиты, причем с сокращенной мощностью разрезов. Этот небольшой участок дна бассейна с начала валанжинского времени, активно размываясь, служил источником осадочного материала для прилегающих депрессионных участков (Сугмутская, Ноябрьская, Мелисская, Мало-Хеттинская площади).

Наблюдаемое в шлифах аморфное, часто гелефицированное органическое вещество (ОВ) имеет различное происхождение. Его цвет изменяется от черного и темно-бурого до коричневого и темно-красного, структура – от мозаичной монолитной до чешуйчатой и зернистой. ОВ концентрируется как по наслоению, так и в порых, прожилках и трещинах. Предварительно установлены три группы ОВ в ачимовских породах: 1 – переотложенное из баженовской свиты; 2 – сингенетичное неокосмис отложениям; 3 – интродуцированное в процессе флюидомиграции.

Для пород характерны поликомпонентные цементы с преобладанием плечочно-порового и базально-порового типов гидрослюдисто-хлоритового и гидрослюдисто-сидеритового состава с ощутимой долей порового кальцита и каолинита. Широко распространены аутигенные минералы – кварц и альбит, в ассоциации с которыми развивается пирит. Часто регенерационные каемки кварца содержат газово-жидкие включения, очевидно, сингенетичные поступлению в пласт УВ флюидов. Развитие аутигенных кварца, альбита, серицита, пирита, кальцита, сидерита, заполняющих межзерновые поры и каналы, и высокая первично-седимента-

ционная глинистость пород ухудшают качество коллекторов, в то время как катагенетическое растворение, каолинитизация и доломитизация полевых шпатов способствуют формированию вторичной внутризерновой пористости.

Для изученных пород не характерны высокие значения открытой пористости и проницаемости. Максимальные значения $KP_{от} = 20\%$ зафиксированы в скв. Романовская 120. Наблюдаются в основном изолированные, реже – сообщающиеся поры треугольной, ромбической, звездчатой и причудливой формы а также тонкие трещины и системы трещин как седиментационно-диагенетической, катагенетической, так и тектонической природы. В отдельных интервалах поры и трещины частично или полностью залечены черным битумом.

Проведенные исследования показали, что механизм формирования ачимовских отложений складывается из трех крупных элементов: 1 – фактора деструкции доачимовского субстрата; 2 – фактора перемыва и перетотложения отложившихся осадков донными течениями; 3 – тектонического фактора пульсационного типа, регулирующего поступление и накопление “временных” осадков на палеошельфе и периодически вовлекающего отложения баженовской свиты в область деструкции (воздействии волн, штормов, течений).

Источником части глинистого материала в алевролитах и алевропелитах и перетотложенных обломков черных аргиллитов в песчаниках ачимовских пластов является ныне отсутствующая, размытая часть баженовской свиты и комплекс относительно глубоководных осадков раннего мела (доваланжинских).

Основными агентами переноса осадков при формировании клиноформных отложений на изученной территории являлись вдольбереговые и подводно-русловые течения, связанные с цунами, волноприбойной деятельностью, штормами, площадным смывом с континента (в связи с сезонными ливнями и оползнями) – процессами, активизировавшими площадную абразию и размыв слабо литифицированных донных шельфовых осадков доачимовского субстрата.

Показано, что дистальные турбидиты имеют в своем составе определенную долю продуктов перетотложения ранее накопившихся донных осадков в результате плоскостного смыва с возвышенностей дна (Романовская, Губкинская площади). В результате действия контурных и “поперечных” течений, размывающих подводные возвышенности, происходило заполнение мелких иловых впадин, сглаживание рельефа дна и формирование террасовидных площадок, которые перемещались в западном направлении, формируя новую бровку шельфа.

Таким образом, петрографическое изучение пород – это необходимый элемент палеогеографических реконструкций и стадийного анализа. Сейчас он приобретает особое значение при исследовании пород-коллекторов, т. к. в эпоху виртуальных построений в геологии представляет наиболее важный, а иногда и единственный инструмент восстанов-

ления условий и механизмов образования осадков, их превращения в породы, диагностики преобразования последних в эффективные коллекторы улучшенного типа.

Г.А. Карнаухова³²

Процессы осадконакопления в водохранилищах Ангарского каскада

Ежегодно в водохранилища Ангарского каскада поступает около 270 тыс. т осадочного материала, из них 83 % за счет абразии пород береговых уступов в самих водоемах. Гидродинамические условия и характер абразионных процессов способствуют проявлению поперечной зональности и формированию различных литологических типов донных отложений водохранилищ. По глубине накопления и характеру проявления гидродинамики нами в водохранилищах выделяются прибрежные, мелководные, глубоководные и русловые отложения.

Первоначальное движение материала происходит в виде влекомых и взвешенных наносов. Средняя скорость перемещения песчаных наносов составляет 30–50 % скорости течения, скорости перемещения глинистых частиц практически совпадают со скоростями водного потока [1]. Перемещение в составе только влекомых наносов формирует отмели песчаного и галечного состава, а суспензионно-потоковый перенос приводит к аккумуляции в прибрежной зоне материала с преобладанием частиц мельче 0,05 мм. Прибрежные отмели, аккумулирующие от 70 до 90 % материала абразии пород береговых уступов, характеризуются наибольшими скоростями накопления осадочного материала. При размыве лессовидных суглинков на отмели ежегодно отлагается слой наносов в 80 см, при размыве супесей, песков – 60 см, при размыве аргиллитов – 30 см [2].

Прибрежные отложения водохранилищ представлены песками, крупными алевритами, мелкоалевритовыми и алевритово-глинистыми илами. Пески по размеру зерен являются средне- и тонкозернистыми. Среди них наиболее тонкозернисты и хорошо сортированы пески первого в каскаде – Иркутского водохранилища, модальная вершина их находится во фракции 0,25–0,05 мм, что связано как с составом размываемых пород, так и активной дифференциацией осадка за длительный период эксплуатации водохранилища (около 50 лет). Пески Братского водохранилища, которому около 40 лет, более крупнозернисты, но так же хорошо сортированы. Одновершинность профиля песков указывает на соот-

³² Институт земной коры СО РАН, Иркутск; karnauh@crust.irk.ru

ветствие состава осадка гидродинамическим условиям. Пески Усть-Илимского водохранилища имеют плохую сортированность, двухвершинная гистограмма свидетельствует о незавершенности выработки профиля равновесия в данном водоеме, срок эксплуатации которого около 30 лет. Крупные алевриты, мелкоалевритовые и алевритово-глинистые илы формируются в прибрежной зоне водохранилищ Ангарского каскада на участках размыва береговых уступов, сложенных супесями, суглинками и глинами. Характерной особенностью осадков прибрежной зоны алевритового состава является двухвершинность их гранулометрического профиля, что связано с отсутствием равновесия между гидродинамикой, объемами размыва рыхлого материала, его составом и свойствами. Плохая сортировка и однообразие состава отложений Усть-Илимского водохранилища указывает на местный источник и отложение материала в одно время в результате волнового воздействия на берег с его разрушением по абразионно-обвальному типу.

Мелководные отложения по генетическому типу могут быть как гравитационными, так и отложениями седиментационных потоков. Осадки этого типа отлагаются на подводном склоне прибрежной отмели, у его подножия и на затопленных высоких и средних террасах реки Ангары. Возникновению гравитационного перемещения способствуют высокие скорости накопления осадков на внешнем крае прибрежной отмели, их гранулометрический состав, слабоуплотненное состояние осадка и изменение угла наклона подводного склона. При воздействии волн во время штормов происходит перемещение материала в виде разжиженных потоков и подводных оползней. В результате у подножия подводного склона накапливаются плохо сортированные осадки, более крупнозернистые, чем на отмели. На участках размыва берегов, сложенных суглинками, сползающий по подводному склону материал образует суспензионные потоки. К отложениям гравитационных потоков относится и "течение" по дну песков-пльвунов, слагающих размываемые берега в Калтукском расширении Братского водохранилища.

По сравнению с прибрежными в мелководных отложениях водохранилищ отмечается снижение содержания крупно- и среднезернистых песчаных частиц, а в Иркутском водохранилище – теряются также и мелкозернисто-песчаные частицы. В мелководной зоне Братского и Усть-Илимского наоборот отмечается количественный рост фракции 0,25–0,05 мм. В целом в мелководных отложениях водохранилищ происходит рост содержания алевритово-глинистых частиц, уменьшение M_d . Сортированность всех типов осадков Иркутского и Усть-Илимского водохранилищ улучшается, только на Братском водохранилище пески и мелкоалевритовые илы становятся хуже сортированными, чем в прибрежной зоне.

Глубоководные и русловые отложения водохранилищ формируются в основном из материала седиментационных потоков, когда в безштормовой период происходит осаждение взвесей, состоящих из алевритово-

пелитовых частиц. Во время шторма алевритово-пелитовый материал из суспензионного потока переходит во взвешенное состояние и выносится за пределы отмели и ее подводного склона разрывными и компенсационными течениями, скорость которых на глубине 10–20 м может составлять 7–14 см/с [3]. На поверхности раздела слоев, участвующих в дрейфовом течении и компенсационном противотечении, образуются турбулентные вихри, которые из алевритово-пелитовых частиц создают “облака” повышенной мутности (280 г/м^3). Однако, основная масса взвешенного материала (до 400 г/м^3) находится вблизи дна, формируя нефеллоидный слой мощностью 2–5 м. Скоростной режим здесь благоприятен для агрегирования частиц и осаждения взвесей [1]. Происходит формирование отложений, представленных мелкоалевритовыми и алевритово-глинистыми илами.

Как видим, в водохранилищах Ангарского каскада в зависимости от гидродинамики и характера проявления абразии происходит дифференциация процессов осадконакопления и изменение состава осадков по морфодинамическим зонам.

Литература

1. Карнаухова Г.А. Гидродинамический механизм седиментогенеза в ангарских водохранилищах // Метеорология и гидрология. 2003. № 9. С. 82–94.
2. Овчинников Г.И., Карнаухова Г.А. Прибрежные наносы и донные отложения Братского водохранилища. Н.: Наука, 1985. 65 с.
3. Карнаухова Г.А. Гидродинамика и седиментогенез в ангарских водохранилищах / Закономерности строения и эволюции геосфер. Мат-лы VI Междунар. науч. симпозиума. Хабаровск: ДВО РАН, 2004. С. 322–330.

Зрелые терригенные осадочные породы: роль в реконструкции строения и геологической истории раннедокембрийских кратонов

Опубликованный материал и обобщения по раннедокембрийскому терригенному седиментогенезу расширили и во многом изменили представления о древнем экзогенезе и роли терригенных осадков как индикаторов областей питания. Показано, что кварцевые арениты – химически, минералогически и текстурно зрелые породы наиболее четко указывают на длительную стабилизацию и глубокую эрозию древней континентальной коры. Их наличие в архейских разрезах позволило выделять зеленокаменных пояса (ЗКП) так называемого платформенного типа, которые известны в Канаде на западе кратона Сьюпириор и на востоке кратона Слэйв, в кратонах Зимбабве в Южной Африке и Дарвар в Индии, а также интракратонные бассейны типа Понголы и Витватерсранда в кратоне Каапвааль.

Реконструкция и изучение условий образования терригенных кварцитов, кварцевых песчаников и кварцевых песков в интервале от раннего архея до современности показали, что даже при глубоком химическом выветривании богатых кварцем магматических пород необходимо его мультициклическое отложение, чтобы обеспечить наблюдаемые в природе объемы чистого обломочного кварца. Кварциты несут наиболее полную информацию о типах и возрастах пород в областях питания, которые реконструируются по результатам изучения геохимии малых элементов и точечного датирования внутренние гетерогенных зерен детритовых цирконов. В отсутствии литических обломков – прямого указания на возможные источники материала, решающее значение для решения вопроса об этих источниках приобретают данные по геохимии инертных элементов, в первую очередь REE. Индикаторная роль последних определяется преимущественным вхождением их в слюды – глинистый матрикс кварцевых аренитов, который, в свою очередь, достаточно адекватно отражает геохимию области сноса. Это следует из плоского распре-

³³ Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск;
kvn04@sampo.ru

³⁴ Технологический университет, Таллинн, Эстония

³⁵ ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

³⁶ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

деления REE в кварцевых песках, нормированных по содержаниям REE в ассоциирующих глинах и илах глубоководных турбидитов, изученных в современных обстановках как пассивных, так и конвергентных границ плит. Детритовые цирконы в древних кварцевых аренитах являются гетерогенными по типу и возрасту. Это объясняется глубоким химическим выветриванием обширных кратонизированных участков сложной длительно формировавшейся континентальной коры, полициклическим отложением и обычно аллохтонным залеганием продуктов ее разрушения, включающих обломочный кварц, пелитовую компоненту матрикса и устойчивые акцессории, в первую очередь, циркон.

В Карельском кратоне были изучены терригенные осадочные породы из разрезов стратотектонических ассоциаций (СТА) архейских зеленокаменных поясов Северной и Восточной Карелии и из палеопротерозойских разрезов сумийских и ятулийских осадочных пород Центральной, Западной и Северной Карелии.

Результаты прецизионного (VRA, ICPMS) изучения индикаторных геохимических систем (REE, HFSE, Cr, Ni, Co и др.) в терригенных породах подтвердили и углубили представления о внутренней и латеральной гетерогенности континентально-корового материала палеократонов – древних микроконтинентов в регионе. Так, в Северной Карелии архейское терригенное осадконакопление было связано с разрушением полимодального источника, включавшего примитивные до зрелых вулканические дуги, окраины микроконтинента и обдугированные мафические аллохтоны, сложенные супрасубдукционными офиолитоидами. Начиная с конца архея и в палеопротерозое область питания Центральной Карелии отличалась более “континентальными” (положительные аномалии Th, U, Zr, Hf, отрицательные аномалии Eu и Sr, более фракционированное распределение REE и более высокое их содержание) геохимическими характеристиками по сравнению с Западной и, особенно, с Северной Карелией. Более континентальными становятся эти характеристики и при переходе от сумия к ятулию.

Результаты изучения на микрозонде SHRIMP-II единичных зерен циркона из вулканитов и осадков, входящих в состав разнотипных СТА из разрезов архейских ЗКП Карельского кратона, подтвердили и продемонстрировали, что существовали разные обстановки седиментогенеза, механизмы и продолжительность формирования самих поясов и слагающих их единиц. ЗКП могут представлять структуры, состоящие из аллохтонных СТА, сформированных субсинхронно в обстановках океанического плато, вулканической дуги и задугового бассейна, как, например, в Костомукшском ЗКП, последовательно в обстановке вулканической дуги в задуговом окраинно-континентальном бассейне в возрастном интервале продолжительностью более 100 млн лет, как это имело место в Северо-Карельском ЗКП, или в режиме интракратонного рифтинга с формированием платформенной СТА, возраст которой менее 2,82 млрд лет, изученной в Маткалахтинском ЗКП в Восточной Карелии.

Завершавшие архейскую историю региона терригенные ассоциации представлены в ряде ЗКП Карелии и Восточной Финляндии отложениями синорогенной молассы, накапливавшейся в пулл-апарт бассейнах. Они документируют сдвиговые структуры, возникавшие на поздней коллизионной стадии, возраст которой, судя по оценке минимального возраста детритовых цирконов из конгломератов Северной Карелии, был менее 2667 ± 17 млн лет.

Возрасты древнейших детритовых цирконов из терригенных осадков Северной и Восточной Карелии определяют минимальное время формирования стабильных ядер сиалической коры – $3151,5 \pm 4.6$ млн лет и 3329 ± 16 млн лет назад соответственно. Ряд более молодых значений возраста циркона из этих пород отражает время последующих магматических и метаморфических событий. Изучение цирконов позволило оценить возраст накопления терригенной осадочной СТА в Северо-Карельском ЗКП интервалом $2711 \pm 9,6$ – 2687 ± 11 млн лет, а максимальный возраст ЗКП в Восточной Карелии – значением $2,82$ млрд лет.

Впервые определен для палеопротерозоя региона спектр возрастов детритовых цирконов из ятулийских кварцитов Северной Карелии характеризуется тримодальным распределением с пиковыми значениями 3022 ± 24 , 2873 ± 24 и 2660 ± 18 млн лет. Эти результаты также подтверждают существование в Северной Карелии более древнего, чем датированный по цирконам из TTG-комплекса, фрагмента континентальной коры – мезоархейского микроконтинента. Кроме того, они свидетельствуют о том, что в области питания еще не были вскрыты эрозией полнокристаллические кислые породы сумийского возраста.

Установление при изучении детритовых цирконов из осадочных пород ЗКП их молодой, сформированной на завершении архея генерации, геологическая история которой описывается геодинамическим мезоциклом продолжительностью 90 – 110 млн лет, является положительным фактором при оценке металлогенических перспектив региона, поскольку именно с поясами этого возраста в архейских кратонах Земли связаны крупнейшие месторождения никеля и золота.

Финансовая поддержка исследования осуществлялась в рамках плановой темы НИР ИГ КарНЦ РАН “Архейские кратоны Земли: строение, происхождение, эволюция, рудогенез”, Приоритетной программы № 5 ОНЗ РАН и гранта РФФИ № 02-05-97507.

Геологические процессы, понятия, определения, принципы классификации

Стабильность состояния природной среды в огромной степени определяется геологическими процессами, из которых катастрофические имеют для человека особое значение. Достоверность и качество их изучения, прогнозирования, управления могут находиться в большой зависимости от качества понятий, используемых при этом, их научной обоснованности.

Анализ существующих понятий “*геологический процесс*”, а также “*гидрогеологический*”, “*инженерно-геологический*”, “*техногенный*” процессы показал, что под ними понимаются “изменения в земной коре...”, которые могут быть связаны с деятельностью внешних (экзогенных) и внутренних (эндогенных) сил. Но “изменения в земной коре” – это следствие, в то время как причины и сам “процесс” остаются не раскрыты.

Анализ общего понятия “процесс”, приведенного в БСЭ и “Словаре иностранных слов”, показал, что в них также не раскрыта причинно-следственная связь процесса; отождествляются такие понятийные категории, как свойства, стадии развития, закономерности, движения, что не совсем логически объяснимо; используются выражения – неопределенности, которые сами требуют расшифровки и пояснения; приводимые примеры несопоставимы и не ориентируют на главную идею, не поясняя ее, а запутывая (процесс работы, процесс в легких и др.).

Слово “процесс” иностранное и означает “движение вперед”. Определившись, в каком из трех аспектов известной триады (вещь – свойство – отношение) он рассматривается, можно прийти к выводу, что под процессами следовало бы понимать движение материи и энергии, происходящее в соответствии с законами физхимии и термодинамики. Причиной их является наличие градиентов вещества и энергии, а следствием – изменений свойств вещества и энергетических потоков. Многообразие процессов обусловлено многообразием известных форм движения (механического, физического, химического, биологического, *геологического*, социального и многих других).

Поскольку вещество и энергия – две взаимосвязанные субстанции, характеризующие материальный мир, то понятие *процесс* в целом можно представить как *энергомассообмен*, приводящий к изменению первоначальных свойств материи и энергии в изучаемом пространстве. В таком понятии заложены основные принципы классифицирования процессов, включающие классифицирование вещества по его составу и энергии по ее виду.

³⁷ Геологический институт РАН. Москва: gin@ginras.ru

Переходя к понятию “*геологический процесс*”, необходимо задаться его отличительными признаками, выделяющими его из всего многообразия сложных процессов, протекающих в природных и антропогенных системах. В отличие от других, геологический процесс должен корреспондироваться с задачами науки ГЕОЛОГИЯ, под которой традиционно понимается “наука, изучающая происхождение, строение и развитие Земли” (Геологический словарь, 1973). В формулировке отсутствует один важный аспект – особенности движения Земли в космическом пространстве и энергомассообмен с другими космическими телами, от которых в огромной степени зависят и особенности строения Земли и ее развитие во времени, включающее все виды энергомассообмена внутри нее самой. Данное уточнение позволяет сформулировать *геологические процессы как геологические формы движения вещества и энергии – энергомассообмен, изучаемый в геологическом аспекте*. Причем под геологией следовало бы понимать науку, изучающую – происхождение, движение, строение и развитие Земли.

Рассмотренный вариант определения не противоречит правилам разработки понятий (Мейнцер, 1933; Шарапов, 1977; Горский, 1966), так как дается через ближайший род (энергомассообмен) и видовое отличие (геологический аспект), оно кратко, не содержит неопределенностей, научно обоснованно, классифицируемо.

Аналогичный подход к пониманию геологических и других типов природных процессов встречается в ряде работ, посвященных энергетике осадочного процесса (Тимофеев и др., 1989), гидрогеохимическим (Зверев, 1983), гидрогеологическим процессам (Караванов, 1986), термометрии (Фролов, 1976), опасным экзогенным процессам (Осипов, 1999), процессам в осадочных породах (Япаскурт, 1999). Тем не менее, в большинстве работ процесс рассматривается как изменение свойств. Кроме того, классификационные признаки не учитываются с необходимой полнотой (от космического до точечного уровней), и результаты могут вызывать сомнения. При таком подходе имеет место большая доля субъективизма и неувязки между собой различных научных направлений в изучении геологических особенностей Земли. Построение системной классификации геологических процессов с использованием научно-обоснованного понятия позволит устранить большую часть названных недостатков.

Единство мира, системность его устройства, взаимосвязь, каскадность, стадийность и разнонаправленность всех процессов, слабое методическое обеспечение и изученность многих вопросов предопределяют сложность построения их системной классификации. Первым шагом к ее разработке является обоснование цели ее построения, без чего их может быть великое множество. В данном случае такой целью может быть построение формально-логической модели системы геологических процессов – энергомассообмена Земли от космического – глобального до точечного, местного уровней.

Очевидно, что к наиболее значимой группе причин геологических процессов можно с уверенностью отнести причины космического уровня, обеспечивающие планетарное устройство Земли, ее место в Солнечной системе, отношение с другими космическими телами, режим движения в космическом пространстве. Большая часть из названных задач, например, взаимоотношение Земли с другими планетами Солнечной системы, как и ее развитие в целом, слабо изучена и выходит за рамки одной статьи, мы их пока упускаем, но не исключаем. В данном случае лишь отметим, что существовала генетическая группа геологических процессов космического уровня, обеспечивших состав, габариты Земли, ее место в Солнечной системе и режим движения в ней, а также все процессы от глобального до точечного уровней.

В.В. Костылева, О.Я. Гаген-Торн³⁸

Особенности формирования минерально-терригенных ассоциаций и этапы развития Оршанской впадины в позднем рифее

Оршанская впадина (ОВ) представляет собой крупную отрицательную структуру фундамента запада Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Основной объем доплитного осадочного чехла ОВ слагают рифейские преимущественно песчаные толщи мощностью до 1000 м. Большинство исследователей эти толщи относят к среднему и верхнему рифею [1–4, 6].

При изучении немых терригенных толщ анализ минерально-терригенных ассоциаций (МТА) песчаников дает возможность выявить не только источники обломочного материала и восстановить условия осадконакопления, но и позволяет выделить в разрезе комплексы пород, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках – литогеодинамические комплексы [7].

В разрезе рифейских пород ОВ выделяется два литогеодинамических комплекса, формирование которых произошло на геодинамически различных этапах эволюции этой структуры.

Авлакогеновый континентальный терригенный аркозовый литогеодинамический комплекс представлен красноцветными главным образом песчаными, реже грубообломочными и алевро-глинистыми делювиальными, пролювиальными и мелководно-озерными отложениями (гатынская, рогачевская свиты) видимой мощностью до 96 м. Отложе-

³⁸ Геологический институт РАН, Москва; Kostyleva@yandex.ru

ния залегают в основании разрезов рифейских толщ на кристаллических породах фундамента; развиты локально в ограниченных разломами грабенообразных структурах северо-восточной ориентации. Отложения чрезвычайно структурно и вещественно незрелые. Грубозернистые разности сложены обломками гранитогнейсовых пород фундамента. Песчаники аркозовые. Глинистые минералы цемента песчаников представлены аллотигенными (частично преобразованными при катагенезе) слюдами, гидрослюдами и смешанослойными образованиями. Каолинит имеет постседиментационную природу. Обломочный кварц песчаных пород представлен метаморфогенной и древнегранитоидной генетическими группами, что свидетельствует о практически однородном петрофонде пород питающей провинции. Толщи представляют собой отложения первого цикла седиментации. Накопление осадков происходило синхронно структурообразованию за счет разрушения слабо выветрелых пород фундамента, сложенных бластомилонитами, гранитоидами и гнейсами Центрально-Белорусской гранитогнейсовой зоны. Отложения накапливались при довольно сильной расчлененности рельефа. Обломочный материал не претерпел длительной транспортировки и довольно быстро захоронялся, не подвергаясь внутрибассейновой сортировке.

Рифейские толщи мощностью до 1500 м, обладающие перечисленными особенностями, характерны для Среднерусского авлакогена (СА). Анализ МТА показал их литогеодинамическую общность [5]. Ранее нами было показано, что континентальные аркозовые толщи СА являются верхнерифейскими [8, 9]. То есть, формирование СА произошло в позднем рифее (возможно, на рубеже среднего и позднего рифея). Кроме этого существует мнение, что ОВ являлась частью трансплатформенной Волыно-Среднерусской системы авлакогенов [1, 6]. Следовательно, можно предположить, что ОВ заложилась геологически одновременно со СА не ранее позднего рифея, в результате влияния одних геодинамических факторов. То есть, авлакогеновые континентальные аркозовые толщи ОВ являются верхнерифейскими.

В СА, по-видимому, наблюдаются близкие к первоначальным мощности авлакогеновых толщ, тогда как в ОВ они сильно эродированы после радикального изменения геодинамической обстановки.

Палеоплатформенный морской терригенно-карбонатный литогеодинамический комплекс представлен красноцветными главным образом песчаными, реже грубообломочными, алевро-глинистыми и спорадически карбонатными прибрежно- и мелководно-морскими отложениями (рутавечская, пинская, руднянская, оршанская, лапичская свиты). Отложения комплекса развиты повсеместно в пределах ОВ и с перерывом залегают на авлакогеновых аркозовых толщах и на кристаллических породах фундамента. Отложения структурно и вещественно зрелые. Песчаники мономиктовые кварцевые и олигомиктовые полевошпат-кварцевые слюдисто-каолинитовые. В них отмечаются разнообразные вторичные изменения: окварцевание, ангидритизация, фосфатизация,

доломитизация [3, 4]. Обломочный кварц песчаных пород представлен преимущественно интрузивной и гидротермальной генетическими группами; метаморфогенный и древнегранитоидный кварц отмечается в подчиненном количестве. Это свидетельствует о поступлении значительной массы осадочного материала из областей, где разрушались выветрелые кислые интрузивы и породы, насыщенные кварцевыми жилами. Судя по высокой структурно-вещественной зрелости обломочного материала, можно предположить, что главные его источники были значительно удалены от депоцентра. Осадочный материал претерпел длительную транспортировку, переотложение и подвергся внутрибассейновой сортировке. Присутствие среди существенно кварцевых отложений пачек аркозовых песчаников и наличие многочисленных перерывов в осадконакоплении свидетельствует о блоковых движениях фундамента в процессе накопления этих толщ, в результате которых в область размыва периодически выводились гранитогнейсовые породы фундамента ОВ. Однако этот источник обломочного материала не играл существенной роли в седиментогенезе.

По совокупности признаков отложения морского терригенно-карбонатного литогеодинимического комплекса могут быть отнесены к палеоплатформенным образованиям. Формирование их произошло позже, чем формирование континентальных авлакогеновых толщ, в том числе за счет размыва последних. Именно на этом этапе Оршанская структура приобрела форму впадины. Судя по положению в разрезе, этот комплекс также является верхнерифейским. Особенности МТА отложений лаплической свиты и их сходство с МТА отложений вильчанской серии ОВ, вероятно, свидетельствует о начале формирования структурного плана раннего венда уже в конце позднего рифея.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 05-64292 и 1982.2003.5 НШ Ю.Г. Леонова.

Литература

1. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Кудрявец И.Д., Старчик Т.А. О тектонике Оршанской впадины и ее соотношении со структурами фундамента // Доклады Национальной академии наук Беларуси. 2004. Т. 48. № 1. С. 88–92.
2. Веретенников Н.В., Махнач А.С., Лапцевич А.Г., Шкуратов В.И. Стратиграфическая схема рифейских отложений Беларуси // Литасфера. 2005. № 1 (22). С. 27–35.
3. Геология Беларуси. Под ред. А.С. Махнача, Р.Е. Гарецкого, А.В. Матвеева. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2004. 815 с.
4. Гулис Л.Ф. Постседиментационные изменения отложений рифея и нижнего венда Беларуси. Минск, 1995. 102 с.
5. Костылева В.В. Новые данные по минералогии рифейских песчаников Оршанской впадины // Литология и полезные ископаемые. 2006. В печати.
6. Нагорный М.А. Тектоника Вольно-Среднерусской системы прогибов. Минск.: Навука і тэхніка. 1990. 105 с.

7. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 480 с.

8. Чамов Н.П., Костылева В.В., Анисеева О.В., Горбачёв В.И., Грибова И.С., Есипко О.А., Коновальцев Ю.Б., Филин С.И. Новые данные о механизме формирования Молоковского бассейна // Геотектоника. 2002. С. 7–19.

9. Чамов Н.П., Костылева В.В., Вейс А.Ф., Горбачев В.И. Позднерифейское осадконакопление в Среднерусском авлакогене // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 5. С. 539–550.

Д.Д. Котельников, Н.Н. Зинчук³⁹

Закономерности распределения глинистых минералов в гумидных поясах осадочного чехла земной коры

Геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры ограничивается пока [1, 2], в основном, лишь выяснением видовых особенностей их в отложениях различного литогенетического типа. В большинстве случаев в петрографических и литологических работах либо полностью отсутствуют, либо в недостаточном объеме [3] приводятся данные о четко существующей в природе, как уже отмечалось нами ранее [4], органической взаимосвязи между условиями накопления осадочных толщ и содержащимися в них глинистыми минералами, а также преобразованием их в процессе литогенеза. Поэтому разработка рациональной схемы литогенеза, включающей комплексное изучение как петрографо-минералогической направленности и интенсивности стадияльного преобразования осадков и формирующихся из них пород с выделением определенных циклов осадконакопления, так и приуроченных к отдельным литолого-фациальным типам отложений содержащихся в них глинистых минералов, является одной из важнейших задач литологии.

Литогенез гумидного типа, соответствующий переотложению в той или иной степени физико-химически преобразованных в зоне гипергенеза изверженных, ранее накопившихся осадочных и метаморфизованных пород, а также продуктов вулканической деятельности, включая также и лишь физически измененные породы, сопровождается накоплением, в основном, терригенных формаций. Исходные породы по петрохимическим особенностям подразделяются нами на две группы. К первой относятся ультраосновные и основные породы, а ко второй – средние и кислые с выделением в каждом из четырех типов пород бесслюдистых и слюдястых разностей. На промежуточных этапах выветривания

³⁹ ЗЯНЦ АН РС(Я), Мирный; zinchuk@cnigri.alrosa-mir.ru

бесслюдистые породы генерируют, главным образом, различные по характеру заполнения октаэдрических позиций в структуре смектиты, т. е. ди- и триоктаэдрические разновидности с прогрессирующей диоктаэдризацией их в зоне гипергенеза, а слюдистые – продукты деградации триоктаэдрических слюд с диоктаэдризацией остаточного минерала в виде, преимущественно, ассоциирующих с гидрослюдой монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований с более 40 % разбухающих слоев [5]. В верхних горизонтах элювиальных профилей пород первой группы возникает мелкокристаллический, а второй – крупнокристаллический каолинит.

При изменении тектонического режима в областях развития источников сноса, в случае отрицательных движений континентальных блоков и повышения базиса эрозии, происходит заболачивание территории и возникновение в ее пределах восстановительной обстановки. В этих условиях каолинит трансформируется в бертьерин. Положительные тектонические движения, определяющие понижение базиса эрозии, обуславливают размыв и переотложение как элювиальных продуктов, так и физически денудированных пород.

Накопление мобилизованного на суше материала в пресных водоемах определяет в кислой среде отложений зоны раннего катагенеза, включающего стадию протокатагенеза (ПК₁₋₃) и начальные этапы мезокатагенеза (МК_{1 и 2}), в том числе предшествующую им стадию перехода осадков в породы, т. е. диагенеза (ДГ), возможность длительного сохранения аллотигенного каолинита в закрытой системе минералообразования, т. е. в глинистых породах. В открытой системе, свойственной гранулярным отложениям, в верхних частях указанной зоны, в составе ДГ и ПК, может происходить дополнительное аутигенное образование каолинита с дисперсностью, соответствующей выделяемым нами двум типам пород.

При седиментации сносимых с суши продуктов в бассейнах морского типа с контрастной щелочной средой в глинистых отложениях верхних частей зоны раннего катагенеза, за счет образования в межслоевых промежутках смектитов бруситовых прослоек и далее триоктаэдризации октаэдрических сеток исходного материала, возникает наиболее ранний слоистый минерал – хлорит I-й генерации. В то же время в морских, содержащих каолинит, песчано-алевритовых отложениях, при возникновении устойчивой восстановительной обстановки, образуются кристификационные каемки бертьерина, а в отложениях, в которых присутствуют монтмориллонит, гидрослюда и соответствующие им смешанослойные образования, кристаллизуются аналогичные каемки Fe-Mg(Mg-Fe)-хлорита. На поздних этапах стадии раннего катагенеза, т. е. на подстадиях МК_{1 и 2}, в условиях более высоких P-T параметров среды, за счет присутствующих в пластовых водах Si, Fe, Al и K в центральных частях порового пространства песчано-алевритовых пород начинается кристаллизация удлиненночешуйчатого монтмориллонита.

Дальнейшее повышение этих параметров в зоне позднего катагенеза, т.е. на подстадиях мезокатагенеза (МК₃₋₅) и стадии апокатагенеза (АК₁₋₄), определяет переход глин в аргиллиты. Аналогичная тенденция в отношении рН среды обуславливает увеличение скорости замещения Si на Al в тетраэдрических сетках структуры 2:1 аллотигенных и аутигенных разбухающих глинистых минералов с соответствующим возрастанием их межслоевого отрицательного заряда. Для его компенсации это сопровождается фиксацией К не только открытыми межслоями монтмориллонита, но и увеличением адсорбции указанного катиона смешанослойными образованиями. В связи с более высоким, унаследованным от исходных слюдов, зарядом у последних (около 1), они энергичнее фиксируют К. Это определяет сохранение у аградированного монтмориллонита, характеризующегося в исходном состоянии весьма низким межслоевым зарядом (0–0,25), более значительного содержания разбухающих слоев по сравнению со смешанослойными образованиями на одинаковых стадиях Р-Т. Однако в целом разбухающие минералы диоктаэдрического типа сохраняют в рассматриваемой зоне менее 40 % лабильных слоев, с которыми с тенденцией к упорядоченности чередуются преобладающие – неразбухающие. В этой части разреза сохраняют более высокое количество разбухающих слоев только упорядоченные хлорит-сапонитовые и хлорит-вермикулитовые смешанослойные образования и эпизодически присутствующий, преимущественно, а аргиллитах, собственно сапонит, которые, несмотря на значительный межслоевый заряд (0,6 и даже 0,9 у хлорит-вермикулитов), благодаря свойственному триоктаэдрическим минералам заполнению всех вакантных позиций в октаэдрах их структуры, обладают высокой стабильностью. В гранулярных породах удлиненночешуйчатый монтмориллонит, начиная с верхов зоны позднего катагенеза, трансформируется в удлиненнопластинчатую гидрослюду.

При погружении отложений в зону метагенеза (МГ), в которой осадочные породы теряют характерные для них свойства, но сохраняют унаследованные от первичных условия осадконакопления, каолинит в пресноводных отложениях может преобразовываться в пиррофиллит, а диоктаэдрические разбухающие минералы в отложениях как пресных водоемов, так и морских бассейнов – в серицит. Соответственно, триоктаэдрические разбухающие минералы и хлорит I-й генерации переходят в хлорит II-й генерации, характеризующийся более высокой магнезиальностью.

Литература

1. Фролов В.Т. Литология. М.: Изд-во Моск. ун-та. Кн. 1, 1992, 336 с. Кн. 2, 1993, 482 с. Кн. 3, 1995, 352 с.
2. Янаскурт О.В., Карпова Е.В., Ростовцева Ю.В. Литология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004. 228 с.
3. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и континентах // Геотектоника. 1976. № 2. С. 15–30.

4. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Аспекты использования результатов изучения глинистых минералов из отложений различных зон стратисферы // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2001. № 3. С. 61–70.

5. Котельников Д.Д., Домбровская Ж.В., Зинчук Н.Н. Основные закономерности выветривания пород различного химического и минералогического состава // Литология и полез. ископ. 1995. № 6. С. 594–601.

Г.Ю. Криулина⁴⁰

К проблеме генезиса алмазов Урала

По проблеме коренных источников Тимано-Уральских алмазов высказывались различные точки зрения, которые расходятся по вопросам как о природе материнских пород алмаза, так и об их вероятных концентрациях. В середине XX в. коренными источниками алмазных россыпей Урала считались развитые в регионе ультрабазиты, лампроиты. Позднее источники уральских алмазов связывали с “туффизитами”, но и это предположение не подтвердилось. Сегодня большинство исследователей склонны рассматривать в качестве источников этих алмазов кварцевые песчаники такатинской свиты (это подтверждается находками алмазов в этих песчаниках на р. Вильва). Следует отметить, что все находки алмазов были сделаны не в первичных, неизмененных породах, а в песчаниках, насыщенных ксеногенным железистым и глинистым материалом. Теперь вопрос о происхождении алмазов Урала можно разделить на несколько, первыми из которых будут: 1. Как алмазы, имеющие магматический генезис, попали в песчаники и далее в кварцевые пески такатинской свиты? 2. Что есть туффизиты, могут ли они являться коренными породами уральских алмазов? 3. Стоило ли вводить термин “туффизиты” применительно к отложениям, вопрос о происхождении которых также остается нерешенным? По этой проблеме есть несколько точек зрения, сопровождающихся различными доводами и доказательствами.

Красновишерские россыпные месторождения алмазов расположены в пределах Полюдово-Колчимской и Тулын-Парминской горст-антиклинальных структур и в их обрамлении. Туффизиты обладают эпигенетической природой и широко распространены среди верхнепротерозойских и нижнепалеозойских карбонатных толщ. Сегодня неоспоримо то, что алмазы существовали до внедрения в туффизиты и первоначально содержались в терригенных отложениях колчимской и такатинской свит, куда ранее попали при разрушении коренных источников. Об этом свидетельствует явная коррозия многих кристаллов алмазов, получен-

⁴⁰ Российский государственный геологоразведочный университет, Москва

ных при обогащении валовых проб туффзитов, а также их присутствие среди гранатов, хромшпинелидов и ильменитов, имеющих измененный вид и необычный состав. По предположениям одних ученых, туффзиты являются своеобразными выжимками перетертого местного материала из зон межчешуйного пространства, сформированных при заложении Пармино-Колчимской антиклинальной структуры, для других – результат формирования морены. Опубликованные ранее данные свидетельствуют, что по исходному химическому материалу туффзиты относятся к щелочно-основным породам, отличным от лампроитов. Многие исследователи связывают россыпные алмазы и их минералы-спутники из Красновишерского района с относительно древними вендскими кимберлитами, сформировавшимися во внутренней, кратонной, части существовавшей тогда единой Евразийской платформы. Надо полагать, что контактово-термальное воздействие внедрявшихся вулканитов на терригенные породы привело к окислению и частичной коррозии содержащихся в них алмазов и их минералов-спутников. Этот вывод вполне подтверждается экспериментальными данными по устойчивости алмазов, приведенными И.И. Кулаковой и другими сотрудниками ЦНИГРИ.

Наиболее перспективными в отношении коренной алмазности считаются кратонизированные докембрийские области земной коры. Не является исключением и северо-восточная часть Балтийского щита, где расположены слабоалмазные (Ермаковское поле) и неалмазные трубки (Палицкое, Пулоньское, Снежицкое поля) Кольского полуострова. Существует мнение о гляциальном происхождении алмазных россыпей Урала, при этом алмазы были привнесены на территорию Урала из северо-западных регионов, в том числе, возможно, с Кольского полуострова и Зимнебережной площади. В пользу этой гипотезы выступают выводы и данные, приводимые Ю.К. Голубевым и Т.Е. Щербаковой. По их мнению, алмазные россыпи Красновишерского района представляют собой четвертичную основную морену, а “туффзиты” являются структурами выжимания, которые сопровождают процесс формирования основной морены. Неравномерность распределения алмазов в составе поверхностных отложений, и отработка россыпей ямами, с долей уверенности объясняется тем, что грубообломочные гравийно-галечные отложения, из которых добываются алмазы, являются, скорее всего, дочетвертичным аллювием, и этот аллювий представлен отторженцами в составе морены. Присутствие туфогенного материала в составе поверхностных отложений объясняется тем, что морена формируется, с одной стороны, за счет местного материала, с другой стороны – в своем составе она имеет экзотический материал. При этом разными исследователями отмечается, что главной особенностью Красновишерских алмазов из Рассольнинской депрессии является отсутствие сортировки, характерной для аллювиальных отложений. Важной характеристикой остается залегание крупнообломочного материала на мелкообломочном – это важное доказательство заполнения депрессий материалом ближне-

го сноса. Преобладание крупных алмазов – еще одна характерная особенность Красновишерских депрессионных месторождений.

Россыпные накопления этих алмазов формировались (по мнению В.Н. Анфилогова и др.) из кварцевых песчаников с железистым цементом при процессе своеобразного выветривания. При взаимодействии гематитового цемента с водой гематит трансформировался в гидрогематит, и далее в гетит. Соответственно значительно увеличился объем цементирующей массы, и песчаник стал рыхлым и превратился в кварцевый песок. Дезинтеграция кварцевых песчаников и растворение карбонатов на контакте с ними привело к формированию эрозионных депрессий, где образуются промышленные концентрации алмазов. Накопление крупного материала хорошо объяснимо гидродинамикой движения твердых тел в насыщенной водой глинистой массе.

Долгое время единственными аналогами уральских алмазов были алмазы Бразилии, но после открытия месторождений Архангельской алмазонасной провинции и изучения минералогии и морфологии кристаллов оказалось, что уральские алмазы по преобладанию морфологических форм наиболее схожи с архангельскими. Алмазы Урала отличаются менее рельефной скульптурой на гранях и большей степенью износа.

Поскольку макрокристаллические алмазы до настоящего времени известны только в кимберлитах (включая сюда и высокобарические фации вулканитов, идентичных в петрографическом отношении лампроитам), постольку пока нет оснований считать коренными источниками алмазов Тимано-Уральского региона иные, чем кимберлиты, горные породы. Морфологическое сходство тимано-уральских алмазов с алмазами Зимнебережной площади (месторождение им. Ломоносова) свидетельствует о близости термодинамического режима их кристаллизации, типичном для промежуточных и периферийных зон кимберлитовых провинций. Вследствие этого, другими исследователями выдвигается более логичное мнение о том, что коренные источники тимано-уральских россыпных алмазов находятся, по всей вероятности, в пределах Русской платформы на удалении до десятков километров к юго-западу от известных проявлений алмазонасности в регионе.

Территория распространения алмазов на Урале и Тимане довольно велика, но промышленная добыча алмазов ведется только в Красновишерском районе (Пермская область). В настоящее время там разрабатываются два типа месторождений алмазов: эрозионные депрессии и речные аллювиальные россыпи. Для изучения генезиса Уральских алмазов наиболее интересен первый тип месторождений.

Таким образом, в общем виде тектоническая позиция алмазонасности западного Урала сводится к приуроченности россыпных месторождений к тектонически ослабленным зонам краевых частей платформ – кратонов (архейская гранит-зеленокаменная область северо-восточного окончания Русской плиты) и мобильных поясов (Печоро-Баренцево-

морская метаплатформенная область с рифейским фундаментом). Зона сочленения этих двух крупных структур фиксируется в чехле в виде Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория. В осадочном чехле прослеживаются глубинные разломы фундамента, благоприятные для создания условий алмазообразования. Положение полей алмазоносности на западном склоне северного и среднего Урала контролируется структурами чехла. По данным Р.Г. Ибламинова, все алмазоносные поля приурочены к крупным антиклинальным поднятиям. В пределах Западно-Уральской области Уральской провинции выделяются две субмеридиональные полосы россыпной алмазоносности: Западная и Восточная, которые контролируются глубинными рифтогенными разломами рифейско-ранневендского возраста – Язьвинско-Вижайским и Улсовско-Висимским. На западном склоне Урала выделяют перспективные алмазоносные поля, наиболее крупные из них – Полюдово-Колмчинское и Чикманское, и менее крупные – Верхнеухтымское и Ксенофоновское.

Рассматривая территории распространения потенциально алмазоносного ультраосновного магматизма на Восточно-Европейской платформе, можно проследить уменьшение алмазоносности кимберлитов с запада на восток в Архангельской субпровинции на Тиман и далее на Урал.

Архангельская алмазоносная провинция объединяет разнообразные вулканические проявления девонского возраста, развитые вдоль побережья Белого моря: на Зимнем берегу, Летнем берегу Онежского полуострова, Терском берегу Кольского полуострова, а также на Тиманском кряже. Зимнебережный район характеризуется наиболее широким разнообразием вулканических проявлений. Выделяются два типа кимберлитов: глиноземистые (безильменитовые кимберлиты – беспироксеновые оливиновые мелилититы) и железисто-титанистые (ильменитовые кимберлиты – беспироксеновые щелочные пикриты), толеитовые и субщелочные базальты.

Далее в Умбинском кимберлитовом районе (Вольско-Вымская гряда Среднего Тимана) известны 3 кимберлитовые трубки взрыва среднедевонского возраста и несколько базальтовых трубок позднедевонского (?) возраста. Состав пород постепенно меняется с запада на восток в ряду: базальты – флогопит-оливиновые мелилититы – киммелилититы – кимберлиты, насыщенные пиропами и эклогитами. В трубке Умбинская алмазов нет, но рядом, в нескольких километрах, в песчаниках среднего девона открыто месторождение округлых алмазов Итечью (Красновишерский район).

Тем не менее, на сегодняшний день на территории Уральской провинции не открыто ни одной, хотя бы слабоалмазоносной, трубки взрыва, поэтому вопрос о коренных источниках алмазов остается открытым. Одно остается несомненным: присутствие в регионе типично платформенных магматических пород базальт-долеритовой и щелочно-базальтоидной ассоциаций, многократно повторяющихся в его геологической истории, позволяет сделать вывод о полистадийности формиро-

вания алмазоносных магматитов. Первое, вероятно, наиболее раннее их образование – это время существования ранневендского рифтового режима. Следующие этапы возможного образования алмазов могут быть связаны с плитной эпикаледонской тектоно-магматической активизацией в раннем девоне, на границе среднего и позднего девона, на границе раннего и среднего карбона, и с эпигерцинской активизацией. Перспективные на алмазоносность площади приурочены к палеозойским, реже рифейским и вендским, терригенным породам, залегающим среди карбонатных толщ. По утверждению исследователей, такая позиция могла способствовать гидроразрыву пластов, при котором в пористых терригенных породах, окруженных менее пористыми карбонатными породами, формируются субогласные камеры, благоприятные для локализации флюидных продуктов магматизма.

Таким образом, корректность сделанных генетических выводов определяется надежностью, качеством и однородностью сопоставляемых данных о главном минерале – алмазе и их статистической представительностью. Важна не только геологическая, но и минералогическая обоснованность представляемых результатов. Поэтому необходимо проведение систематического изучения алмаза как основного поискового минерала.

Г.Ю. Криулина⁴¹

Минералогия алмазов из месторождений Архангельского, Уральского и Тиманского регионов

Представляет интерес предлагаемая сравнительная характеристика алмазов из месторождения им. М.В. Ломоносова (Золотицкое поле), Архангельской алмазоносной субпровинции (ААП), месторождения россыпных алмазов Красновишерского района Уральской алмазоносной провинции и территорий Тимана. Некоторые исследователи предполагают частичное формирование россыпей Урала при ледниковом переносе алмазов из северо-западных коренных источников, в частности – из трубок месторождения ААП. Алмазы этого месторождения в целом схожи по морфологии и физическим параметрам с алмазами Урала и Тимана, но вряд ли возможно их “родственное” происхождение. Известно, что все алмазоносные тела Золотицкого поля (ЗП) имеют малый эрозионный срез, поэтому распространение алмазов до территории Урала пока слабо обосновано.

Архангельская алмазоносная субпровинция уже сейчас насчитывает более 60 тел, из которых 7 на сегодняшний день относятся к объектам с

⁴¹ Российский государственный геологоразведочный университет, Москва

промышленной алмазоносностью. Они представлены месторождениями им. В. Гриба (Верхотинское поле, ВП) и Золотицкое поле.

По гранулометрическим характеристикам алмазы из трубки им. В. Гриба и ЗП близки и относятся к среднему классу крупности. В трубке им. В. Гриба более крупные алмазы преобладают в породах кратерной фации, по сравнению с кимберлитами жерла. Морфология алмазов из трубки ВП и трубок ЗП имеет существенные различия.

В трубке ВП имеется повышенное содержание плоскогранных и плоскогранно-кривогранных кристаллов комбинационных форм с гранями октаэдра и поверхностями додекаэдроида, кубов и псевдогемиморфных индивидов и низкое – додекаэдроидов. Содержание тетрагексаэдроидов значительно ниже, чем в трубках месторождения ЗП.

В алмазах месторождения ЗП наблюдается тенденция к существенному увеличению количества кривогранных кристаллов и связи с ростом их размеров. Для алмазов этого месторождения преобладающими формами являются додекаэдроиды, преимущественно уральского типа. Содержание октаэдрических кристаллов невелико. Важно отметить сравнительно высокое содержание кристаллов кубического и тетрагексаэдрического габитусов. Среди кристаллов размером более 4 мм плоскогранные индивиды вообще не встречаются. Все алмазы характеризуются широким распространением на поверхности различных скульптур и штриховок, на многих индивидах наблюдаются своеобразные каплевидные холмики.

Красновишерский алмазоносный район включает участки Вогулка, участок Волянка, участок Дресвянка, Левобережные террасы р. Щугор, Рассольнинскую депрессию, где сегодня идет промышленная добыча алмазов. На всех участках отмечается отсортированность материала по размеру, резко преобладают крупные индивиды. Это свидетельствует о богатой экзогенной истории алмазов.

Кристаллы, распространенные в Приуралье, на западном склоне Урала и на Тимане, принято выделять в особый морфологический тип. Это округлые алмазы, имеющие хорошо сохранный форму додекаэдроида и гладкие поверхности граней. Алмазы характеризуются повышенным средним весом и высоким качеством кристаллов, преобладанием додекаэдроидов уральского типа (70–90 %) при резко подчиненном количестве индивидов комбинационных форм (6–15 %), октаэдров (1–2 %) и кубов. О близости коренных источников и о незначительной транспортировке алмазов из россыпей на западном склоне Урала свидетельствует морфология поверхности кристаллов (истирание, матировка или, реже, полировка ребер и вершин кристаллов). В направлении от Тимана к западному склону Урала отмечается возрастание доли округлых алмазов, усиление признаков переноса и увеличение размера кристаллов.

По данным Н.Н. Зинчука в наиболее продуктивной Рассольнинской депрессии все кристаллы представлены алмазами I разновидности по классификации Ю.Л. Орлова. Их характерной особенностью является

пониженная крупность, при среднем весе одного кристалла 27,4 мг (почти в 2 раза ниже по сравнению с Койво-Вижайским регионом). Алмазы класса $-2+1$ в основном имеют вес 10–20 мг (средний вес одного кристалла 12 мг), надо добавить, что в кимберлитовых трубках средний вес кристалла составляет 5–7 мг. В размерном классе $-4+2$ большинство алмазов имеют вес 20–30 мг (в трубках – 35 мг). Это свидетельствует о сортировке алмазов. Встречаются бесцветные, реже эпигенетически окрашенные в лилово-коричневые цвета слабой интенсивности, алмазы. По кристалломорфологическим особенностям резко преобладают додекаэдровиды уральского типа. Довольно часто встречаются додекаэдровиды с шагренью и полосами пластической деформации, обычно лилово-коричневого цвета, характерные для кимберлитовых жил. Суммарное содержание кристаллов октаэдрического габитуса и комбинационной формы с гранями октаэдра и поверхностями додекаэдроида, тетрагексаэдровидов, псевдогемиморфных кристаллов незначительно. Преобладают алмазы со сколами и обломки. Характер сколов у большинства зерен механический, часто наблюдается “выкрашивание”, это может объясняться их дроблением при экзогенной транспортировке и свидетельствовать о происхождении из древних вторичных коллекторов. Так как в коренных породах кристаллы с такими механическими повреждениями отсутствуют, В.И. Коптиль и Н.Н. Зинчук представили данные об анализе включений в алмазах из Рассольнинской депрессии. Все диагностированные сингенетичные минералы эколгитового генезиса.

Соотношение габитусных форм у алмазов из россыпей Тимана несколько иное, но основная тенденция резкого преобладания додекаэдровидов (около 80–85 %) сохраняется, при этом увеличивается число кристаллов комбинационных форм до 12 %, снижается количество октаэдров до 0,2 %. Среднетиманские алмазы относят к уральско-бразильскому типу. В отличие от кристаллов со склонов Урала, алмазы Тимана не несут на себе признаки износа или изношены очень слабо, это указывает на очень близкий источник сноса. При сопоставлении морфологии алмазов из россыпей Урала и Тимана очевидно главное их сходство – преобладание бесцветных кривогранных индивидов, для которых характерно наличие на поверхности следов пластической деформации. Их отличительной чертой от кимберлитовых алмазов является преобладание на поверхности леденцовой скульптуры. В.И. Коптиль отмечает, что леденцовая скульптура развивается на поверхности с механическим износом, что свидетельствует о термальном воздействии на алмазы после их транспортировки.

При сопоставлении морфологии алмазов из россыпей Урала и Тимана очевидно главное их сходство – преобладание бесцветных кривогранных индивидов, для которых характерно наличие на поверхности следов пластической деформации. По данным В.К. Гаранина, при переходе от Тимана к западному склону Урала наблюдается общая тенденция увеличения доли додекаэдровидов и значительного увеличения раз-

меров кристаллов. Важно отметить, что на территориях ААП, Тимана и Урала характерной чертой является полистадийность формирования месторождений и самого алмаза. Среди уральских кристаллов Г.И. Шафрановским выделяются три генерации алмазов, которые присущи и индивидуам из всех полей Архангельской алмазоносной субпровинции.

Таким образом, рассмотренное сопоставление размеров, минералогии, морфологии и физических свойств алмазов из россыпей Урала, Тимана и месторождения им. М.В. Ломоносова пока указывает на недостаточность имеющейся информации для надежной генетической интерпретации. Однако, назрела острая необходимость проведения дальнейших, более детальных, работ по изучению алмаза как основного поискового минерала.

В.Г. Кузнецов⁴²

Влияние климата на строение карбонатных формаций

Карбонатные отложения формируются в массе своей в условиях теплого климата; в последнее время описаны карбонаты умеренной климатической зоны (холодноводные карбонаты). При этом установлены различия в составе биоты тропических тепловодных и холодноводных карбонатных отложений (соответственно хлорозоновая и форамоловая ассоциации) [3]. Кроме абсолютной температуры на характер отложений влияет также гумидность или, напротив, аридность климата. В наиболее отчетливой форме влияние климата проявляется в мелководных водоемах, причем именно мелководные карбонатные толщи обширных эпиконтинентальных бассейнов являются самой распространенной группой карбонатных отложений вообще, особенно в докембрии и палеозое.

Важно отметить, что кроме состава биоты и соответствующих вещественных и структурных типов карбонатных пород климат определяет и структуру самих мелководных карбонатных формаций – особенности их вертикального разреза и латеральных изменений. Вместе с тем, именно эти аспекты изучены пока недостаточно.

Разрез карбонатных отложений как и абсолютного большинства осадочных образований вообще, имеет циклический характер, причем состав и строение циклитов аридных и гумидных зон различен.

Состав циклитов в толщах, сформировавшихся в гумидном климате, преимущественно известняковый, а в аридном – существенно доломитовый.

⁴² Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва; vgkuz@yandex.ru

В карбонатных толщах аридных зон циклиты имеют трехчленное строение с микрозернистыми, часто глинистыми доломитами и доломитовыми мергелями в основании, граноморфными и органогенно-обломочными, иногда в той или иной мере вторично доломитизированными известняками в центральной части и вновь микрозернистыми микробальными, в том числе строматолитовыми доломитами в кровле. Циклиты гумидных областей имеют более простое двучленное строение с микрозернистыми, в той или иной степени глинистыми известняками в основании и граноморфными известняками, как правило с разнообразной фауной, в средней и верхней частях разреза.

В обоих случаях границы циклитов достаточно резкие, имеются следы перерывов, но в циклитах гумидных зон нередко отмечаются также следы карстования и поверхностного выщелачивания в кровле.

В обоих случаях при однотипной глубине и гидродинамике в начале циклов формируются литоральные и sublиторальные тонкозернистые осадки с повышенным содержанием глинистого материала. При этом в условиях гумидного климата соленость вод была близка к среднеокеанической, что, в частности, фиксируется нахождением хотя и не многочисленной, но морской фауны, и шло накопление известняков. В обстановке же аридного климата, при интенсивном испарении соленость была повышенной, что определяло отсутствие или редкое наличие эвригалинной фауны, и эта экологическая ниша оккупировалась цианобактериями. Последние, извлекая растворенный в воде углекислый газ, повышали рН среды, что, в свою очередь, вызывало садку магниезиальных соединений и формирование, в конечном счете, доломитов. [1, 2].

Дальнейшее развитие трансгрессии, или, в более общей форме, подъем уровня моря, вело к установлению мелководных или умеренно глубоководных условий с активной гидродинамикой, причем значительный объем водной толщи даже в условиях аридного климата обуславливал среднеокеаническую соленость вод. В эти периоды накапливались биоморфные и граноморфные, в том числе детритовые, известковые осадки.

Разные последствия в бассейнах гумидной и аридной климатических зон имело наступившее после этого снижение уровня моря и обмеление бассейнов в заключительные фазы циклов. В водоемах гумидной климатической зоны принципиальных изменений солености не происходило, продолжали формироваться биогенные и граноморфные известняки, а тонкозернистые литоральные отложения завершающих этапов циклов в значительной мере уничтожались во время субаэральной экспозиции и карстования, которые активно осуществлялись в условиях влажного климата и обилия метеорных осадков. В условиях же аридного климата обмеление сопровождалось осолонением, что в свою очередь вело к исчезновению стеногалинной фауны и обусловленных ее наличием граноморфных структур, доминированию цианобактерий и вообще микробальных сообществ, а это, как отмечалось выше, обусловило осаждение магниезиальных соединений. В итоге здесь формировались доломиты со

строматолитами и другими микробиальными формами, и связанными с ними глазковыми текстурами. Само осушение при резком дефиците влаги практически не вызывало растворения и выщелачивания кровельных частей циклитов.

Существенно различаются латеральные изменения карбонатных формаций аридных и гумидных областей. В мелководных бассейнах аридной зоны в областях, примыкающих к океаническим бассейнам, откуда поступают воды среднеокеанической солености, формируются преимущественно известняки с разнообразной стеногалинной фауной и определяемыми ею биоморфными и граноморфными – органогенно-обломочными – структурами. По мере удаления от этого источника питания воды последовательно осолоняются, разнообразие и количественный состав биоты сокращаются, известняки замещаются доломитами со своими структурами, в дистальных частях формаций появляются сульфаты, в том числе в виде пластов и пачек. В итоге меняются не только состав пород и их структуры, но и само строение толщи – относительно однородный разрез становится в значительной степени дифференцированным.

В бассейнах гумидных зон соленость практически на всей площади их развития сохраняется относительно постоянной, соответственно породы и их структуры, равно как и строение разрезов, также практически однотипны по всей области развития этих формаций.

Иными словами, внешний фактор – характер климата, накладываясь на однотипные по сути колебания уровня моря, определяет внутренние характеристики водоема – его соленость, а через нее влияет и на характер биоты, которая, в свою очередь, определяла формы и механизмы осаждения карбонатного материала и его состав, а в итоге и разное строение карбонатных толщ.

Установленные различия в строении вертикального разреза и латеральных изменений карбонатных формаций различных климатических зон наряду с общегеологическим значением имеют и прикладной характер, так как определяют строение природных резервуаров, характер распределения фильтрационно-емкостных свойств пород в разрезе, изменение резервуаров и их свойств в пространстве.

Литература

1. Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.
2. Кузнецов В.Г. Эволюция доломитообразования и ее возможные причины // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80. Вып. 4. С. 49–66.
3. Lees A., Buller T. Modern temperate-water and warm water shelf carbonate sediments contrasted // *Marine Geol.* 1972. V. 13. P. 1767–1773.

Особенности осадконакопления в зонах океанического рифтогенеза

Особенности накопления осадков в зонах океанического рифтогенеза рассматриваются на примере впадины Маркова, расположенной в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта. Координаты центра – 5°54.14' с. ш. и 33°08.24' з. д. Это аномально глубокая для данного региона впадина, с максимальной глубиной 4975 м. Она вытянута в меридиональном направлении примерно на 20 км при ширине от 8 до 11 км.

В 17-м рейсе НИС “Академик Сергей Вавилов” (2003 г.) со склонов и дна впадины Маркова грунтовыми трубками были подняты осадки на четырех станциях. Мощность поднятых осадков до 6 метров. Осадки серого и бежевого цвета, полужидкой и пастообразной консистенции. Иногда наблюдается комковатая текстура.

Местами наблюдается достаточно частая смена цвета ила, с переходом от более светлых бежевых тонов к более темным серым. За счет этой смены цвета местами наблюдается пятнистая и слоистая текстуры.

Слоистость разрезов обусловлена сменой условий осадконакопления. Наиболее темные, серые слои соответствуют спокойным, застойным условиям осадконакопления, с образованием восстановительной среды. Более светлые, бежевые илы накапливаются при более активной циркуляции вод.

По составу это преимущественно кокколито-фораминиферовые илы с различным процентным соотношением глинистого и карбонатного материала. Значения карбонатности в изученных образцах изменяются в пределах от 10,6 до 80,5 %.

Карбонатная составляющая осадков представлена биогенным материалом. По результатам изучения комплексов двух планктонных групп (наннопланктона и планктонных фораминифер) в осадках четырех трубок, поднятых во впадине Маркова, установлено, что возраст вскрытых отложений коррелируется с переходными слоями зон *Pseudoemiliania lacunosa* и *Gephyrocapsa oceanica* (в пределах палеомагнитной эпохи Брюнес) и с нижней половиной подзоны *Globigerina calida calida* и оценивается около 0,6 млн лет. Полученные данные дают возможность оценить возраст верхнего комплекса осадочной толщи во впадине Маркова, которая, по данным профилографа Parasound, представлена равномер-

⁴³ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва;
FSnork@bk.ru

⁴⁴ Геологический институт РАН, Москва; Petrova@ginras.ru, Golovina@ginras.ru,
Bylinskaya@ginras.ru

ным чередованием хорошо стратифицированных и выдержанных по простиранью пород.

Ассоциации обеих планктонных групп характерны для тропической и субтропическо-экваториальной водной массы с высоким содержанием тепловодных видов. Однако, структура ассоциаций планктонных микрофауны и микрофлоры меняется по разрезу, что отражает колебания температуры поверхностных вод, вызванные климатическими флюктуациями в течение плейстоцена/голоцена.

Отложения содержат богатый комплекс известкового планктона хорошей сохранности, что свидетельствует о слабом растворении раковин или об отсутствии такового. Обилие тонких и хрупких форм кокколитов и их великолепная сохранность характерны для пелагической области океана и свидетельствует об отсутствии интенсивной придонной гидродинамики во впадине Маркова. По отсутствию переотложенных форм можно судить о стабильном режиме осадконакопления.

Несмотря на относительно большие глубины и удаленность от материков, в осадках встречаются раковины бентосных фораминифер. Помимо карбонатной фауны на некоторых интервалах встречаются радиолярии. Также встречаются редкие остатки диатомовых водорослей, содержание которых резко возрастает в отдельных слоях. В некоторых слоях колонок развиты ходы илоедов.

Во многих слоях встречаются единичные либо обильные глинистые окатыши. Наличие глинистых окатышей указывает на высокую активность склоновых процессов.

По данным гранулометрического анализа, для преобладающей части образцов по мере возрастания размера фракции закономерно уменьшается выход образца.

На основании литологического состава и соотношения главных породообразующих компонентов осадка во впадине Маркова выделено шесть литотипов осадков.

В составе глинистой части осадков ведущее место занимает хлорит. В незначительном количестве отмечены смектит и смешанослойные смектит-хлорит и смектит-иллит. Иногда в качестве породообразующих выступают серпентин и амфибол.

Преобладание хлорита над смектитом и смешанослойными минералами может быть следствием нескольких факторов: а) температурные, барические условия и соленость придонных вод глубоководной впадины достаточно высоки и благоприятны как для прямой кристаллизации хлорита из осажженных илов, так и для структурных переходов внутри кристаллических решеток в ряду смектит – смешанослойные минералы – хлорит; б) присутствие хлорита обусловлено разрушением первичных темноцветных минералов.

Помимо породообразующих минералов отмечены акцессории, среди которых присутствуют разные типы пироксенов, циркон, гранат альмандин-пиропового ряда, широкий спектр рудных минералов.

Присутствие в осадке большого набора амфиболов актинолит-тремолитового ряда, неизмененного вулканического стекла, широкого ряда пироксенов, в том числе и субкальциевого авгита, наличие серпентинов свидетельствует о разнообразии внутрикоровых вулканических процессов, излияниях подводных лав и взаимодействии остывающих вулканических масс с циркулирующими водами. То же подтверждается встречающимися в отдельных слоях крупными обломками вулканического стекла, размером до 1,5 см, на поверхности которых четко видны следы “вьедания” фораминифер в стекло.

Присутствие в осадке сульфидов, оксидов, гидроксидов, гидрохлоридов Fe и Cu дает основание предполагать их гидротермальный генезис и, следовательно, развитие в регионе относительно высокотемпературных гидротерм.

Литолого-минералогическое изучение строения верхней части осадочного покрова впадины Маркова позволило прийти к заключению, что условия осадконакопления в ее пределах чаще изменяются на склонах впадины, чем в придонной части, где состав осадка более однородный.

Основную роль в формировании состава осадочного покрова играет биологическая продуктивность океана. Привнос минерального вещества, осуществляемый золовым путем, очень невысок. Большое значение имеет подводное выветривание и разрушение пород магматического субстрата. Осадочный покров вблизи каждой конкретной колонки отражает особенности состава и генезиса подстилающих пород.

На основании проделанной работы основными выводами являются следующие:

1. Основную роль в формировании состава осадочного покрова играет биологическая продуктивность океана.
2. Образование хлорита не связано с метаморфическими преобразованиями, так как данная толща осадков не испытывала погружения.
3. По аксессуариям можно судить о подстилающих породах и об истории их развития.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 05-05-65125.

В.П. Макаров⁴⁵

К определению понятия “обломочные породы”

Среди осадочных пород “обломочные породы” (далее ОП) представляют собой один из самых распространенных классов горных пород. Несмотря на это, объем этого понятия мало кем обсуждался и соответ-

⁴⁵ Московский государственный геологоразведочный университет, Москва

ствует представлениям ранних периодов становления литологии. Изначально к ним относили породы, содержащие собственно обломки пород и минералов, с одной стороны, и продукты их механического (физического) преобразования – окатанные зерна пород и минералов – с другой. Существующие определения не конкретны и могут иметь иные толкования, но они сходятся в том, что основой определения ОП должно быть наличие в них значительных количеств обломков зерен (пород и минералов). Но определение “обломка” отсутствует. Такая же ситуация и с антагонистом “брекчии” – галькой. Есть узкое определение “гальки” [1, т. 1, с. 148; БСЭ, т. 6, с. 80], по которому она ограничена в линейных размерах. Однако в литологии есть также объекты, близкие по смыслу гальке, но иных размеров: валуны, гравий и т. д. В широком смысле “галька” (или окатыш, по Пустовалову) – “это окатанные водой обломки горных пород” [1, т. 2, с. 148]. Это не определение: отсутствуют перечисления существенных (наблюдаемых!) свойств объекта, позволяющих делать такие выводы, и присутствует неопределенное понятие “окатанный”. “**Окатанность** – это степень потертости, сглаженности первоначальных ребер и углов обломка горной породы вследствие истирания его” [1, т. 2, с. 88]. Но и оно некорректно: не ясно, что такое “сглаженность”. Для уточнения используем понятие “шероховатость”. “**Шероховатость** поверхности (ШП) – совокупность неровностей, образующих микрорельеф поверхности детали... При определении числовых значений ШП отсчет идет от единой базы, за которую принята средняя линия профиля...” [БСЭ, т. 29, с. 385]. Для конкретного зерна базовая поверхность – это поверхность вписанного в зерно эллипсоида. Тогда h – это высота неровности поверхности, H – линейный размер базовой поверхности. Сглаженная поверхность – это поверхность, для которой шероховатость минимальна, с ростом сглаженности $h/H \rightarrow 0$. Таким образом, окатыш – это зерно, поверхность которого существенно сглажена. В идеале окатыш (галька) имеет равновесную шаровидную форму.



Для формулирования текста определения “обломка” выделим две соседние точки А и Б на поверхности зерна (см. рисунок) и проведем через них плоскость, секущую зерно, а в этой секущей плоскости – касательные к поверхности зерна в соседних точках. Пересекаясь в точке О, эти касательные образуют угол. Часть зерна, сечение которой секущей плоскостью расположено между этими касательными (или гранями), есть **выступ** зерна над базовой поверхностью, а точка О – вершина выступа. Перпендикуляр

h_0 , опущенный из точки О на базовую поверхность, называется высотой выступа.

Основное определение: зерно, сложенное породой, в котором хотя бы одна часть – выступ над базовой поверхностью, называется *обломком*. Если точка О принадлежит зерну, то выступ остроугольный; если точка О лежит вне тела выступа, то выступ усеченный, срезанный, а обломок сглаженный.

Комбинация выступов, граней, поверхностей, ребер и углов создает внешний вид, очертания, контуры зерна, или его *форму* [БСЭ, т. 27, с. 539]. Специалисты, изучающие перенос твердого вещества потоками, подчеркивают влияние формы зерна на его транспортировку. Однако, что такое “форма зерна”, нигде не уточняется.

Все это приводит к искажению понятия “форма” зерна. Так, М.С. Швецов (1948) различает “...1). Резко остроугольные зерна с режущими краями... 2). Угловатые зерна... 3). Полуокатанные зерна... 4). Окатанные зерна...”. Продолжение такой оценки формы зерен – использование коэффициентов округлости и сферичности, хотя эти коэффициенты характеризуют одну и ту же сущность и дублируют друг друга. Степень окатанности характеризует не форму зерна, а отражает только глубину ее изменения.

Морфология обломков практически не изучена. Из отечественных ученых впервые об этом, видимо, заговорил И.А. Преображенский (Рухин, 1961). Этому фактору уделял внимание Ю.А. Билибин (1956). К.К. Гостинцев (1981) приводит геометрическую классификацию форм зерен и т. д. А.В. Сурков (2000) проделал большую работу по описанию форм золотин. В целом, выделяются морфологические классы зерен: П (простой) – класс простых форм; С (сложный) – класс сложных форм.

В классе П простых форм выделяются: **П-1.** Эллипсоидальные формы с крайним видом – сферическим. **П-2.** Призмональные зерна (призмоналы) аппроксимируются прямой призмой типа параллелепипеда; при $A=B=C$ параллелепипед переходит в куб. Здесь оси А, В и С надежно морфологически привязаны. Объем $V=kABC$ (k – коэффициент формы). **П-3.** Пирамидальные (тетраидальные) формы, достаточно редко выделяемые, хотя и распространенные; они принадлежат чаще всего осколкам минералов, меньше пород. К этому типу можно отнести: *трапециодальные* формы обломков кварца, представленные часто клиновидными (иногда изогнутыми до серповидных) разностями; *тетраидальные* формы (вытянутые пирамиды). Форма наименее определяемая. Объем понятия не ясен. Морфологическая привязка осей А, В и С затруднена.

В наиболее распространенном классе С сложных форм выделяются типы: **С1.** Сложные призмоналы. Образуются при линейном соединении призмоналов или эллипсоидов. Параметры А, В, и С близки к истинным. **С2.** Асимметричные эллипсоиды с гладкой или близкой таковой поверхностями. В сечении – неправильные четырехугольники или многоугольники. Форма хотя и часто встречается, но трудна для изучения. **С3.** Тип (сегментированных) зерен, образованных при раскалывании эллип-

соидальных и, меньше, призмодных и других зерен. С4. Зерна любой иной формы. Это наиболее распространенный морфологический тип. Характеризуется расчлененностью поверхности, обусловленной наличием “наростов” (выступов). С5. В зернах золота с высокой пластичностью наблюдаются формы с отрицательными выступами (вогнутые), вплоть до образования внутренних закрытых или открытых пустот. В зернах типа С4 и С5 вес вещества и кажущийся объем частицы меньше, чем в частице с монолитным заполнением пространства частицы при близких линейных размерах. Эти зерна обладают повышенной сопротивляемостью движению в потоке и в связи с большей легкостью лучше переносятся потоками. Оба признака способствуют переносу зерна.

Таким образом, имеется существенное генетическое различие между обломками и окатышами. “Обломочные породы” – породы, сложенные *только* обломками материнских пород (минералов). Окатыши не являются обломками в прямом смысле и потому не могут входить в группу “обломочных пород”. Они составляют самостоятельную, весьма распространенную группу осадочных образований, названную нами *конгломероидами*, сложенными полностью или преимущественно окатышами различных размеров (конгломераты, галечники, гравелиты, песчаники и пр.). Эти группы пород образуют класс пород, которые вслед за М.С. Швецовым можно назвать классом *механогенных* пород.

Обломки зерен, называемые брекчиями, и окатыши – крайние представители механогенных пород. Между ними существуют переходные разности, выделяемые по степени сглаженности. Главным в переходных зернах является изменение первоначальной формы зерна в результате взаимодействия зерен друг с другом под действием физико-механических процессов раскалывания и истирания зерен. Известно, что изменение под действием внешних воздействий первоначальной сущности изменяемого предмета называется метаморфизмом. При перемещении в потоках происходит метаморфизм этих зерен, который, учитывая его природу, можно назвать физическим, динамическим или механогенным. Следовательно, конгломероиды – метаморфические породы, образованные при низких температуре и объемном давлении, но высоких значениях одностороннего давления, обычно ударного типа. Классификации форм ОП отражают степень метаморфизма пород. Выделяются основные градации изменения форм зерен (степени метаморфизма): 1) “совершенно не окатанные, остроугольные зерна пород (щебень, хрящ, дресва, каменная крошка, зерна-осколки)”; 2) зерно сглажено в разной степени так, что еще можно установить исходную форму; возможно проведение дробной классификации степени метаморфизма на основе существующих представлений об ОП; 3) “вполне окатанные зерна с одинаково сглаженной поверхностью обтекаемой формы”, начальная форма уже не определима, конечная форма описывается уравнениями второго порядка, приближаясь: За – к трехосному эллипсоиду; Зб – к эллипсоиду вращения; Зв – к шару.

О механизме переноса и осаждения твердого вещества из водных потоков

Вопросы определения обстановок осадконакопления и происхождения осадочных горных пород являются ведущими в литологии. Решение задачи опиралось на гранулометрические данные на основе ситового анализа рыхлых и литифицированных осадочных горных пород. В последние годы интерес к использованию ситового анализа резко упал, не оправдав надежд исследователей (Романовский, 1985). Еще труднее оказалась задача о расчетах гидравлических характеристик обломков минералов и горных пород в придонных водных потоках – реках, в береговой зоне озер, морей, океанов.

Известно, что процессы формирования осадочных толщ подчиняются законам гидродинамики, основные идеи которой, описывающие формирование зернистых осадочных толщ, приведены в работах Риттингера и Ричардсона еще на рубеже XIX–XX веков. Работы по изучению гидродинамики переноса русловых отложений, формирующих осадочные отложения, проведены гидрологами и океанологами в связи с анализом условий построения плотин, дамб и пр. Показано, что первичной формой перемещения зерна является скачок, хотя детально она не изучена. В основе всех выводов лежит представление о кинетической энергии движения частицы $E = Mv^2/2$ (M – ее масса, v – скорость движения). Поскольку $M = V\rho$ (V – объем, ρ – плотность зерна), то понятна роль этих непосредственно измеряемых параметров в изучении литодинамики образования осадков. Величина ρ устанавливается при минералогических исследованиях, важной и методически отработанной части литологических изысканий. Определение величины V или заменяющей ее величины d (диаметр) – громоздкая процедура, поскольку форма частиц обычно отличается от шаровой, вызывая необходимость измерения длины A , ширины B и толщины C зерна.

Несмотря на успехи в решении проблемы переноса осадков, использование их для решения обратных задач литологии затруднительно. Кроме явного нежелания литологов заниматься этими проблемами сюда накладываются и другие причины: 1) громоздкость уравнений; 2) осадки

⁴⁶ Московский государственный геологоразведочный университет. Москва

рассматриваются как однородные по минеральному и плотностному составу; 3) имеющиеся результаты не позволяют количественно анализировать слоистые образования; 4) анализ распределения в потоках различных минералов, интересных как прямой объект исследования, мало; 5) переоценена величина плотности воды $\rho_b = 1$, хотя минералы осаждаются не из чистой воды, а из смеси воды и твердого материала (взвеси), имеющей собственные значения плотности и вязкости.

Выделяются основные гипотезы формирования осадочных отложений.

А. Одной из немногих идей механики, используемых для решения задач литологии, является гипотеза 1 (ГЗ-1) осаждения минерала согласно уравнению Стокса (УС) (1), где $v_{ч1}$ – скорость осаждения частицы диаметром d и плотностью $\rho_{ч}$ в жидкости с плотностью ρ_{o1}

$$v_{ч1} = \frac{2g}{9} d^2 \frac{\rho_{ч} - \rho_b}{\eta_b} \approx 2,18d^2 \frac{\rho_{ч} - \rho_{o1}}{\eta_b}, \quad (1)$$

и вязкостью η_b . ГЗ-1 применялась Рухиным и Страховым (далее РС). При сравнении параметров распределений кварца КВ и магнетита МТ в предположении, что $v_{КВ} = v_{МТ}$, они установили, что при $\rho_{МТ} > \rho_{КВ}$ обычно $d_{МТ} < d_{КВ}$, соответствуя качественным особенностям их распределения в реальных осадках. На основе этого сделан вывод об обоснованности использования УС для анализа строения осадков. Ревизия этих данных не подтверждает это: 1) не обоснована возможность применения УС для анализа разделения минералов в реальном осадке при попадании в жидкость сыпучего тела с произвольными соотношениями размеров и плотностей зерен; 2) выражению (1) не соответствует условие равенства скоростей переноса зерен, например, $v_{КВ} = v_{МТ}$; 3) полагалось, что для воды $\rho_b = 1$, т. е. малая концентрация частиц в воде не влияет на ρ системы вода–осадок (взвеси); это противоречит предположениям РС о формировании осадка у границы вода–осадок, обогащенной твердым материалом; 4) проверка УС на других примерах не позволяет делать подобные заключения. Оценка распределения зерен в потоке для разных пар минералов одного и того же осадка дает часто различающиеся характеристики потока.

Б. В основе гипотезы 2 (ГЗ-2) лежит представление о взаимоотношениях потока и перемещаемых им наносов, в частности, о соотношениях между скоростью $v_{ч}$ частицы в потоке и скоростью v_n самого потока, которое описывается уравнением (2) (Гостинцев, 1981) (F – площадь меделева сечения; ϕ – коэффициент сопротивления; g – ускорение силы тяжести; $V_{ч}$ – объем частицы):

$$\frac{V_{ч}}{F\phi} = \frac{\rho_{o2}}{\rho_{ч} - \rho_{o2}} \frac{v_{ч2}}{2g}. \quad (2)$$

В целом же, обе гипотезы дают близкие качественные картины распределений минералов по плотности и размеру зерен. Анализируя решения задачи, имеем, что в тринарной системе параметры минералов $M_1(\rho_1, d_1)$, $M_2(\rho_2, d_2)$ и $M_3(\rho_3, d_3)$ должны удовлетворять уравнению

$$\Delta = \begin{vmatrix} k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ \rho_1 & \rho_2 & \rho_3 \\ 1 & 1 & 1 \end{vmatrix} = 0.$$

Для решения задачи для каждой гипотезы из (1) и (2) получаем уравнение гипербол:

$$\Gamma 3-1: \rho = (0,46v_4 \eta)/d^2 + \rho_{01}, \text{ (в общей форме } \rho = \alpha/d^2 + \rho_{01}\text{)}.$$

$$\Gamma 3-2: \rho = (\varphi v_4^2 \rho_{02})/19,6d + \rho_{02}, \text{ где } d = V/F \text{ (в общей форме } \rho = \beta/d + \rho_{02}\text{)}.$$

Вхождение параметра v_4 в коэффициенты при аргументе говорит, что все частицы двигаются с одинаковыми скоростями, что и предполагали РС. Полагая $l = 1/d$ (или $l^* = 1/d^2$), получаем уравнение прямой линии $\rho = \beta(\alpha)l(l^*) + \rho_{01}(\rho_{02})$, на которой должны располагаться точки. Эти уравнения – основа оценки гипотез: к реальному распределению осадков будет ближе та ГЗ, для которой $\rho_{01} \rightarrow$ к значению $\rho_b = 1$ (воды).

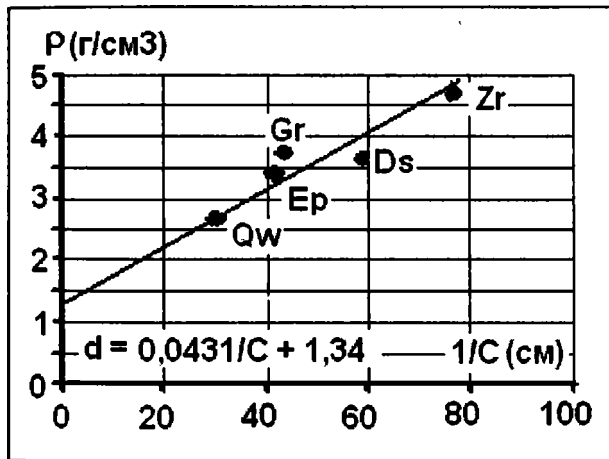
В. Для решения задачи использованы результаты изучения пляжных песков (прибойная зона пляжа “Зимний берег” в Горле Белого моря (Сурков, 1981)). Пример распределения минералов в потоке приведен на рисунке.

По данным измерений d зерна имеют форму, приближенную к трехосному эллипсоиду. Тогда получаем:

$$\Gamma 3-1: \rho = 0,0003774/C^2 + 2,5 \quad (\rho_{01} = 2,5 \text{ г/см}^3);$$

$$\Gamma 3-2: \rho = 0,0431/C + 1,34 \quad (\rho_{02} = 1,34 \text{ г/см}^3).$$

По этим данным оцениваются скорости движения наносов. Для ГЗ-1 $\alpha = 0,46v_4 \eta = 0,0003774$. Для взвеси данных по η нет, для воды $\eta_b = 0,01$ пуаз, $v_4 = 8$ м/с. Для взвеси с $\eta = 1$ $v_4 = 0,08$ м/с. Для ГЗ-2 $\beta = \varphi v_4^2 \rho_{02}/19,6 = \varphi v_4^2/14,73 = 0,0431$. Величину φ оценим, опираясь на параметры потоков на конкретных участках. По Великанову (1955) $\varphi = gRi/v_2$, где R – гидравлический радиус; для плоских потоков $R = h$ (h – глубина и v – скорость потока; i – гидравлический уклон). Для отмелей берегов Балтийского моря (Айбулатов и др., 1966) $i = 0,016$; $v = 0,8$ м/с и $h = 2$ м; поэтому $\varphi = 0,245$, $v_4 = 1,61$ м/с. Для $\varphi \approx 1$ $v_4 = 0,8$ м/с.



Информацию о структуре взвеси дает анализ гистограммы распределений размерных параметров зерен. По распространенности минералы образуют ряд кварц: эпидот : гранат : диопсид : циркон = 5,2 : 3,8 : 2,4 : 1,8 : 1. Средневзвешенная плотность осадка – 3,24 г/см³.

Объемная доля S взвеси в потоке (мутность) вычислялась по формуле $S = 100(\rho_{oi} - 1) / \rho_m$. Тогда для ГЗ-1 $S = 46\%$, для ГЗ-2 – $S = 17\%$. По М. А. Великанову (1955) $S_{\max} = 50\%$. Для речных наносов $S_{\max} = 38\%$, для наносов более тяжелых, чем песок, гравий, глина, S_{\max} еще меньше. Таким образом, величина $S = 17\%$ является более реальной в отличие от $S = 46\%$.

Г. Итак, по оценке плотности и скорости потока вторая гипотеза предпочтительнее. Следовательно, поток осадков характеризуется параметрами $\rho_{o2} = 1,34$ г/см³ и $v_c = 1,61$ м/с, мутность потока – 17%. Эти параметры не соответствуют потокам осадков пониженной плотности в спокойных условиях. Они более характерны для сильных штормовых волнений, которые и создают условия для формирования этой селеподобной массы. По В.П. Зенковичу, с усилением волнения скорость перемещения меченых песчинок приближается к скоростям течений самой воды. Эти данные свидетельствуют о некорректности использования уравнения Стокса для анализа механики осадкообразования.

П.В. Маркевич, А.И. Малиновский⁴⁷

Тяжелые обломочные минералы как критерий идентификации пред- и задуговых островодужных обстановок

Рассмотрена возможность распознавания пред- и задуговых бассейнов по тяжелым обломочным минералам на примерах структурно контрастных и разновозрастных бассейнов: эоцен-четвертичного глубоководного желоба Вануату, а также раннемеловых и раннемеловых – кайнозойских островодужных палеобассейнов, известных в Киселевско-Маноминском и Кемском террейнах Сихотэ-Алиня и Олюторском – Камчатки. На рисунке показано соотношение тяжелых минералов в осадках этих бассейнов. Выделены две ассоциации минералов: сиалическая (гранитно-метаморфическая) и фемическая (вулканическая).

В желобе Вануату, расположенном в юго-западной части Тихого океана, исследованы осадки от среднего эоцена до плейстоцена – голо-

⁴⁷ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток;
markevich@fegi.ru

цена. Поскольку желоб питается главным образом продуктами вулканической дуги, большая часть тяжелых минералов его осадков представлена фемической ассоциацией, где наиболее многочисленны клино- и ортопироксены, а также магнетит. Роговых обманок, оливина и эпидота намного меньше. Сиалические минералы представлены только сфеном, ильменитом, лейкоксеном, апатитом и корундом, которых в сумме не более 2,5 % от общего количества минералов.

Бассейн Киселевых-Маноминского террейна расположен в Нижнем Приамурье и представлен несколькими структурно-вещественными комплексами. *Вулканогенно-осадочный комплекс* содержит в нижней части фемические тяжелые минералы: клино- и ортопироксены, магнетит и роговые обманки. В верхней части комплекса они смешаны с сиалическими эпидотом, гранатом, хромитом, цирконом, апатитом, сфеном и рутилом. Сначала в островодужном бассейне накапливался синседиментационный вулканический материал, затем вулканомиктовый – продукт разрушения аккреционной призмы, включавшей фрагменты эпиконтинентальной вулканической дуги, океанических островов и офиолитов. В *граувакковом комплексе* в одних случаях преобладает хромит – до 50–94 %, часто ассоциирующийся с пироксенами (до 37 %), главным источником которых были офиолиты. В других случаях много циркона и граната, происходящих из континентального сиалического источника. Иногда породы обогащены пироксенами, амфиболами и эпидотом при низких значениях хромита, поступавшими из аккреционной призмы, состоявшей из океанических, островодужных и континентальных фрагментов.

Бассейн Олюторского террейна расположен в южной части Корякского нагорья. В нем выделены две минералогические провинции тяжелых обломочных минералов. В Северной провинции ведущие минералы – островодужные клино- и ортопироксены, магнетит и роговые обманки, вместе составляющие до 90 % тяжелых обломочных минералов. Главным среди них – клинопироксен, меньше магнетита, роговой обманки и ортопироксена. Резкое преобладание фемических минералов свидетельствует о сильном влиянии на седиментацию вулканизма и размывавшихся вулканических пород. В Южной провинции роль фемической островодужной ассоциации также важна. В ней также доминирует клинопироксен, хотя его меньше. Ощутимы содержания магнетита и хромита, а роговых обманок и ортопироксенов всего 3–5 %. В то же время, здесь значительно больше сиалических минералов: циркона, апатита, граната и рутила. Встречаются турмалин, сфен, корунд, везувиан, анатаз, ортит, брукит, силлиманит, ставролит, андалузит, дистен и флюорит, которых нет в Северной провинции. Источником питания была зрелая континентальная земная кора.

Преобладающим источником питания была мел-палеогеновая энзиматическая вулканическая островная дуга и ее океаническое основание, а также синседиментационные вулканические процессы. Другим, роль которого была меньше, но весьма важна для Южной провинции, были

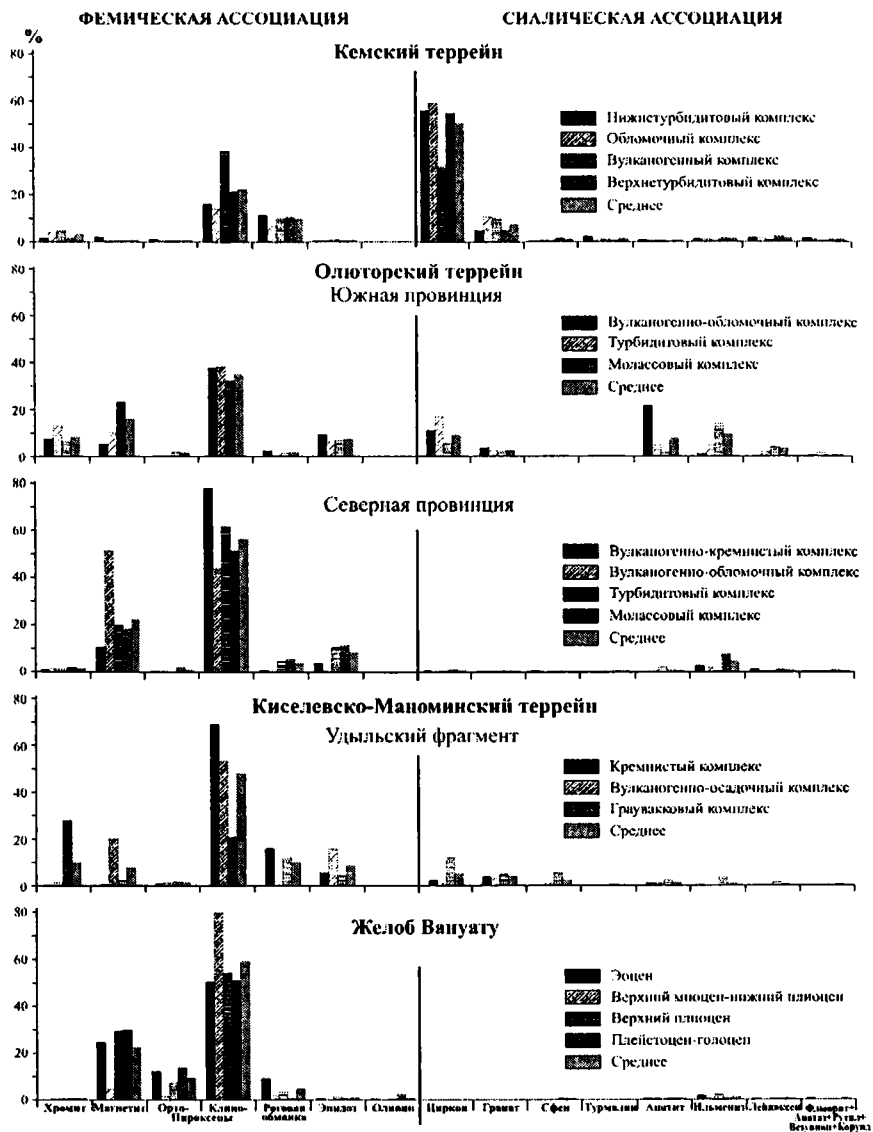


Рис. Распределение тяжелых обломочных минералов

сиалические фрагменты, вероятно располагавшиеся на месте современного Берингова моря.

Бассейн Кемского террейна Сихотэ-Алиня расположен в восточной части Сихотэ-Алиня. Его отложения накапливались в тылу вулканической дуги Монероно-Самаргинской островодужной системы. Тяжелые минералы изучены в Кемском, Совгаванском и Высокогорском фрагментах террейна. Основная минералогическая ассоциация бассейна сиалическая: циркон, как главный, – в среднем до 80 % всех минералов, гранат, апатит, турмалин, а также сфен, рутил, везувиан, анатаз и корунд – в сумме до 3 %. Фемическая ассоциация подчиненна и представлена, в основном, клинопироксеном, роговой обманкой, меньше ортопироксеном, хромитом и магнетитом. Тяжелые минералы происходят из субшелочных и известково-щелочных базальтов островной дуги и ее основания, состоявшего из фрагментов сиалической континентальной коры.

Таким образом, рассмотрены ассоциации тяжелых обломочных минералов от наиболее насыщенных фемическими компонентами преддугового желоба Вануату до задуговых бассейнов Кемского террейна, где наиболее важное место занимают сиалические минералы. Бассейны преддугового Удыльского и задугового Олюторского террейнов обладают смешанными фемическими и сиалическими минералами, и для их идентификации необходимы дополнительные сведения.

А.В. Маслов⁴⁸, Д.В. Гражданкин⁴⁹, М.Т. Крупенин⁴⁸,
В.Н. Подковыров⁵⁰, Г.А. Петров⁴⁸, Ю.Л. Ронкин⁴⁸,
В.Г. Оловянишников⁵¹, М.В. Ишерская⁵², А.Ю. Корнилова⁴⁸,
Э.З. Гареев⁵²

Вендский седиментационный бассейн северо-востока и востока Восточно-Европейской платформы: основные черты формирования осадочного выполнения

По данным параметрического бурения и геофизических исследований верхневендские осадочные последовательности прослеживаются от западного склона Среднего Урала через Верхнекамскую и Мезенскую впадины к Юго-Восточному Беломорью. Это свидетельствует о том, что

⁴⁸ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург; *maslov@igg.uran.ru*

⁴⁹ Палеонтологический институт РАН, Москва; *fbоеова@mac.com*

⁵⁰ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург; *vpodk@mail.ru*

⁵¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *olovyanishnikov@geo.komisc.ru*

⁵² Институт геологии УНЦ РАН, Уфа; *emik@anrb.ru*

формирование отложений на всей этой огромной территории в позднем венде происходило в пределах единого крупного седиментационного бассейна. Задачей наших исследований являлось создание модели эволюции процессов седиментогенеза, изменения палеогеографических, палеоклиматических и палеогеодинамических обстановок, состава источников сноса в этом бассейне.

Юго-Восточный склон Балтийского щита (Юго-Восточное Беломорье, ЮВБ). Тонкозернистые терригенные отложения ЮВБ имеют сложный состав: в них установлена примесь как “петрогенной”, так и “литогенной” компоненты. Судя по всему, состав размывавшихся на палеоводосборах пород был близок к породам ряда гранодиорит–гранит. Исключение составляют глины, приуроченные к началу ергинско-падунского этапа, имеющие характер, близкий к петрогенным осадкам. Анализ степени зрелости песчаников и аргиллитов позволил нам выделить два этапа седиментогенеза в процессе формирования верхневендской толщи ЮВБ. Первый, лямичко-верховский, характеризовался поступлением в бассейн незрелого обломочного материала из областей с аридным климатом. Второй, ергинско-падунский этап, знаменовался привнесом относительно более зрелой алюмосиликокластики, которая поступала из областей с мягким гумидным климатом. Этапы седиментогенеза примерно совпадают с замещением мелководно-морских обстановок осадконакопления на флювиально-аллювиальные с устойчивым и сильным круглогодичным речным стоком с возвышенных участков суши на северо-востоке. На основании полученных данных сделан вывод о том, что начиная с временной отметки 555 млн лет ЮВБ находилось под влиянием гумидного климата. Геохимические индикаторы редокс-обстановок в придонном слое воды указывают на преобладание окисных, суб- и диокисных условий. Это не согласуется с мнением Е. Дзика, основанном на изучении минерального состава сульфидного цемента фоссилиеносных песчаников, о том, что в придонном слое воды поздневендского бассейна преобладали восстановительные условия. Е. Дзик также предположил, что эдиакарские организмы в большинстве случаев захоронены не в обстановках обитания, а были занесены волнами и течениями в бескислородные придонные слои воды, однако тафо-палеоэкологические и литогеохимические данные этого не подтверждают. Судя по всему, поздневендский бассейн характеризовался активной гидродинамикой, о чем свидетельствует широкий площадной разнос обломочного материала, преобладание хорошо сортированных отложений и частая встречаемость в них косой и косоволнистой слоистости; в целом, это указывает на значительные размеры и относительную мелководность бассейна.

Шкаповско-Шиханская впадина (ШШВ). Анализ соотношений в аргиллитах каировской и шкаповской серий ряда геохимических модулей позволил сделать вывод о том, что эти породы являются петрогенными, т. е. прошли только один цикл седиментации и их литогеохими-

ческие особенности могут быть напрямую использованы для реконструкции состава палеоводосборов, характера процессов выветривания и палеогеографических построений. Умеренная в целом степень зрелости тонкой терригенной кластики ($ClA < 70$ и др.) указывает на доминирование на палеоводосборах в течение всего позднего венда скорее всего семиаридного климата. Установлено, что в центральной части ШШВ на всем протяжении позднего венда восстановительных обстановок в придонном слое воды не существовало. На палеоводосборах преобладали породы среднего состава, и только для начала старопетровского и конца салиховского времени можно предполагать присутствие в областях размыва и более кислых субстратов. Положение фигуративных точек аргиллитов на диаграммах Cr–Ni, Co–V, Co/Hf–Ce/Cr, La–Th и La/Sm–Sc/Th указывает, что в областях сноса существовали блоки как архейской, так и более зрелой раннепротерозойской коры, соотношение между которыми с течением времени менялось.

Западный склон Среднего Урала (ЗССУ). На основе изучения систематики REE, Th, Hf, Sc, Co, Cr и Ni и анализа Nd модельного возраста тонкозернистых силикокластических пород сыльвицкой серии установлено, что спектры REE в аргиллитах имеют облик, типичный для PAAS и NASC. Присутствие на ряде уровней венда ЗССУ глинистых пород со значениями $Gd_N/Yb_N > 2,0$, относительно небольшими Eu/Eu^* и высокой степенью деплетирования HREE указывает на определенную роль в составе тонкой силикокластики и продуктов размыва примитивных архейских субстратов. Заметную роль во время формирования осадочных толщ сыльвицкой серии играли также основные и/или ультраосновные породы. Величина $T_{Nd}(DM)$ в породах нижней части серебрянской серии составляет ~2,0 млрд лет, тогда как на более высоких уровнях разреза доминируют породы с $T_{Nd}(DM) \cong 1,77–1,73$ млрд лет. Снижение Nd модельных возрастов было обусловлено, на наш взгляд, смешением продуктов разрушения зрелой континентальной коры Средневожского мегаблока платформы (с $T_{Nd}(DM) \geq 2,0$ млрд лет) и ювенильных мафит-ультрамафитовых пород (дворецкий, шпалорезовский, вильвинский и другие комплексы), локализованных в ККМ в поле развития осадочных последовательностей венда и имеющих $T_{Nd}(DM) \sim 824–707$ млн лет. Значения основных палеоклиматических индексов в аргиллитах сыльвицкой серии (см. сообщение А.Ю. Корниловой) соответствуют тем, что типичны для материала, поступающего из областей семиаридного/семигумидного климата. Соотношения В, Rb, V и Ga в тонкой фракции аргиллитов сыльвицкой серии позволяют предполагать, что накопление осадков происходило в обстановках пресноводных или близких к опресненным. Анализ петро- и геохимических особенностей и имеющих для позднерифейско-вендских магматических комплексов ЗССУ изотопно-геохронологических данных позволил установить существование латеральной зональности магматизма, которая могла быть вызвана разноглубинными очагами над мантийным плюмом, предполагаемая

длительность существования которого составляет около 200 млн лет. Установлено, что первые остатки биоты эдиакарского типа (палеопасцихниды) появляются на ЗССУ в отложениях перевалокской свиты. Основная часть находок приходится на верхнюю половину чернокаменской свиты. В целом комплекс остатков эдиакарского типа ЗССУ по разнообразию таксонов и многочисленности сопоставим с ископаемой беломорской биотой. Это позволяет предполагать существование в поздневендское время устойчивых биогеографических связей между ЗССУ и ЮВБ и указывает на наличие в позднем венде единого биогеографического ареала расселения беломорской биоты на северо-востоке Восточно-Европейской платформы. Это первый палеонтологически обоснованный ареал обитания биоты подобного типа. В то же время в составе среднеуральской биоты преобладают монотаксонные популяции с относительно малыми размерами особей. Эти различия не удается объяснить только с точки зрения седиментологии и/или тафономии. По всей видимости, на состав и структуру эдиакарской биоты оказывал существенное влияние также и климат, так как на ранних стадиях вся акватория бассейна находилась в относительно высоких широтах и контролировалась семиаридным или субнивальным климатом, а в конце позднего венда ЮВБ оказалось под влиянием гумидного климата, а остальные сегменты продолжали оставаться под влиянием семиаридного климата.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 25 “Происхождение и эволюция биосферы” и гранта РФФИ № 03-05-64121.

В.П. Морозов, Э.А. Королев, А.Н. Кольчугин⁵³

Литогенетические типы известняков нижнего и среднего карбона юго-востока Республики Татарстан и реконструкция палеобстановок их седиментогенеза

Рассматривается приуроченность выявленных литогенетических типов известняков к стратиграфическим подразделениям нижнего и среднего карбона юго-востока Республики Татарстан (РТ). В основу выделения литогенетических типов известняков положена работа [1].

Изученная последовательность вертикального распределения пород (прежде всего, известняков) в нижнем и среднем карбоне с учетом закона Головкинского–Вальтера указывает на определенную закономерность в их распределении и по латерали в палеобассейне седиментогенеза [2].

⁵³ Казанский государственный университет, Казань: V.Morozov@ksu.ru

Установлено, что седиментогенез известняков, в силу специфики механизмов образования карбоната кальция, контролируется, прежде всего, удаленностью от береговой линии [3], что связано, прежде всего, со сменой автотрофных организмов гетеротрофными. Поэтому формирование рассмотренных литогенетических типов известняков также в основном определяется удаленностью области их седиментогенеза от береговой линии.

Так, например, карбонатонакопление в турнейском регрессирующем морском бассейне заключалось в формировании биокластовых фито- и зооморфных известняков. Причем, судя по вертикальной последовательности карбонатонакопления, ближе к береговой линии формировались биокластовые фитоморфные известняки, а далее – биокластовые зооморфные.

Наиболее четко последовательность осадконакопления известняков проявляется в визейско-башкирском веках. На протяжении времени, охватывающего верхнюю часть тульского горизонта и до башкирского века включительно, биокластовые фитоморфные известняки вверх по разрезу замещаются биокластовыми зооморфными и далее парагенезисом органогенных, обломочных и пелитоморфных известняков. Такая последовательность осадконакопления известняков во времени с учетом движения береговой линии на запад позволила выполнить реконструкцию палеообстановки седиментогенеза. Такая реконструкция представляет модель формирования известняков в условиях эпиконтинентального шельфового бассейна, где наблюдается развитие зон карбонатного седиментогенеза параллельно береговой линии. В предлагаемой модели смена пород по горизонтали не определяется глубиной палеобассейна, а обусловлена удаленностью осадконакопления от береговой линии. На наш взгляд, на большей удаленности от береговой линии поступление органического вещества, необходимого для развития биоты, ограничено. Поэтому происходит смена биокластовых фитоморфных известняков биокластовыми зооморфными и далее парагенезисом органогенных, обломочных и пелитоморфных известняков.

В изученных разрезах башкирского яруса при условии высокого выноса керна практически всегда по вертикали наблюдается следующая последовательность пород: пелитоморфные известняки – обломочные известняки – органогенные известняки – пелитоморфные известняки и т. д. Такая последовательность известняков указывает на формирование в башкирское время органогенных построек (органогенные известняки), шлейфовых известняков и известняков синседиментационного дробления (обломочные известняки – продукты разрушения органогенных построек) и пелитоморфных слабо глинистых известняков, пространственно располагающихся между органогенными постройками.

Особенностью осадконакопления биокластовых фито- и зооморфных известняков является формирование несцементированных или слабо сцементированных осадков, тогда как при осадконакоплении органогенных известняков с биоморфной структурой и прижизненным положением орга-

нических остатков формируются так называемые органогенные постройки, сложенные сцементированными породами [3, 4]. Последние в рассматриваемое время формировались в серпуховском и башкирском веках.

На сцементированность органогенных известняков уже при седиментогенезе указывают также парагенетически с ними связанные обломочные известняки, обладающие брекчиевой структурой. По-видимому, в это время рассматриваемая территория представляла собой некий архипелаг. Поднятиями морского дна являлись органогенные постройки, вероятно, биостромы, которые иногда выступали из-под уровня моря и подвергались гипергенезу, в силу чего их рост прекращался. На явление гумидного гипергенеза органогенных известняков, оказавшихся выше уровня моря, указывает глинистая компонента обломочных известняков, в состав которой входит каолинит. Глинистые же минералы пелитоморфных известняков представлены гидрослюдой и смешанослойным минералом состава гидрослюда-сметтит, что указывает на их морской генезис.

Выход органогенных построек из-под уровня моря, вероятно, осуществлялся вследствие общего подъема территории. Однако наличие среди известняков сцементированных органогенных и несцементированных пелитоморфных мог приводить к различным результатам. Размыв и гипергенез органогенных известняков, вышедших из-под уровня моря, приводил к формированию обломочных известняков. Тогда как размыв несцементированных при седиментогенезе пелитоморфных известняков происходил, вероятно, ниже уровня моря.

Причем органогенные постройки не могли иметь в плане размер, превышающий несколько километров, так как, на что уже указывалось, не удастся провести корреляцию известняков ни по данным ГИС, ни по литологическому описанию разрезов, изученных в соседних скважинах, отстоящих друг от друга на 1–3 км.

Исключительно важной особенностью органогенных и биокластовых зооморфных известняков, т. е. известняков органогенной природы, является различный состав слагающих оба типа пород составляющих элементов. Органические остатки, комки и сгустки, являясь органоминеральными образованиями [5], практически не подвергаются постседиментационному изменению, связанному с выщелачиванием и перекристаллизацией. Неформенный же кальцит подвержен таким изменениям. Также подвержен постседиментационным изменениям фитоморфный и неформенный кальцит биокластовых известняков.

Литература

1. Седиментологическое моделирование карбонатных осадочных комплексов. Под ред. Н.К. Фортунатовой. М.: НИА-Природа, 2000. 249 с.
2. Хеллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 328 с.
3. Селлвуд Б.У. Мелководные морские карбонатные обстановки / Обстановки осадконакопления и фации. Т. 2. Под ред. Х. Реддинга. М.: Мир, 1990. С. 5–74.

4. Кузнецов В.Г. Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений. М.: Недра, 1992. 240 с.
5. Кораго А.А. Введение в биоминералогию. СПб.: Недра, 1992. 280 с.

**И.О. Мурдмаа⁵⁴, Е.В. Иванова⁵⁴, М.А. Левитан⁵⁵,
О.В. Левченко⁵⁴, Е.К. Скупченко⁵⁶**

Фациальная система Баренцева моря в послеледниковое время

В разрезах верхнечетвертичных осадков шельфовых впадин Баренцева моря, вскрытых 30 колонками в экспедициях НИС “Академик Сергей Вавилов” (1997–2002) и “Профессор Штокман” (2004), прослежена последовательность четырех литостратиграфических горизонтов (IV–I), которая отражает развитие фациальной системы моря от конца последнего (позднейхсельского) оледенения, через дегляциацию к современному (голоценовому) межледниковью [1]. Выявленный ледниково-межледниковый осадочный цикл включает процессы ледниковой, ледниково-морской и морской седиментации в шельфовых впадинах открытого моря. На вершинах подводных возвышенностей в это время господствовали обстановки размыва, неотложения и медленного неустойчивого накопления резидуальных отложений.

Во время максимума последнего оледенения около 20 тыс. лет назад, практически все Баренцево море и окружающие его архипелаги были покрыты единым Северо-Европейским ледниковым щитом [7]. Ледник срезал почти все ранее накопившиеся рыхлые осадки и вызвал деформации подстилающих мезозойских коренных пород [2, 6]. В трогах, по которым текли выводные ледники, накапливалась донная морена (ледниковый тилл). Морена (горизонт IV), вскрытая нашими колонками, состоит из неупорядоченной смеси грубообломочного материала и песка с тонкозернистым глинистым наполнителем. Она переуплотнена за счет ледниковой нагрузки и содержит почти пресную иловую воду. Однородный состав обломков пород свидетельствует о локальной ледниковой эрозии. Тонкозернистый компонент внесен подледниковыми тальми водами.

На начальной фазе дегляциации (горизонт III, 15–13 тыс. лет назад), по времени совпадавшей с глобальным потеплением и гляциоэвстатическим подъемом уровня Мирового океана, Баренцевоморский ледниковый щит стал интенсивно таять и разрушаться. Ледники во впадинах

⁵⁴ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

⁵⁵ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

⁵⁶ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

оторвались от грунта и породили большое количество айсбергов, при таянии которых во вновь образованных морских бассейнах отлагался обломочный материал айсбергового разноса. Он смешивался с тонкой глинистой суспензией (“ледниковым молоком”) выносимой потоками тальми вод, образуя несортированные массивные ледниково-морские отложения (массивный диамиктон). Это темно-серые несортированные песчано-алевритово-пелитовые осадки с гравием (дресвой) и галькой (щебнем). Они характеризуются бимодальным гранулометрическим спектром с преобладанием тонкой глинистой фракции и подчиненным содержанием гравийно-песчаной составляющей. От подстилающей морены их отличает тонкозернистость, соленость иловых вод близкая к морской, присутствие редких остатков морской микрофауны, представленной ныне живущими видами фораминифер и птеропод [1, 4]. Остатки отступающих ледников сохранились на подвоных поднятиях и архипелагах, а также на севере Европы. Оттуда поступали во впадины мутные тальные воды, а эпизодически по подводным склонам стекали гравитационные обломочные потоки, создавая нечеткую слоистость в диамиктоне. До наших работ горизонт III описывался вместе с подстилающей мореной как “ледниковый диамиктон” [напр. 2, 6].

Вышележащие отложения главной фазы дегляциации (горизонт II, 13–10 тыс. ¹⁴С лет назад) отделены от описанного горизонта ледниково-морского диамиктона резким контактом. Этот контакт обычно фиксируется на сейсмических профилях в виде границы между двумя сейсмофациями: хаотической записью подстилающего “диамиктона” и стратифицированной (или акустически прозрачной) пачкой, которая в одних случаях облекает неровности ее поверхности, а в других заполняет впадины и эрозионные долины, врезанные в моренный рельеф. Мощность горизонта II в южной части Баренцева моря обычно превышает 10 м и достигает местами 100 м [2]. В северной и центральной части моря мощности обычно меньше 1 м, а местами редуцированы до железистого хардграунда [3, 4]. Горизонт выклинивается на подводных поднятиях.

Для отложений главной фазы дегляциации характерны слоистые текстуры, от дециметровой слоистости до миллиметровой ламинации, согласно нашей интерпретации, свидетельствующие о пульсационной седиментации из гравитационных (отчасти инерционных) придонных потоков осадочного материала. Гранулометрический и минеральный состав осадков показывает, что главным источником терригенного материала служили тальные воды ледников и отчасти – продукты перемыва морены придонными течениями. В шельфовых впадинах отлагались тонкозернистые пелитовые и алевритово-пелитовые илы с высоким содержанием тонкой глинистой фракции (<0,001 мм), составляющей до 70 % массы осадка. В илы включены прослой и линзы хорошо сортированного крупного алеврита или мелкого песка, указывающие на деятельность гравитационных потоков суспензии. В мощной стратифицированной толще отложений дегляциации юго-восточной части моря

вскрыты дециметровые слои ламинированных песков, которые, возможно, следует отнести к проксимальным турбидитам. Типичные турбидиты вскрыты в Центральной впадине. Грубообломочный материал айсбергового разноса в горизонте II практически отсутствует, что указывает на прекращение дрейфа айсбергов либо из-за отступления края ледников на сушу, либо из-за их блокирования припайным морским льдом. Осадки горизонта II отличаются от остальных появлением коричневых тонов, свидетельствующих о субокисидных условиях раннего диагенеза, связанных с вентилиацией придонных вод нисходящими потоками аэрированной поверхностной воды. Фауна фораминифер в целом бедная, но наряду с “немыми” интервалами встречаются прослои с довольно обильной бентосной фауной, вероятно, связанные с эпизодами поступления относительно теплых атлантических вод.

Плейстоцен-голоценовая граница отмечена в разрезах колонок сменой ряда фациальных признаков, в совокупности свидетельствующих о переходе от доминирования ледниково-морского седиментогенеза к современному полярному морскому седиментогенезу с подчиненным участием ледниково-морских процессов. Возраст границы (около 10 тыс. ^{14}C лет назад) подтвержден радиоуглеродными датировками, хотя выявлена некоторая ее диахронность: в южной части Баренцева моря голоценовые условия установились раньше (около 10,5 тыс. ^{14}C лет назад), чем в северной [3]. Фации голоценовых осадков (горизонта I) отличаются от нижележащих оливково-серым цветом, присутствием гидротроилита, повышенным содержанием планктоногенного органического вещества, более богатой и разнообразной фауной фораминифер, текстурами биотурбации и отсутствием ламинации. В совокупности эти признаки отражают повышение биологической продуктивности моря за счет потепления климата, усиленного поступления теплых атлантических вод и уменьшения ледовитости [3, 4].

Под действием теплого поверхностного Нордкапского течения в южной части моря установились безледные условия и развивались процессы умеренного гумидного седиментогенеза (по Н.М. Страхову). Остальная часть моря, к северу от полярного фронта, представляет собой зону сезонных морских льдов, где развиты процессы ледового седиментогенеза. Здесь происходит ледовый (а также айсберговый) разнос осадочного материала. На биологическую продуктивность влияет эффект цветения фитопланктона у края льда. Нисходящие потоки рассолов, образующихся при льдообразовании, влияют на перераспределение придонной взвеси (нефелоидного слоя), что приводит к ускоренному накоплению тонких илов в локальных депрессиях, где мощность голоцена достигает нескольких метров. На равнинах она обычно меньше метра, а на вершинах подводных возвышенностей голоценовый горизонт почти выклинивается. В виде тонкого прерывистого слоя развиты фации резидуальных песков и галечников ледового разноса, а также ракушечников. Обилие и видовой состав фораминифер в фациях локальных депрессий обнаруживает зависимость от притока поверхностных и подповерхност-

ных атлантических вод, что позволяет реконструировать изменения гидрологической ситуации в течение голоцена.

Таким образом, в течение послеледникового осадочного цикла на шельфе Баренцева моря, за пределами прибрежных мелководий, накапливались преимущественно тонкозернистые терригенные осадки. Мощности послеледникового осадочного чехла определяются скоростями накопления масс тонкодисперсного глинистого материала, который транспортируется во взвешенном состоянии придонными течениями и гравитационными потоками. Талые воды ледников служили практически единственным источником этой тонкой взвеси во время дегляциации. Однако даже в голоцене роль этого источника остается значительной, поскольку прямые речные выносы в Баренцево море ограничены. Соотношение пелитовых фракций сходно в горизонтах II, III, IV и свидетельствует о поступлении пелита с “ледниковым молоком”. Однотипная иллит-каолинит-хлоритовая ассоциация глинистых минералов подтверждает такую интерпретацию. В голоцене сказывается влияние других источников, но признаки “ледникового молока” сохраняются, особенно во фьордах, куда впадают ледники [5]. Мы высказали гипотезу о первично золовом происхождении тонкодисперсного осадочного материала в ледниках, которая должна быть проверена дальнейшими исследованиями [1, 4]. Крупные фракции (от крупного алеврита до гальки и валунов), составляющие небольшую долю в балансе осадочного вещества, являются продуктами ледового разноса или деятельности гравитационных потоков. Они концентрируются пассивно в фациях вершин подводных поднятий в результате вымывания тонких фракций. Именно этим определяется давно известный топографический контроль над гранулометрическим составом осадков при ледовом седиментогенезе.

Литература

1. *Мурдмаа И.О., Иванова Е.В.* Послеледниковое осадконакопление в шельфовых впадинах Баренцева моря // Литология и полез. ископ. 1999. № 6. С. 576–595.
2. *Gataullin V., Mangerud J., Svendsen J.I.* The extend of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents Sea // *Global and Planetary Change*. 2001. V 31. P. 453–474.
3. *Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Duplessy J.-C., Paterne M.* Late Weichselian to Holocene Paleoenvironments of the Barents Sea // *Global and Planetary Change*. 2002. V. 34 (3–4). P. 209–218.
4. *Murdmaa I., Ivanova E., Duplessy J.-C. et al.* Facies System of the Eastern Barents since the Last Glaciation to Present // *Marine Geology*. In press.
5. *Murdmaa I.O., Polyak L., Ivanova E.V., Khromova N.V.* Paleoenvironments in the Russkaya Gavan’ Fjord (NW Novaya Zemlya) during the Last Millenium // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 2004. V. 209. P. 141–154.
6. *Polyak L., Mikhailov V.* Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence / Late Quaternary paleoceanography of the North Atlantic margins. Andrews J.T. et al. (Eds.). *Geol. Soc. Spec. Publ.* 111. 1996. P. 323–337.
7. *Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al.* Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Rev.* 2004. V. 23 (11–12). P. 1229–1271.

Гравелиты “первого цикла” на Верхней Печоре (Северный Урал)

На Северном Урале, в нижнем течении р. Ельмы (левого притока р. Верхней Печоры), судя по данным геологической съемки масштаба 1:50000 (Проскурин и др., 1972), должны находиться выходы отложений тельпосской (O_{1tr}) свиты нижнего ордовика. Однако, как показали наши работы 2003 г., здесь в коренных обнажениях и делювиальных развалах вскрывается толща гравелитов, вверх по разрезу сменяющихся песчаниками, по комплексу литологических, минералогических и геохимических признаков разительно отличающихся от распространенных в районе олигомиктовых кварцевых псефитов и псаммитов тельпосской свиты. Характерной особенностью слагающих разрез пород является полимиктовый состав преимущественно неокатанного обломочного материала гравелитов и присутствие в песчаниках верхней части разреза обломков раковин брахиопод.

Как известно, в 1972 г. В.Н. Пучковым в районе Верхней Печоры был выделен Малопечорский аллохтон – область развития батияльных фаций лемвинского типа, лежащих в поле шельфовых отложений елецкого типа в виде крупного останца тектонического покрова [1, 2]. В частности, примерно в 10 км к северу, в районе возвышенности Манзские Болваны, им обнаружены отложения, по литологическим признакам и наличию брахиопод тремадокского возраста сопоставимые с погурейской (Є₃–O_{1pg}) свитой Лемвинской зоны.

Характер строения изученного нами разреза и литологические особенности пород позволяют предположить их принадлежность к лемвинскому типу. Чтобы прояснить этот вопрос, мы провели детальное исследование разреза. Микроскопическое описание шлифов позволило выделить следующие типы горных пород: гравелиты мелкообломочные, песчаники грубозернистые, песчаники среднезернистые известковистые, алевролиты.

Мелкообломочные гравелиты, слагающие нижнюю часть разреза, характеризуются брекчиевой структурой. До 70 % обломков гравийной размерности представлено кварцем. Преобладают зерна, состоящие из одного или нескольких крупных кристаллов, для которых характерно волнистое угасание. Реже встречаются обломки, сложенные мелкокристаллическим гранулированным кварцем. Около 20 % от общего количества гравийных зерен составляют граниты и кислые вулканиты. Отмечаются редкие обломки вулканитов основного состава и единичные зерна кварц-полевошпатовых пород, мелкозернистых слюдястых полевошпат-кварцевых песчаников, глинистых сланцев, габбро. Обломки мине-

⁵⁷ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; nikulova@geo.komisc.ru

ралов представлены альбитом, калиевым полевым шпатом и биотитом. Размер обломочных зерен биотита, как частично хлоритизированных, так и неизмененных, достигает 1,5–2,0 мм.

Для **грубозернистых песчаников** характерна неравномернoзернистая структура, массивная текстура. Местами наблюдается параллельная ориентировка длинных осей обломков мелкогравийной и крупнопесчаной размерности. Такую же ориентировку имеют и обломочные зерна мусковита (реже – биотита), размером обычно 0,8–1,0 мм (до 2,0 мм). Грубообломочная часть представлена редкими обломками этих же минералов, подчиненное положение занимают обломки пород – микрофельзитов, глинистых сланцев, известняков.

Песчаники среднезернистые известковистые имеют массивную текстуру и состоят из обломков (70 %) и известковисто-слюдистого цемента базального типа (30 %). Наблюдаются хаотично расположенные включения мелкого гравия, представленного преимущественно органогенно-обломочными известняками и обломки створок раковин брахиопод, размером до 1,0 см. Очень редко отмечаются зерна, сложенные мелкозернистыми кварцевыми песчаниками и кислыми вулканитами, и обломки минералов (кварца и калиевого полевого шпата)

Алевролиты, слагающие верхнюю часть разреза, характеризуются сланцеватой текстурой. В тонкозернистой кварц-хлорит-серицитовой основной массе располагаются остроугольные обломочные зерна кварца размером 0,02–0,03 мм, реже – полевого шпата, и чешуйки мусковита. Отмечаются замещенные халцедоном остатки растений (?) и включения очень мелких кристаллов пирита.

Особенностью акцессорной минерализации изучаемых пород является преобладание неокатанных и слабоокатанных кристаллов и зерен минералов магматических пород и незначительное количество хорошо окатанных зерен. В составе тяжелых фракций протоочных проб постоянно присутствуют лейкоксен, циркон, рутил, апатит, турмалин, эпидот, гранат, амфибол, гематит. Реже отмечаются хлорит, биотит, пирит, барит, магнетит, мусковит. Очень редко встречаются монацит, анатаз и халькопирит.

По данным микронзондового анализа (сканирующий микроскоп JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link, оператор В.Н. Филиппов) состав биотита вполне соответствует стандартному (мас. %): SiO₂ – 35,63, Fe₂O₃ – 26,71, Al₂O₃ – 18,84, K₂O – 10,85, MgO – 8,35, TiO₂ – 2,77.

Присутствие обломочного биотита и слабо окатанных или неокатанных обломков гранита с хорошо сохранившимися зернами плагиоклазов является свидетельством принадлежности отложений к *петрогенным* породам “первого цикла” (first cycle rock) [3]. В итоге мы склоняемся к тому, что изученные нами отложения относятся не к тельпосской свите (O_{1tp}), как это показано на карте съемщиков (Проскурин и др., 1972), а являются аналогом погурейской свиты (Є₃–O_{1pg}), и по комплексу литологических, минералогических и геохимических признаков должны ат-

тестоваться как петрогенные породы “первого цикла”. Присутствие в нашем разрезе таких пород, образование которых могло происходить только в условиях аридного или холодного климата, при высокой скорости седиментации, служит индикатором предшествующих тектономагматических активизаций, в процессе которых на поверхность вывелись кристаллические массивы фундамента.

Авторы признательны доктору г.-м. н. Я.Э. Юдовичу за консультации и критическое редактирование статьи, чл.-корр. АН РАН В.Н. Пучкову, главному геологу ООО “Кратон” В.А. Жаркову и начальнику отдела В.С. Озерову, а также ведущему геологу ЗАО “Миреко” Н.В. Лютикову за консультации.

Литература

1. Пучков В.Н. Новые данные по стратиграфии и тектонике палеозоя лемвинского типа в бассейне Верхней Печоры / Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1972 Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1973. С. 9–15.

2. Пучков В.Н. Бативальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.

3. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

А.С. Никульшин⁵⁸

Обстановки формирования перерывов в альбских отложениях центральной части Русской плиты

Характернейшей чертой альбских отложений центральной части Русской плиты (РП) является большое количество седиментационных перерывов. Закономерная связь перерывов с различными фациальными обстановками была выявлена в разрезе у д. Ворона Пензенской области, где мощность альбских отложений составляет около 20 м [1], что крайне мало для века продолжительностью 15 млн лет. Комплексный биостратиграфический, тафономический, литологический и минералогический анализ позволил выделить 6 седиментационных обстановок в разрезе, отражающих стадии развития трансгрессии в эпиконтинентальном морском бассейне РП [3].

Разрез начинается с фации (7,5 м) линзовидно-, косо- и горизонтально-слоистых слабоглинистых алевроитов и песков, переходящих сверху в интенсивно биотурбированные пески ихнофации *Skolithos* [3]. Пески средне- и хорошо сортированные, кварцевые, с высоким содержанием

⁵⁸ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва; skald2002@yandex.ru

глауконита (до 40 %), увеличивающимся кверху, и мелкого атрита. Характеризуются зрелой ассоциацией минералов тяжелой фракции, с повышенным содержанием относительно низкоустойчивых. В нижней части присутствуют рециклиты, сменяющиеся проциклитами. Данной фации отвечает обстановка верхнего пляжа со слабой гидродинамикой. Внутри отложений выявлено несколько элювиальных перерывов типа мягкого дна (МД), образованных биоэрозионной поверхностью с несколькими генерациями нор, и несколько эрозионных синседиментационных перерывов [2], выраженных неровной слабообохренной поверхностью с карманами размыва. Гиатусы этих перерывов, очевидно, небольшие и не поддаются исчислению. Практически все перерывы располагаются в бесструктурном интервале разреза, ниже проциклитов и выше рециклитов, и относятся к началу морской трансгрессии. На этом этапе гидродинамическая обстановка часто менялась, и периоды замедления седиментации и развития биоэрозии сменялись периодами эрозии и следовавшим затем ускоренным осадконакоплением.

Выше по разрезу располагаются отложения фации (5 м) мелко- и среднезернистых, хорошо сортированных кварцевых горизонтальнополосчатых песков нижнего альба с редкими фосфоритовыми конкрециями. Содержание относительно неустойчивых минералов также в ней превышает содержание устойчивых. Этой фации отвечает обстановка подвижного забарового мелководья, где волновая деятельность менее активна, чем в зоне бара. Перерывы здесь выражены уровнями ненакопления, отмеченными непереотложенными фосфоритами.

Еще выше следует фация (2,5 м) среднезернистых, среднесортированных кварцевых песков нижнего альба с косой среднемасштабной разнонаправленной слоистостью волнения и возросшим содержанием высокоустойчивых минералов тяжелой фракции (циркона до 10 %). Нижней границей песков является ровная синседиментационная эрозионная поверхность, подчеркнутая ожелезнением [2]. Внутри песков присутствует МД, образованное сочетанием биоэрозионной поверхности и ровной эрозионной поверхности, вторично срезающей первую. Данной фации отвечает обстановка формирования бара и активного развития трансгрессии. Этапы замедления осадконакопления с образованием ходов и заполнением их ожелезненными глинами относительно быстро сменялись этапами активного осадконакопления. Вторичная эрозия связана с активной волновой деятельностью при росте бара.

Следующая фация (3,5 м) нижнего альба – это крупно-среднезернистые среднесортированные глауконит-кварцевые косослоистые и биотурбированные пески с горизонтами фосфоритов. Содержание высокоустойчивых минералов тяжелой фракции сходно с предыдущей фацией (циркона – до 12,5 %). Нижней границе соответствует эрозионно-элювиальный перерыв, выраженный фосфоритовым конгломератом с фосфоритами нескольких генераций, располагающимися выше эрозионной границы. Несколько таких перерывов присутствуют и внутри фа-

ции. Кроме них встречены многочисленные перерывы МД, изредка подчеркнутые ожелезнением. Данная фация отвечает обстановке подвижного мелководья с переменной гидродинамикой. Она располагалась мористее области баронакопления и несколько глубже базиса волн. Гиатусы элювиальных перерывов значительны и достигают сотен тысяч лет (одна или несколько аммонитовых зон).

Выше расположена фация (0,5 м), которой отвечает конденсированная толща среднего альба, образованная средне-крупнозернистыми среднесортированными глауконит-кварцевыми биотурбированными песками с гальками фосфоритов нескольких генераций. Для этой фации отмечены два типа эрозионно-элювиальных перерывов: (1) сильно расчлененная фосфоритовая плита, выраженная конгломератом из одной или нескольких генераций фосфоритов, между которыми расположены норы *Thalassinoides* и *Skolithos*; (2) конгломерат с фосфоритами нескольких генераций – собственно горизонт конденсации. Гиатусы в этой части разреза наиболее крупные (сотни тысяч – миллионы лет), что вообще характерно для конденсированных горизонтов.

Венчают разрез темно-серые и черные биотурбированные глины (видимая мощность – 0,5 м) верхнего альба. Это наиболее глубоководные и тиховодные (до застойных) отложения эпиконтинентального бассейна. Видимые перерывы в этой фации не обнаружены, хотя осадконакопление, очевидно, было замедленным, в условиях “седиментационного голодания” бассейна.

Таким образом, наличие морской трансгрессии, крайне ограниченное поступление обломочного материала и небольшие глубины бассейна контролировали формирование и смену типов стратиграфических перерывов в альбском эпиконтинентальном бассейне РП.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 04-05-64503, 04-05-64420, 04-05-64424) и “Научные школы” (НШ-326.2003.5).

Литература

1. Барабошкин Е.Ю. Нижний альб центральных районов Русской плиты / Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской платформы. М., 1992. С. 20–36.
2. Барабошкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Копавич Л.Ф., Найдин Д.П. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. Метод. рекомендации. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 163 с.
3. Барабошкин Е.Ю., Никульшин А.С. К палеобатиметрии альбского бассейна Русской плиты // Вестник Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 2006. № 2. В печати.

Интегральные вертикальные потоки осадочного вещества в Белом море

Изучение распределения и состава взвешенных веществ в океане для целей геологии и геохимии было начато в нашей стране и впервые в науке около 50 лет назад [1]. Были разработаны и постоянно совершенствовались методы извлечения малых количеств тонкого взвешенного вещества не только с поверхности, но и с любых глубин океана вплоть до 10 тыс. м. За прошедшие годы по единой программе и методике исследований удалось охватить практически все части Мирового океана – от Арктики до Антарктики, а также устьевые области рек и их нижнее течение [2]. Такие работы проводились ИО РАН начиная с 2000 г. и в Белом море [3].

Для изучения динамики осадочного процесса в пространстве и во времени применена новая система единиц: вертикальные потоки ($\text{мг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$) литогенной и биогенной составляющей, различных химических соединений и загрязнений. Разработаны и применены независимые методы прямого и косвенного определения потоков вещества в геосферах. Прямое изучение потоков – с помощью седиментационных ловушек разных систем, косвенное – биологические методы и изотопные (Be^7 , Pb^{210} , Th^{234} , а также Cs, Sr и др.) [3].

По количеству станций с изучением вертикальных потоков и по глубине исследования собранного материала Белое море пока не является эталонным для понимания процессов, протекающих в других морях Арктики. Начиная с нового тысячелетия, здесь удалось установить и успешно поднять около 20 станций с седиментационными ловушками, как в устьях больших и малых рек, так и в заливах и области Бассейна. В основном, это были одностаканные ловушки, где материал накапливался в течение всего срока экспозиции.

В Бассейне Белого моря под пикноклином потоки достигали значений порядка $200 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$, а в придонном слое около $1000 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$. Это связано с возникновением придонного слоя, обогащенного осадочным веществом (нефелоида), с высокими величинами потоков в нем. Такие нефелоидные слои маркируются повышенными содержаниями взвеси, данными гидрооптики и отмечены на многих станциях в морях Арктики и на материковом склоне. Возникновение нефелоидов в Белом море связано, прежде всего, с явлением каскадинга, когда холодные баренцевоморские воды, проникая, распространяются подобно тяжелым жидкостям, заполняют понижения дна, а также с интенсивными приливно-отливными течениями, влияние которых больше сказывается на мелководных участках.

⁵⁹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; novigatsky@mail.ru

Данные потоков по заливам представлены пока только для придонных горизонтов и составляют $800\text{--}1300 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$, такие высокие значения обусловлены влиянием нефелоида, что подтверждается оптическими данными, а литогенная составляющая материала в ловушках достигает 85 %, что близко для поверхностного слоя донных осадков [4].

По мере приближения к устьям рек значения потоков возрастают сначала до $1000 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$, а затем более $2000 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$, достигая максимального значения $8850 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ [6]. Из этого небольшого сопоставления видно, что масштабы осаждения осадочного вещества на барьере река–море достигают очень высоких значений – идет лавинная седиментация первого глобального уровня.

С этими значениями резко контрастируют пока еще очень редкие данные о потоках под покровом морских льдов, имеющиеся значения находятся в пределах $15\text{--}140 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$. В основном они варьируют от 15 до $30 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$, а высокие содержания достигаются за счет биологической активности фито- и зоопланктона в подошве пористого морского льда и подледном слое воды, насыщенной биогенными элементами. Таким образом, осадочный материал вертикальных потоков в зимнем сезоне формируется в основном за счет т. н. “дождя трупов” и пеллет, а его биогенная составляющая достигает 90 % [5].

В заключение хотелось бы подчеркнуть, что изучение потоков осадочного вещества, которое находится пока еще на начальном этапе – это начало количественного подхода к изучению геохимии осадочных процессов, гидрохимии процессов рециклинга, многих других направлений в океанологии.

Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 00-05-64389, 02-05-64968, 04-05-64925, 05-05-65159), российско-немецкой Лаборатории им. О.Ю. Шмидта, Отделения наук о Земле Российской академии наук (проект “Наночастицы во внешних и внутренних сферах Земли”), ФЦП “Мировой океан” (задание № 16 проекта “Состав и строение земной коры Мирового океана; прогноз и оценка минеральных ресурсов” и раздел “Исследование маргинального фильтра Белого моря, биоразнообразия и биоценозов прибрежной зоны моря” проекта “Североевропейские моря”), гранта поддержки ведущих научных школ № НШ-1940.2003.5.

Литература

1. Лисицын А.П. Новые возможности четырехмерной океанологии и мониторинга второго поколения – опыт двухлетних исследований на Белом море / Актуальные проблемы океанологии. Гл. ред. Н.П. Лавёров. М.: Наука, 2003. С. 503–556.
2. Лисицын А.П. Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних сферах Земли / Глобальные изменения природной среды-2001. Гл. ред.: Н.Л. Добрецов, В.И. Коваленко. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2001. С. 163–248.
3. Лисицын А.П. Атмосферная и водная взвесь как исходный материал для образования морских осадков / Тр. Ин-та океанологии АН СССР. Т. 13. 1955.
4. Лукашин В.Н., Кособокова К.Н., Шевченко В.П., Шапиро Г.И., Пантюлин А.Н., Перцова Н.М., Деев М.Г., Ключиткин А.А., Новигатский А.Н., Соловьев К.А., Прего Р.,

Лаше Л. Результаты комплексных океанографических исследований в Белом море в июне 2000 г. // *Океанология*. 2003. Т. 43. № 2. С. 237–253.

5. Новигатский А.Н., Шевченко В.П. Вертикальные потоки осадочного вещества в губе Чупа. Белое море / *Геология и геоэкология: исследования молодых*. ГИ КНЦ РАН, 2005. С. 76–79.

6. Новигатский А.Н., Шевченко В.П. Вертикальные потоки осадочного вещества в эстуарии р. Кемь. Белое море / *Геология морей и океанов. Тезисы докладов XVI Международной школы морской геологии*. Т. II. М., 2005. С. 43–44.

В.Г. Оловянишников⁶⁰

Верхнерифейские рифовые формации как индикатор распада Лавразии

Лавразией называют предполагаемый эпигренвильский суперконтинент, объединявший материк Северного полушария: Лаврентию, Балтию (Восточно-Европейская платформа) и Сибирь (Сибирскую платформу). В последние годы Лавразия многими геологами [7, 11] включается в состав гипотетического эпигренвильского суперконтинента Родиния, объединявшего в конце среднего рифея все современные материк. Неоднозначность палеогеодинамических реконструкций для среднего – позднего рифея и недостаток имеющегося в распоряжении автора материала не позволяют рассмотреть поставленный вопрос на примере Родинии. Исходя из палеогеодинамических реконструкций для позднего рифея [1, 7, 8], 750–680 млн лет тому назад Лавразии как единого суперконтинента не существовало. Балтия, Лаврентия и Сибирь были разделены пространством с переходным и (или) океаническим типом земной коры. Этот конгломерат континентов был отделен от Гондваны широким океаническим пространством (Прототетисом). Свидетельством времени распада суперконтинента обычно считается возраст роев даек пород основного состава или появление пород офиолитовой ассоциации. Распад суперконтинента включает: 1) его разрыв на отдельные континентальные блоки; 2) выработку профиля континентальной окраины; 3) образование береговых рифовых поясов на пассивных окраинах новообразованных континентов.

Рифейские карбонатные формации в позднем рифее, а в некоторых районах начиная со среднего рифея окаймляли окраины материков, входивших в состав Лавразии. На восточной окраине Балтии, с юга на север в современной системе координат, распознаются катавско-миньярские карбонатные формации верхнего рифея Башкирии, карбонатная формация клыктанской свиты Среднего Урала и верхнерифейские карбонат-

⁶⁰ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: olovyanishnikov@geo.komisc.ru

ные формации, окаймляющие Восточно-Европейскую платформу с северо-востока (коровинская свита о-ва Кильдин, лудоватомысская свита п-ова Канин, павьюгская, ропчинская, низьвенская свиты Тимана). В Северной Норвегии на северо-западном продолжении Канино-Тиманского кряжа рифогенные формации слагают верхнюю часть Батс-фьорд формации (1000 м) и слои Анниока (300 м) формации Гросдаль.

На западной и южной окраинах Сибири, по данным Е.М. Хабарова, М.А. Семихатова, М.Е. Раабен и других геологов, к рифогенным формациям относятся: в Жуино-Патомском прогибе ченчинская формация; в Прибайкальском прогибе – улунтуйская формация; на Енисейском кряже – джурская, сероключевская, верхнедадыктинская карбонатные формации [9]; на Туруханском поднятии – ширихинская свита и ее аналоги [6].

Северная и восточная части Лаврентии, вероятно, не представляли в среднем – позднем рифее единого материка. Скорее всего, здесь находился периферийный агломерат континентальных блоков, на окраинах которых происходило формирование рифовых (карбостромовых) формаций.

На северо-востоке Западного Шпицбергена, в Свальбарде, строматолитовые карбонатные породы позднего рифея образуют серию Академикербрен в верхней части надсерии Средняя Гекла-Хук, а на о-ве Северо-Восточная Земля – серию Хуннберг [5].

Разрез верхнего рифея в Восточной Гренландии поразительно напоминает разрез северо-восточного сектора Свальбарда [5]. Строматолит-содержащие свиты Брогетдаль и Ноккефоссен верхней части серии Элеонора-бей Гренландии имеют близких аналогов в верхней части серии Груздевбрен (свиту Хуннберг) и серии Верхняя Рюссе – свиту Бакаберг Шпицбергена. К строматолитовой верхнерифейской формации относится также древний доломит о-ва Медвежьего. Тектоническое положение карбостромовых формаций Лаврентии неясное. Карбостромовые формации Свальбарда, о-ва Медвежьего и Восточной Гренландии, возможно, представляют собой фрагменты единой карбонатной платформы.

На о-ве Вайгач и на северо-западе Пай-Хоя, предполагаемой окраине Ямало-Новоземельского континентального массива [4], происходило образование карбостромовой формации амдерминской свиты. В центральной зоне Таймыра к рифогенной верхнерифейской формации может быть отнесена колосовская свита мощностью от 700 до 1700 м, образованная водорослевыми известняками и доломитами с прослоями пестроцветных сланцев [2].

Позднерифейские рифогенные формации окаймляли развивавшуюся океаническую впадину Палеоазиатского океана. Пространственно они выдержаны вдоль окраин Балтии и Сибири и в большинстве случаев приурочены к зоне перехода от мелкого к глубокому шельфу. Возраст их колеблется от 1100 до 700 млн лет. Во времени они предшествовали полному разрыву коры и появлению обнаруженных офиолитовых формаций на Полярном Урале – 670 млн лет [3], Енисейском кряже – 850–740 млн лет [7], Таймыре – 700 млн лет [10].

Наиболее древние (конец среднего – начало позднего рифея) офиолиты и рифогенные формации обнаружены на южной окраине Сибири (офиолиты Восточного Саяна – 1010 млн лет, дайковый комплекс в Кичерской зоне Байкало-Муйского пояса – 1035,92 млн лет [7]). Это можно интерпретировать как свидетельство последовательного разрыва суперконтинента и образования Палеоазиатского океана с юга на север в современной системе координат.

Литература

1. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика, 1994. № 7–8. С. 59–75.
2. Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск, 1978. 320 с.
3. Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
4. Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и п-ова Канин. Екатеринбург, 1998. 164 с.
5. Рабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы / Тр. ГИН АН СССР. Вып. 273. М., 1975.
6. Стратиграфический словарь. Верхний докембрий. М.: Наука, 1994. 348 с.
7. Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Иркутск, 2001. 330 с.
8. Шенгер М.С., Натальин В.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 41–58.
9. Хабаров Е.М. Позднепротерозойские рифы и рифоподобные постройки юга Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1994. Т. 40. № 8. С. 1149–1169.
10. Хаин В.Е., Волобуев М.И., Хаин Е.В. Рифейский офиолитовый пояс западной периферии Сибирского кратона // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. № 4. С. 22–28.
11. Precambrian Research. 110 (2001). 1–8.

Н.Г. Патык-Кара, А.В. Лаломов⁶¹

Гранулометрические характеристики отложений Ставропольского россыпного района и их связь с металлоносностью

В связи с открытием в начале 60-х годов россыпной титан-циркониевой металлоносности сарматских отложений Ставропольского района были изучены стратиграфия россыпемещающих отложений и структура рудных полей, технологические свойства песков наиболее перспективного Бешпагирского россыпного месторождения, а также типомор-

⁶¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва; pkara@igem.ru, lalomov@mail.ru

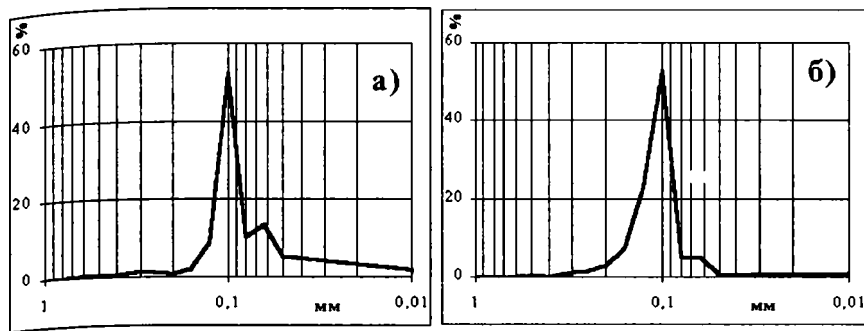


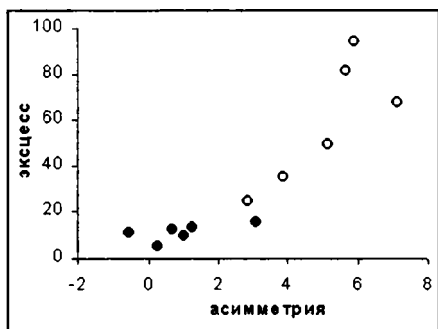
Рис. 1. Усредненные гранулометрические кривые распределения: а – продуктивные отложения; б – безрудные отложения

физм главных россыпеобразующих минералов. В то же время, исследование гранулометрического состава отложений проводилось на уровне, необходимом только для классификационных и технологических целей, вследствие чего результаты полной стандартной обработки данных гранулометрического анализа отложений Ставропольского россыпного района недостаточно представлены в геологической литературе.

Для восполнения этого пробела был проведен 19-фракционный гранулометрический анализ песков Ставропольского россыпного района как по разрезу Бешпагирской россыпи, так и по площади в пределах отложений среднего сармата (верхний миоцен). По этим данным были рассчитаны гранулометрические коэффициенты для песчаных отложений (средняя крупность, стандартное отклонение, коэффициент вариации, а также асимметрия и эксцесс, вычисленные по методу моментов) и проанализирована их связь с россыпной металлоносностью. Исследование показало, что изменения этих параметров имеют устойчивую связь с повышенными содержаниями концентрата рудной ассоциации титанциркониевых минералов (циркон, ильменит, рутил, лейкоксен).

Как по площади, так и в разрезе средняя крупность среднесарматских песчаных отложений независимо от россыпной продуктивности меняется незначительно (от 0,10 до 0,16 мм), составляя в среднем 0,12 мм. На фоне этого другие гранулометрические характеристики существенно разнятся для рудных и безрудных толщ.

Отложения рудного пласта и безрудные слои имеют принципиально разные кривые распределения. Вне пределов рудного пласта верхнесарматские пески, представленные преимущественно кварцем, имеют одномодальную кривую со средними значениями стандартного отклонения 0,027 и коэффициента вариации 0,21. Повышенные значения эксцесса (среднее 68,0) говорит об очень хорошей сортировке материала в процессе транспортировки и седиментации.



а) ● б) ○

Рис. 2. Диаграмма показателей асимметрии – эксцесс: а – продуктивные отложения; б – безрудные отложения

Гранулометрическая кривая распределения продуктивных металлоносных отложений является двухмодальной: на фоне основного пика во фракции 0,1–0,125 мм, содержание которой находится на уровне 50 %, характерного для легкой фракции осадка, присутствует дополнительный пик во фракции 0,06–0,08 мм, содержащей до 18 % осадка. Вследствие этого существенно (приблизительно в 3 раза) возрастают стандартное отклонение и коэффициент вариации, что формально можно расценивать как уменьшение сортировки отложений. Значение эксцесса также уменьшается в 6 раз (до 10,6).

Таблица.

Гранулометрические коэффициенты отложений Ставропольского россыпного района

	Среднее (мм)	Стандартное отклонение (мм)	Коэффициент вариации	Асимметрия	Эксцесс
Рудный пласт	0,118	0,077	0,633	1,00	10,6
Безрудные отложения	0,125	0,027	0,210	5,25	68,0

Весь опыт исследования прибрежно-морских титан-циркониевых россыпей говорит о значительной зрелости и сортированности продуктивных отложений [1]. Данные гранулометрического анализа отложений Ставропольского россыпного района, казалось бы, свидетельствуют об обратном. Чем объясняется такой аномальный результат?

Исследование распределения различных по плотности минеральных фракций показало, что если основной пик представлен легкой фракцией (кварцем), то второй пик образуется в значительной мере за счет тяжелых титан-циркониевых минералов, при этом гидравлическая крупность зерен медианных размеров легких и тяжелых минералов совпадают.

Коэффициент смещения, представляющий собой разность медиан-ных размеров легкой и тяжелой фракций (умноженный на 100) равен 4, что говорит о глубокой гранулометрической и минералогической дифференциации рудоносных песков и о формировании их в прибрежной зоне водоема [2]. Величина этого смещения также зависит от разности плотностей минералов, количества циклов переотложения, длительности совместной транспортировки и степени сортированности осадка – чем выше степень сепарации, тем больше дифференциация минералов различной плотности по разным гранулометрическим классам.

Таким образом, можно сделать вывод, что гранулометрические показатели сортированности песчаных отложений объективно отражают ситуацию только в случае преобладания в осадке минералов с близким удельным весом. Если же в составе отложений существенную роль играют минералы тяжелой фракции, что является характерным для прибрежно-морских титан-циркониевых россыпей, то, несмотря на высокую степень дифференциации осадочного вещества в процессе гипергенеза – переноса – осаждения, формальные гранулометрические показатели сортированности осадков не отражают реальных седиментационных процессов – по мере дифференциации легких и тяжелых минералов по разным классам крупности кривая распределения приобретает двухмодальный характер. Вследствие этого, чем дальше заходит процесс гравитационной сепарации металлоносных осадков, тем ниже становятся показатели гранулометрической сортированности.

Также, рудный пласт характеризуется пониженными (в 5–7 раз по отношению к вмещающим безрудным отложениям) значениями асимметрии и эксцесса. Такой комплекс гранулометрических характеристик, выделяющий продуктивные отложения на фоне безрудных, может служить важным поисковым признаком прибрежно-морских титан-циркониевых россыпей. Если повышенные значения сортированности отложений позволяют выделять россыпные районы, то в их пределах продуктивным отложениям соответствуют пониженные значения показателя сортированности осадков.

Литература

1. Россыпные месторождения России и других стран СНГ. Отв. ред. Н.П. Лавров, Н.Г. Патык-Кара. М.: Научный мир, 1997. 479 с.

2. Цымбал С.Н., Полканов Ю.А. Минералогия титано-циркониевых россыпей Украины. Киев: Наукова думка, 1975. 247 с.

Терригенная седиментация в эпиконтинентальных бассейнах раннего палеозоя северо-запада Русской платформы

В работе рассматриваются вопросы, связанные с вертикальной и латеральной изменчивостью текстурного, структурного, минерального и химического составов кембро-ордовикской песчаной толщи Ленинградской области, на основании изучения которой устанавливаются закономерности ее формирования. Работа продолжает исследование, проводившиеся в разные годы Л.Б. Рухиным [1], Л.Л. Куляминым и Л.С. Смирновым [2], Л.Е. Поповым и К.К. Хазановичем [3], и основывается на детальных послонных описаниях разрезов и изучении вещества пород с литологических позиций.

Естественные выходы толщи приурочены к Балтийско-Ладожскому глинту, протягивающемуся в субширотном направлении в пределах Ленинградской области на 300 км вдоль южных побережий Финского залива и Ладожского озера. Особенностью песчаного разреза региона является наличие нескольких стратиграфических и внутрiformационных перерывов при незначительной, до 20 м мощности, которые являются границами выделенных здесь по литологическим признакам свит и пакет. И те, и другие в общем не выдержаны по мощности и (или) по простиранию, что связано с накоплением терригенного вещества в высокдинамических условиях прибрежной зоны эпиконтинентального моря, а также, возможно, на суше. В состав песчаной толщи входят следующие свиты: люкатинская и тискреская – нижний кембрий; саблинская – средний кембрий; ладожская и ламошкинская – верхний кембрий; тосненская – нижний ордовик.

Каждая отдельная песчаная свита имеет неоднородное строение и состоит в пределах конкретного разреза из ограниченного числа слоев, разделенных поверхностями напластования, максимальное количество которых фиксируется в саблинской свите и составляет не более 50. Мощность слоев, как правило, небольшая и составляет от 5–10 до 40–60 см. Слои довольно протяженны, и их латеральные границы выходят за пределы обнажений, но все-таки имеют конечную длину и не прослеживаются в двух близкорасположенных естественных выходах, т. е. имеют линзовидную форму. Слой в пределах обнажения может соответствовать одной протяженной косой серии или состоять из нескольких

⁶² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург; masiki@mp7593.spb.edu

⁶³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва; lalomov@mail.ru

небольших по мощности или по длине слойчатых серий и является элементарной единицей строения песчаных толщ. Соотношение серий друг с другом, их размеры, формы и наклоны слоевых швов определяют тип слойчатости песчаных пород, характерный для каждой из свит и изменяющийся по разрезу и латерали внутри одновозрастных единиц.

Цели исследования, а именно реконструкция процессов терригенной седиментации и скоростей накопления нижнепалеозойской толщи, определили набор информативных литологических критериев и соответствующих им методов изучения вещественного состава. Были проведены следующие виды анализов (с участием М.А. Тугаровой): текстурный, ситовой гранулометрический, седиментационный с применением гидравлического седиментометра, минералогический, спектральный приблизительно-количественный, органо-геохимический и палинологический.

Благодаря детальным исследованиям, в толщах, считавшимися монотонными, было установлено ритмичное строение, проявляющееся в скачкообразной, флуктуационной вариации гранулометрического состава песков, а в саблинской свите – и направлений падения косых слойков от слоя к слою при общей направленности изменения состава вверх по разрезу. В пределах каждой из свит происходит последовательная смена текстурных и структурных признаков, связанная либо с усилением, либо с ослаблением литодинамического режима образования песчаных осадков. Фациальные замещения происходят и по латерали, причем они проявляются на коротких расстояниях, иногда до неузнаваемости меняя облик разреза от обнажения к обнажению. Такие метаморфозы особенно характерны для саблинской свиты, имеющей наибольшую из всех подразделений мощность (10–15 м) и набор литогенетических типов.

Тем не менее, анализ данных показал устойчивую тенденцию изменения литологических параметров в целом с запада на восток по всем стратиграфическим интервалам разреза. К их числу относится увеличение мощности свит, уменьшение крупности песчаников, обеднение химического состава, которое проявляется в уменьшении количества элементов и их концентраций, закономерное изменение содержания основных минералов тяжелой фракции – циркона и ильменита с лейкоксеном. Эти изменения свидетельствуют, видимо, об удалении области формирования песков от береговой линии в восточном направлении.

Гранулометрический и гидравлический анализы показали различия в скоростях водных потоков, действовавших на протяжении формирования одной и тем более разных свит, и позволили выделить литодинамические режимы. При их характеристике оценены скоростные параметры палеопотоков, определяющие процессы эрозии – переноса – аккумуляции для каждого из выделенных слоев песчаной толщи, показаны переходы режимов по каждому из изученных разрезов.

Для выяснения вопроса о фациально-динамических условиях образования осадков и актуальном времени седиментации, поскольку основная масса толщи песков несет на себе следы потоковой или волновой пере-

работки, выраженной в косой, троговой, опрокинутой и других видах слойчатости, а также знаках ряби, первоочередной задачей стало определение модели образования элементарного слоя и слойчатых серий и, следовательно, каждой из песчаных свит.

Образование толщи подчинено единому механизму, определяющемуся ритмичным повторением элементарных единиц толщи – слоев и слойчатых серий. Формирование последних связано с перемещением по дну песчаных гряд, размеры и форма которых определяются конкретными динамическими условиями, характерными для разных частей и глубин прибрежной части палеобассейна. Образование смежных серий происходило в различных скоростных режимах водных потоков, направленных в разные, часто противоположные стороны. Скорости потока изменялись пульсационно, не выходя за определенные пределы. Поэтому каждая отдельная серия песчаников была сформирована под воздействием потока или течения, действовавшего не постоянно, а с определенной периодичностью. Поверхности напластования являются следами частных размывов, связанных с изменением направления и(или) скорости течения.

Комплекс полученных результатов и интерпретаций позволяет установить конкретные фациальные условия образования и время актуальной седиментации песчаных осадков. С этих позиций одним из самых интересных объектов являются косослоистые песчаники нижней подсвиты саблинской свиты мощностью около 10 м, образование которых происходило в прибрежной части эпиконтинентального моря под воздействием приливно-отливных течений. Действительное время седиментации песчаных осадков несоизмеримо с длительностью формирования толщи в течение среднего кембрия.

Литература

1. Рухин Л.Б. Кембро-силурийская песчаная толща Ленинградской области // Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол.-почв. наук. 1939. Вып. 4. № 11.
2. Кулямин Л.Л., Смирнов Л.С. Приливно-отливные циклы осадконакопления в кембро-ордовикских песках Прибалтики // Докл. АН СССР. Сер. геол. Т. 212. № 1–3. 1973.
3. Попов Л.Е., Хазанович К.К. и др. Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритонесной оболочевой толщи на северо-западе Русской платформы. Л.: Наука, 1989.

Предварительная генетическая интерпретация осадочных волн на западном склоне Дербентской впадины

Осадочные волны – это крупномасштабные (до нескольких километров длиной и нескольких десятков метров высотой) волнообразные осадочные донные формы, образованные течениями, действующими непосредственно у дна или над поверхностью дна [5]. Осадочные волны классифицируются по способу образования волн и по размеру частиц. Выделяют три группы волн: осадочные волны донных течений, осадочные волны турбидитных течений и волны неизвестного происхождения. Каждая группа подразделяется на тонкозернистые (ил, алевроит) и грубозернистые (песок, гравий) осадочные волны [5].

В 2004 и 2005 годах Компанией “Лукойл”, Институтом океанологии РАН и сотрудниками геологического факультета МГУ проводились геолого-геофизические исследования на западном склоне Дербентской впадины, где было обнаружено поле отчетливо выраженных осадочных волн. По предварительным оценкам, площадь его может составлять 1600 км².

Сейсмопрофиль, пройденный перпендикулярно берегу в районе Дербента, позволил получить некоторые параметры осадочных волн и условия их залегания (рисунок). Профилирование показало, что осадочные волны зарождаются на бровке шельфа при глубине моря 100 м и прослеживаются на расстояние 18 км до резкого перегиба континентального склона на глубине моря 400 м. Угол наклона склона, где развиты волны, составляет 1,5–2°. Осадочные волны залегают на эрозионной поверхности сформировавшейся при низком стоянии моря. Мощность осадочных волн в районе бровки шельфа достигает 200–250 м и уменьшается до нуля на перегибе континентального склона. Длина волн достигает 2 км, а высота 30 м. Угол склона волны, обращенного вверх по континентальному склону, составляет примерно 6–7°, а вниз по склону – 2°. Рассматриваемые волны характеризуются тремя особенностями: миграцией или наращиванием волн вверх по склону, уменьшением размера волн вниз по склону и стратифицированностью осадков.

Отбор донных отложений грунтовыми трубками проводился в районе перегиба склона, где волны уже отсутствовали (глубина моря 400 м). Строение и состав осадков, отобранных на 7-ми станциях, практически не различаются. Во всех колонках поверхностный слой мощностью до 5 см представлен серым жидким илом, содержащим мелкие разрушенные и целые раковины. Ниже залегают буровато-коричневые окисленные

⁶⁴ Геологический факультет МГУ. Москва: poliakov@geol.msu.ru

⁶⁵ Институт океанологии РАН им. П.П. Ширшова

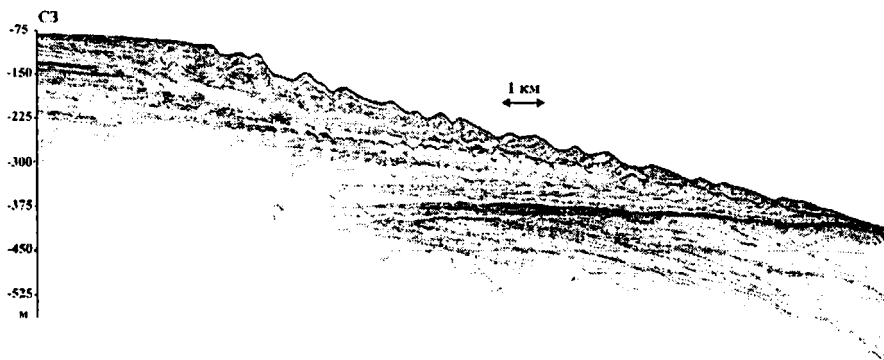


Рис. Осадочные волны на сейсмопрофиле в районе Дербента

глинисто-алевритовые илы мощностью до 15 см. Вся нижняя часть колонок представлена исключительно серым алевритово-глинистым илом. Содержание частиц алевритовой размерности в нем превышает 50 %, глинистая фракция достигает 34 %, а количество частиц песчаной размерности не превышает 10 %. В разрезе алевритовый материал располагается в виде линз и тонких неровных и прерывистых прослоев. Однородный состав рассматриваемых отложений определяет примерно равные значения показателей физико-механических свойств. Плотность изменяется в пределах $1,70\text{--}1,90\text{ см}^3$, а влажность – от 32 до 52 %. Прочность, измеренная крыльчаткой, в среднем равна $0,06\text{ г/см}^2$ и редко достигает $0,12\text{ г/см}^2$. Максимально длинную колонку (3,16 м) удалось поднять на станции, наиболее удаленной от перегиба крутого склона, а самую короткую колонку – на перегибе крутого склона. Это может означать, что отложения верхнего комплекса подстилаются плотными и прочными породами. Дополнительным аргументом данного заключения может служить сцементированный обломок мелкого гравия и окатанных кусочков раковин, который был обнаружен в забое колонки станции № 5 (глубина моря 410 м), расположенной на перегибе склона, где плейстоцен-голоценовые осадки практически выклиниваются и их мощность не превышает 0,5 м. Поскольку колонки осадков отбирались в различных районах рассматриваемой площади и они практически не отличались друг от друга, то можно предположить, что терригенный материал перемещался в виде обширного площадного потока.

Образование осадочных волн связывают с придонными или турбидитными течениями высокой и низкой плотности. Однако турбидитные течения высокой плотности следует рассматривать как обломочные или грязекаменные потоки, представляющие собой гранулированные среды [2]. Доказательством формирования осадочных волн обломочными потоками являются: обратная градация частиц в основании волн, включения окатанных глинистых обломков и древесных остатков [3, 4].

Учитывая необычные свойства гранулированных сред, рассмотрим процессы формирования осадочных волн. Необходимыми условиями для образования рассматриваемых осадочных форм являются: наличие близкого источника большого объема терригенного материала, протяженный склон и высокая скорость обломочного потока. В данном случае источником осадочного материала являются многочисленные реки (Самур, Терек, Сулак). Во время сильных паводков этот материал, пересекая узкий шельф, разгоняется на крутом склоне, где и формируются волны. Зарождение волн происходит в процессе движения обломочного материала. Неупругие столкновения частиц в потоке вызывают ожигание материала, выражающееся в его расширении, потере контактов между частицами и уменьшении трения, что и обеспечивает его перемещение на значительные расстояния и стратификацию материала. Движение потока имеет волновой характер. Математически обосновано [1], что движение тела по какой-либо поверхности состоит из интервалов покоя (остановка тела) и интервалов движения. Эксперименты показали, что интервалы покоя уменьшаются при увеличении скорости. Данный процесс движения напоминает полет камня по поверхности воды. Естественно предположить, что при каждой кратковременной остановке потока часть обломочного материала осядет на дно, образуя незначительное возвышение. По мере продвижения обломочного материала вниз по склону его объем будет сокращаться, образуя все более мелкие формы рельефа. Последующие потоки будут задерживать и накапливать материал перед образованными ранее возвышениями, создавая впечатление миграции волн вверх по склону.

Таким образом, необычные свойства гранулированных сред (или обломочных потоков) позволяют объяснить как начальную стадию образования осадочных волн, так и развитие их во времени.

Литература

1. *Первозванский А.А.* Трение – сила знакомая, но таинственная // Соровский обзорный журнал. 1998. № 2. С. 129–134.
2. *Поляков А.С.* Гранулированные среды и седиментогенез. М.: Геоинформмарк, 2001.
3. *Marine Geology*, 192 (2002). P. 189–214.
4. *Marine and Petroleum Geology*, 18 (2001). P. 179–208.
5. *Marine Geology*, 192 (2002). P. 7–22.

Анализ терригенно-минеральных ассоциаций – ключ к оценке масштаба соотношений структур в складчатых поясах

Проблема “истинных” палеогеографических реконструкций решается путем выявления огромного количества седиментологических данных: состава, строения, мощности и фациальных особенностей разновозрастных осадочных формаций. В современных складчатых поясах они, как правило, находятся в нарушенном залегании, часто тесно совмещены по отношению к первичным границам былых осадочных бассейнов. В качестве анализируемого объекта рассмотрены резко разнотипные по составу и генезису триасово-юрские угленосные формации северного и южного бортов Афгано-Таджикской депрессии – тектонически стабильного блока Южно-Тяньшаньских эпиплатформенных герцинид и “мобильного” – Дарвазо-Заалайского. Они тесно сближены, до 5 км, в современной “северо-восточной горловине” депрессии, а к юго-западу “расходятся” по бортам депрессии до 20 км. С севера – это триасово-юрская терригенная авулканогенная угленосная формация мощностью до 300 м, перекрытая келловей-верхнеюрскими карбонатно-эвапоритовыми отложениями. С юго-востока развита триасово-среднеюрская вулканогенно-терригенная, вверху угленосная, толща мощностью до 4000 м, перекрытая терригенными красноцветами верхней юры. Здесь триас, мощностью до 2000 м, представлен всеми отделами: нижний – морскими тонкообломочными терригенными, средний – верхний – грубообломочными вулканогенно-терригенными угленосными. Стратиформные и секущие проявления магматизма в низах разреза имеют андезито-базальтовый состав. Изохронные, но более мористые по генезису, угленосные отложения развиты и в Северном Афганистане.

Песчаные отложения в разрезах триаса – нижней юры резко различны по литологическому составу в разнотипных угленосных отложениях указанных бортов депрессии, но чем выше по разрезу, тем более возрастают черты сходства их литологического состава. Эти особенности отчетливо проявляются при анализе треугольных диаграмм состава песчаников, по углам которых – максимальные содержания обломков пород, кварца и полевых шпатов. Наиболее показательно эта методика была отражена в известной статье В.Д. Шутова 1967 года. В этой работе состав песчаников анализировался с точки зрения их принадлежности к тектонически стабильным платформенным условиям седиментации (аркозы) или мобильным, геосинклинальным (граувакковый состав).

⁶⁶ Российский государственный геологоразведочный университет (РГГРУ), Москва

Терригенно-минеральные ассоциации (ТМА) терригенных юрских отложений Ю. Тянь-Шаня характеризуются аркозовым составом песчаников, источником питания которых служили мощные гранитоиды Гиссарского плутона. Одновозрастные песчаные отложения разрезов Дарвазо-Заалая резко отличаются граувакковым составом, поскольку материнскими породами служили габбро-диабазовые вулканиты перм-триаса Дарвазского хребта. Подобный контрастный состав одновозрастных песчаников предполагает сильную разобщенность былых триасово-юрских бассейнов седиментации у северного и юго-восточного бортов указанной депрессии. При анализе ТМА песчаников снизу вверх по разрезу Дарвазо-Заалая отмечается постепенная нивелировка их состава, от чисто граувакковых в триасе – нижней юре до смешанных граувакково-кварцевых – в верхней. Подобная тенденция сохраняется и в одновозрастных разрезах Ю. Тянь-Шаня. Тем самым, можно предположить постепенное сближение указанных бассейнов (или палеотектонических структур) во времени от триаса до поздней юры вплоть до их близкого совмещения в современном строении депрессии. Кроме подобного вывода из седиментологического анализа ТМА, наблюдается и аналогичное сближение состава растительных комплексов от рэта до поздней юры в этом регионе, по опубликованным данным В.С. Лучникова (2003).

Если перейти от стратиграфического к пространственному анализу ТМА, то очевидным представляется понижение “степени” зрелости песчаников с запада на восток в данном регионе, т. е. от Туранской плиты как стабильной эпипалеозойской структуры к тектонически мобильным динамичным складчатым горным сооружениям Дарвазо-Заалая, что отмечал В.Д. Шутов, т. е. от преимущественно аркозовых к граувакковым ТМА. Одновременно для верхнеюрских песчаников намечается аналогичная тенденция смены олигомиктовой и полевошпат-кварцевой ассоциаций (кварца до 75 %) в южных краевых частях Туранской плиты (Б. Балхан) полимиктовой граувакково-кварцевой, характерной для расчлененных поднятий (хр. Кугитанг). На восточной окраине депрессии песчаники верхней юры отличаются уже полимиктовым составом.

На основании изложенного можно сделать вывод, что происходило постепенное сближение во времени, начиная с триаса, мобильной Дарвазо-Заалайской структуры с южной окраиной стабильного Тянь-Шаньского блока, когда разнотипные осадочные бассейны стали объединяться практически в единый бассейн с усреднением ТМА. К келловью, судя по постепенному усреднению ТМА, в связи с расширяющейся морской трансгрессией, образовался единый бассейн карбонато-, а затем сульфатонакопления. Вероятно, с позднеюрского времени данный район уже вступает в эпоху тангенциальных смещений южных структур депрессии к северу. Однако, в поздней юре это сближение не достигло их современного положения, что произошло только в итоге позднеальпийской тектонической эпохи, когда с неогена начал формироваться эпиплатформенный ороген Тянь-Шаня.

Таким образом, детальный минералогический анализ основных породообразующих компонентов в составе ТМА позволил реконструировать осадочные бассейны с точки зрения: 1 – их приуроченности к различным, с точки зрения динамики развития, палеотектоническим структурам; 2 – эволюции ТМА во времени, от T_3 к J_3 , с постепенным снижением степени зрелости песчаного материала; 3 – раскрытия эволюции тектонических структур и вмещающих осадочных бассейнов на границе стабильных массивов эпигерцинских орогенов и мобильных блоков с интенсивной магматической деятельностью. В результате появляется возможность относительно реально палеогеографических реконструкций с учетом субгоризонтальных перемещений палеотектонических структур в пределах складчатых поясов, в данном случае – “Памирского скучивания” в пределах Альпийско-Гималайской складчатой области.

Проведенный анализ подтверждается данными прецизионных замеров (по космическим данным, на Гармском полигоне) северного дрейфа Дарвазо-Заалайского блока. Были замерены скорости современных горизонтальных смещений – до 10–15 мм в год. Для неогена они должны были составить величину порядка 250 км, при условии постоянства измеренных скоростей. Этот интервал соизмерим с общей тенденцией перемещения указанных блоков в меловое время, что отмечали еще в 1982 г. М.Л. Баженов и В.С. Буртман.

Е.А. Предтеченская, В.В. Сапьяник, Г.Г. Сысолова⁶⁷

Литолого-фациальные предпосылки развития улучшенных коллекторов в составе ниже-среднеюрских нефтегазоносных комплексов Томской области

Ниже-среднеюрские отложения на территории Томской области, имеющие региональное распространение и детально изученные по материалам глубокого бурения, ГИС и сейсморазведки, перспективны для поисков неантиклинальных ловушек УВ, приуроченных к пакетам пластов ЮМ и ЮВ в составе малышевского и вымского нефтегазоносных комплексов (НГК) [2, 4], а также к базальным горизонтам осадочного чехла – шараповскому и надояхскому НГК в пределах наиболее глубоко залегающих депрессий – Усть-Тымской, Нюрольской мегавпадин и Колтогорского мегапрогиба. На основании проведенных лито- и биофациальных исследований авторами сделаны следующие выводы.

⁶⁷ Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск; sapjanik@sniiggims.ru

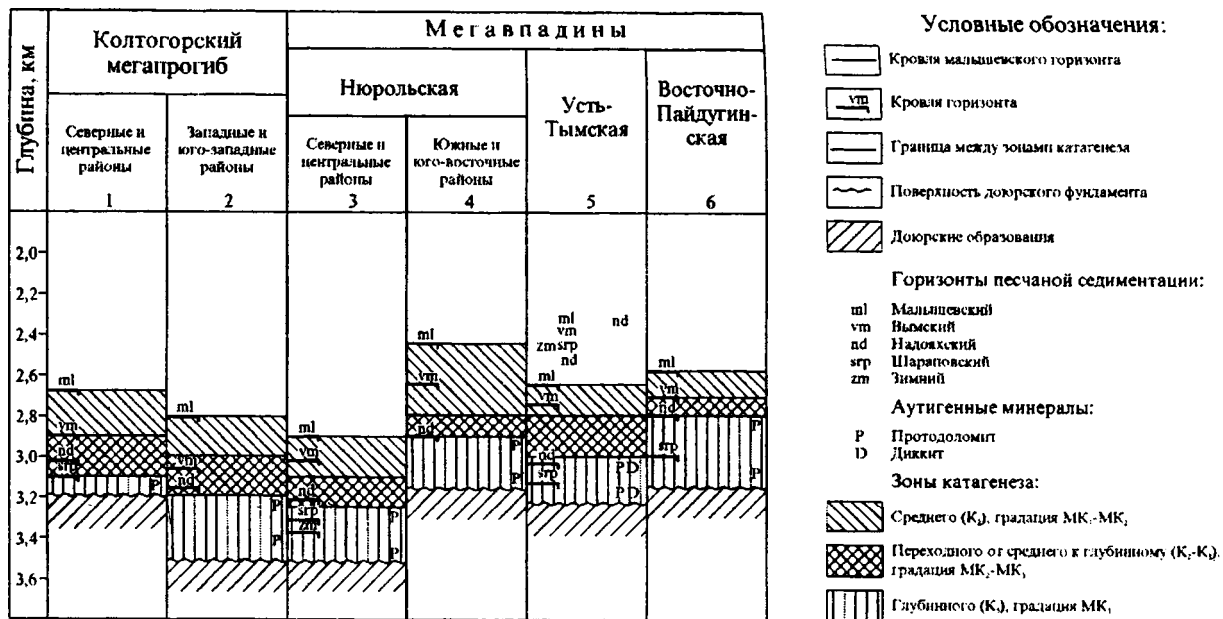


Рис. 1. Схема катагенетической зональности ниже-среднеюрских отложений в пределах крупных зон депрессий на территории Томской области

Границы по материалам скважин:

1 – Хвойная 1, Сутыльгинская 1, Южно-Колтогорская 1, Заячья 50, Кулангинская 100;

2 – Игольская 1, Западно-Карайская 3, Поньжевая 300;

3 – Средняя 10, Северо-Фестивальная 2, Тамратская 1, Угольная 21;

4 – Южно-Тамбаевская 25, Широтная 50, Северо-Калиновая 30, Солоновская 41, Нижнетабаганская 132;

5 – Тунгольская 3, Толпаровская 2, Ясная 20, Новоникольская 1, Чкаловская 15;

6 – Вездеходная 4

1. В пределах шараповского НГК (нижняя юра, верхний плинсбах) коллектора наиболее высокого качества приурочены к грубозернистым кварцевым и аркозовым песчаникам пласта Ю₁₆ нижеурманской под-свиты, которые сконцентрированы близ останцовых форм рельефа фундамента, сложенных гранитоидами и кварцсодержащими породами в центральной части Усть-Тымской и Бакчарской мегавпадин, а также в северо-западных и юго-восточных районах Нюрольской мегавпадины.

На территории Колтогорского мегапрогиба наиболее перспективны северные и северо-западные районы (Сутыгинская, Саймовская, Приколтогорская и др. площади), где мелководно-морские песчаники с повышенным содержанием кварца экранированы тогурским флюидоупором высокого качества.

Степень катагенетической преобразованности отложений шараповского НГК отвечает градации мезокатагенеза МК₂ – МК₃, реже – МК₄ (начальный и средний этапы стадии глубинного катагенеза К₃¹⁻² по Н.В. Логвиненко и Л.В. Орловой [1]), что свидетельствует о нахождении вышеупомянутых пород в пределах главной зоны нефтенакопления (ГЗН), рис. 1.

2. В пределах надояхского НГК (нижняя юра, тоар – нижний аален) улучшенными коллекторскими свойствами обладают наиболее зрелые по составу мелководно-морские песчаники в северных, северо-восточных и центральных районах Колтогорского мегапрогиба, в южных и юго-восточных районах Нюрольской мегавпадины, а также в центральных и восточных районах Бакчарской и северо-восточных – Восточно-Пайдугинской мегавпадин. Песчаники основного продуктивного пласта Ю₁₅ здесь представлены кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми граувакками – продуктами разрушения местных эрозионно-тектонических выступов фундамента [3, 5].

Степень изменения отложений надояхского НГК в Колтогорско-Нюрольской и Усть-Тымской депрессионных зонах соответствует стадии, переходной от среднего к глубинному катагенезу (К₂ – К₃), в Восточно-Пайдугинской мегавпадине – стадии глубинного катагенеза К₃.

С учетом качества лайдинской покрывки, наилучшие предпосылки для формирования ловушек литологического типа имеют отложения надояхского НГК в пределах Нюрольской и Усть-Тымской мегавпадин и северной части Колтогорского мегапрогиба, особенно в зоне фациального замещения мелководно-морских осадков прибрежно-морскими.

3. В составе вымского НГК (средняя юра, верхний аален – нижний байос) с пакетом пластов Ю₁₁₋₁₄ снизу вверх по разрезу граувакковые песчаники пластов Ю₁₃₋₁₄ постепенно сменяются аркозовыми разностями пластов Ю₁₁₋₁₂, особенно в южных и юго-восточных районах Нюрольской мегавпадины и южных районах Колтогорского мегапрогиба (рис. 2, 3). В его северных районах и в зоне сопряжения с Нюрольской мегавпадиной более распространены песчаники аркозовой группы. Верхние песчаные пласты обогащены также обломками пород – продук-

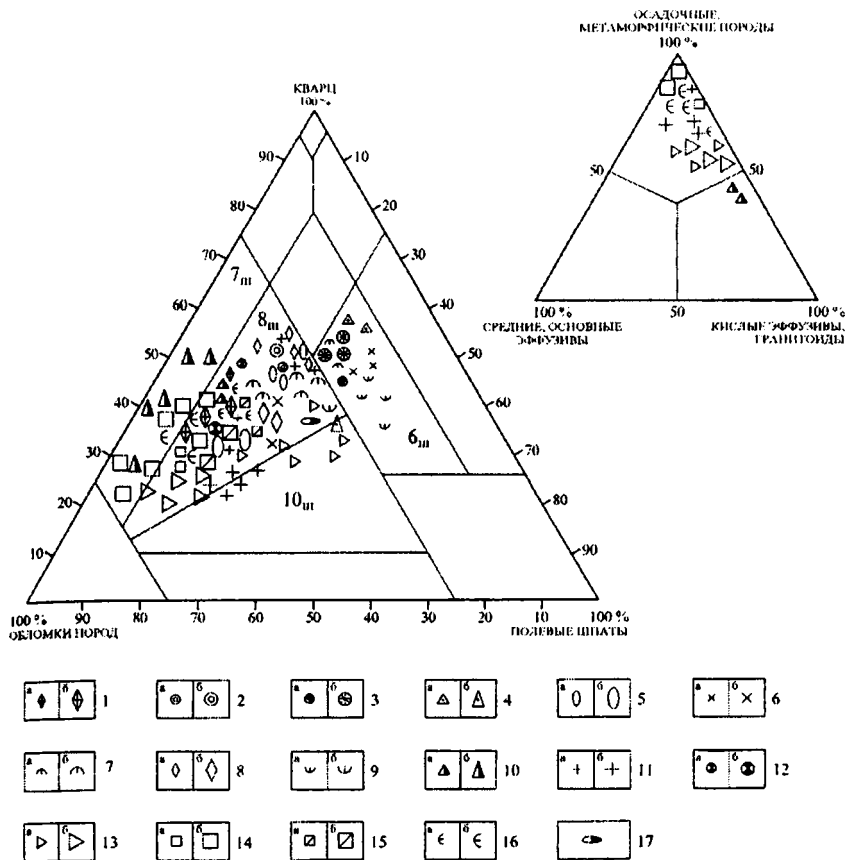


Рис. 2. Вещественный состав песчаников вымского горизонта (пласты ЮВ₁₋₂) в районах Колтогорского мегапрогиба и Нюрольской мегавпадины

Условные обозначения: Пласт ЮВ₁ (а), пласт ЮВ₂ (б). Колтогорский мегапрогиб, скважины: 1 – Игольская 1; 2 – Кузырская 320; 3 – Южно-Фестивальная 1; 4 – Александровская 2; 5 – Орловская 2; 6 – Хвойная 1. Нюрольская мегавпадина, скважины: 7 – Северо-Калиновая 30; 8 – Львовская 15; 9 – Кулгинская 141; 10 – Южно-Тамбаевская 75; 11 – Широтная 53; 12 – Западно-Останинская 423; 13 – Герасимовская 9; 14 – Пономаревская 2; 15 – Северо-Фестивальная 2; 16 – Солоновская 41; 17 – Южно-Табганская 132. Классификационные поля по В.Д. Шутову: 6_{III} – граувакковые аркозы; 7_{III} – кварцевые граувакки; 8_{III} – полевошпатово-кварцевые граувакки; 10_{III} – кварц-полевошпатовые граувакки

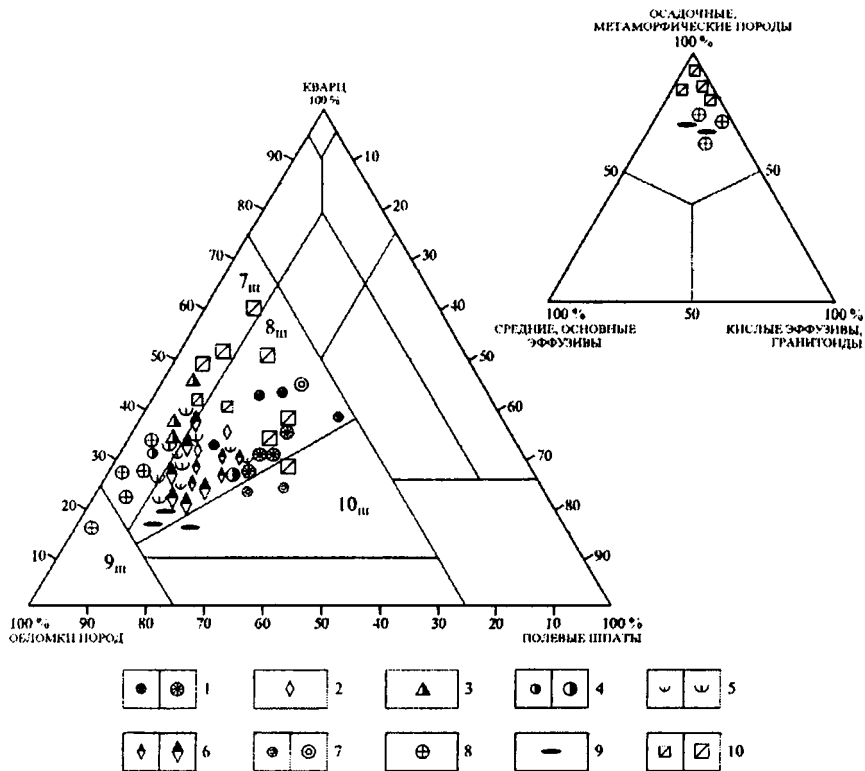


Рис. 3. Вещественный состав песчаников вымского горизонта (пласты ЮВ₅₋₆) в районах Колтогорского мегапрогиба и Нюрольской мегавпадины

Условные обозначения: Пласт ЮВ₅ (а), пласт ЮВ₆ (б). Скважины: 1 – Южно-Фестивальная 1; 2 – Львовская 15; 3 – Южно-Тамбаевская 75; 4 – Глуховская 3; 5 – Кулгинская 141; 6 – Арчинская 40, 53; 7 – Кузырская 320; 8 – Казанская 8; 9 – Нижнетабаганская 22; 10 – Северо-Фестивальная 2. Классификационные поля по В.Д. Шутову: 7_{III} – кварцевые граувакки; 8_{III} – полевошпатово-кварцевые граувакки; 9_{III} – собственно граувакки; 10_{III} – кварц-полевошпатовые граувакки

тами дезинтеграции гранитоидов и кислых эффузивов (рис. 2). Повышение доли устойчивых к выветриванию обломков связано с перемывом подстилающих толщ и с влиянием гипергенных процессов в связи с формированием вымского горизонта при самом низком уровне моря с выходом осадков на дневную поверхность (островная часть мелкого шельфа).

Песчаники вымского НГК затронуты катагенетическими преобразованиями, характерными для переходного этапа от стадии К₂ к стадии К₃ в пределах Колтогорско-Нюрольской депрессии, Усть-Тымский мега-

впадины и находятся на начальном этапе стадии глубинного катагенеза K_3^1 на территории Восточно-Пайдугинской мегавпадины.

Коллекторские свойства пород вымского НГК, в целом, удовлетворительные, величина Пот составляет 14–16 %. С учетом высокого качества леонтьевского флюидоупора в северных и центральных районах Колтогорского мегапрогиба и на всей территории Усть-Тымской мегавпадины, эти районы могут рассматриваться как наиболее перспективные для формирования литологических ловушек в пределах вымского НГК. По совокупности параметров определенный интерес представляют также районы северной части Нюрольской и Бакчарской мегавпадин, а также западные и юго-западные районы Восточно-Пайдугинской мегавпадины.

4. В составе малышевского НГК (средняя юра, байос – бат) доля минералогически зрелых пород – продуктов неоднократного перемива и переотложения подстилающих толщ – еще более возрастает. Увеличивается также количество продуктов дезинтеграции средних и основных эффузивов в связи с ростом интенсивности выветривания древних эффузивных толщ на западе Сибирской платформы. Улучшенными коллекторскими свойствами обладают мелководно- и прибрежно-морские мезомиктовые кварцевые и субаркозовые песчаники в районе Приколтогорского вреза, в центральных районах Колтогорского мегапрогиба, южных и юго-восточных районах Нюрольской мегавпадины.

Степень катагенеза пород малышевского НГК во всех зонах депрессий не выходит за пределы стадии K_2 (средний катагенез), градации МК₁ – МК₂ (угли марки Д).

С учетом невысокой степени катагенетической преобразованности, благоприятного вещественного состава и высокого качества нижневасюганского флюидоупора развитие высокочемных коллекторов можно предполагать в составе верхних песчаных пластов малышевского НГК в центральных районах Колтогорского мегапрогиба и Нюрольской мегавпадины, в западных районах Восточно-Пайдугинской и северо-западных – Бакчарской мегавпадин, а также на всей территории Усть-Тымской мегавпадины.

Литература

1. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. М.: Недра, 1987. 236 с.
2. Гурари Ф.Г., Девятков В.П., Еханин А.Е. и др. Нефтегазоносные комплексы нижней и средней юры Западной Сибири / Геология и нефтегазоносность нижних горизонтов осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Тр. СНИИГиМС. Новосибирск, 1990. С. 3–8.
3. Предтеченская Е.А., Вакуленко Л.Г., Аксенова Т.П. Вещественный состав ниже-среднеюрских песчаных пластов в западной части Томской области / Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Матер. науч. конф. Т. 2. Томск: Изд-во ТГУ, 1998. С. 118–120.
4. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложе-

Ю.В. Ростовцева⁶⁸, Т.Ф. Козыренко⁶⁹

Позднемиоценовые обстановки диатомового осадконакопления в краевых прогибах Предкавказья (на примере Керченско-Таманского региона)

Проведенное детальное литолого-микропалеонтологическое изучение верхнемиоценовых глинистых отложений Керченско-Таманского прогиба позволило выявить различные обстановки диатомового осадконакопления, существовавшие в пределах рассматриваемого региона в позднем сармате, мэотисе и понте.

1. В конце сармата, на завершающей стадии накопления глинистых отложений катерлезских слоев⁷⁰, в пределах описываемого бассейна осадконакопление происходило в условиях мелководного опресненного морского бассейна, местами сильно заросшего водной растительностью, с нестабильным гидродинамическим режимом. Широкое распространение бентосных диатомей (*Achnanthes brevipes*, *Synedra fasciculata*, *Rhopalodia musculus*, *Surirella maeutica*, *Dimerogramma minor* и др.) в составе позднесарматской флоры свидетельствует о развитии в это время в палеобассейне небольших глубин (верхи нижней сублиторали и мельче). Обломочный характер диатомовой флоры подтверждает наличие достаточно мелководной обстановки осадконакопления и указывает на периодическое активное действие волнения и различных подводных течений, способствующих взмучиванию и конседиментационному переотложению донных осадков. По преобладанию среди диатомовых обрастателей и свободно живущих в обрастаниях форм предполагается существование в водоеме обширных участков илистого дна с густыми зарослями водорослей-макрофитов, отличающихся качественным составом микрофитоценозов. На площади выделяются комплексы диатомей с господством *Achnanthes brevipes* (разрез ст. Тамань, м. Железный Рог),

⁶⁸ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва; sediment@geol.msu.ru

⁶⁹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург

⁷⁰ В тезисах использованы подразделения унифицированной региональной схемы неогеновых отложений Южных регионов Европейской части России, утвержденной МСК в 2004 г. [2].

Synedra fasciculata (разрез м. Попов Камень) и присутствием *Dimerogramma minor* (разрез с. Заветное). Высокое содержание тихопелагического (полубентического) вида *Paralia sulcata* в изучаемых верхнесарматских отложениях Керченского полуострова (разрез с. Заветное) позволяет реконструировать в этой области бассейна развитие более спокойных (затишных) по сравнению с другими участками водоема гидродинамических условий седиментации. Присутствие пресноводных видов (*Aulacosira praegranulata* и др.) в составе позднесарматской диатомовой флоры свидетельствует о поступлении в бассейн речных вод. Увеличение количества пресноводных диатомей в конце сармата, по-видимому, связано с усилившимся в это время опреснением водоема. Согласно Л.Б. Ильиной и др. [1], особенности позднесарматской фауны моллюсков указывают на замкнутый и полуморской характер бассейна, с соленостью вод не менее 5–8 ‰. Данные, полученные о составе позднесарматской диатомовой флоры, характеризующейся преобладанием морских полубентических и солоноватоводно-морских бентических видов диатомей и заметным содержанием пресноводных диатомовых, в целом согласуются с этими представлениями.

2. В раннем мзотисе, в целом, осадконакопление протекало на фоне трансгрессии морских вод, вызванной восстановлением связи Восточного Паратетиса с водами Мирового океана. В это время в пределах Таманского полуострова возникли обстановки седиментации, благоприятные для широкого распространения планктонных морских и солоноватоводных форм рода *Thalassiosira*, сменивших господствующие здесь ранее бентосные диатомеи. Среди бентосных форм большое значение приобрели обитатели грунтов – представители рода *Nitzschia* (*N. panduriformis*, *N. sigma* и др.). Такая смена сообществ диатомей в рассматриваемом районе, скорее всего, была связана с проявлением раннемзотической трансгрессии, принесшей планктон в пелагиаль, а также с увеличением глубин в палеобассейне. На Керченском полуострове установившиеся в водоеме новые биономические условия привели к обилию морского тихопелагического вида *Actinophyechus senarius*, появлению истинно планктонных морских форм (родов *Coscinodiscus* и *Chaetoceros*) и большому качественному разнообразию диатомовой флоры. Относительно глубоководные условия осадконакопления (нижняя сублитораль) существовали в пределах Таманского полуострова, на территории же Керченского полуострова были распространены достаточно мелководные (верхи нижней сублиторали) обстановки седиментации с широким развитием фитобентоса, с участками дна, заросшими водной растительностью, и присутствием среди диатомовых-обрастателей в качестве доминирующих видов *Grammatophora spinosa* и *Dimerogramma minor*.

К середине раннего мзотиса в описываемом палеобассейне как на Керченском, так и на Таманском полуострове, среди диатомей установилось господство планктонных морских и солоноватоводных форм, представленных в основном видами рода *Thalassiosira*, в меньшей сте-

пени рода *Chaetoceros*. Сопутствующими формами являлись бентосные виды диатомовых водорослей, которые встречались в мелководных областях, а в наиболее глубоководных участках (м. Попов Камень) водоема практически отсутствовали.

В конце раннего мзотиса осадконакопление во многом определялось особенностями тектонического развития региона, проявлением орогенеза, обмелением Керченской части палеобассейна и возникновением в этой области водоема неблагоприятных условий для осаднения диатомовых осадков. На Таманском полуострове диатомовое осадконакопление продолжилось, но развитие сообществ диатомей было неоднородным. В более глубоководных (нижняя сублитораль) и удаленных от Керченской части участках водоема (м. Железный Рог) по-прежнему преобладали ранее существовавшие здесь планктонные виды диатомей. В смежных с Керченским полуостровом частях палеобассейна (ст. Тамань) стали доминировать бентосные виды диатомей (*Surirella fastuosa*, *Diploneis notabilis*, *Navicula humerosa* и др.). Соленость раннемзотического моря в пределах Эвксино-Каспия, по анализу моллюсков, могла достигать 13–18 ‰ [1], что также подтверждается составом диатомовой флоры.

В начале позднего мзотиса произошла резкая смена обстановок седиментации. В районе м. Железный Рог в основании верхнего мзотиса выделяется комплекс диатомей с численным преобладанием пресноводных видов, свидетельствующий о значительном опреснении водоема и интенсивном поступлении речных вод. Пресноводные диатомовые водоросли представлены в основном планктонными (видами родов *Cyclostephanos* и *Cyclotella*), в меньшей степени бентосными формами (видами рода *Epithemia* и др.). Формирование этого диатомового сообщества, по-видимому, было связано с проявлением активной деятельности рек, русла которых выдвинулись в сторону моря в самом начале позднего мзотиса. Опреснение рассматриваемой части водоема могло быть вызвано проградацией русла палео-Дона. В результате значительного опреснения позднемзотического бассейна сформировался солоноватоводный комплекс моллюсков, указывающий на возможную соленость вод около 5–10 ‰ [1]. В отложениях низов верхнего мзотиса на Керченском полуострове и в западной части Таманского полуострова (ст. Тамань, м. Тузла) выявлено развитие другого комплекса диатомей, с обилием *Cymatosira savtchenkoii* и высокой численностью морских и солоноватоводных планктонных видов родов *Thalassiosira* и *Chaetoceros*. По присутствию морских форм диатомей *Chaetoceros danicus*, *Dimerogramma minor* и др., а также, согласно Э.П. Радионовой и Л.А. Головиной [3, 6], наличию океанических видов *Azpetia komurae*, *Thalassiosira trifulta*, *Nitzschia miocenica*, *N. prolongata* и нанопланктона *Coccolithus pelagicus* и *Reticulofenestra sp.*, предполагается, что формирование этого сообщества диатомей было связано с кратковременными поступлениями (“заплесками”) морских вод в солоноватоводный позднемзотический бассейн [4, 5]. Толщи верхнего мзотиса отличаются циклическим строени-

ем, подчеркнутым неоднократным развитием пачек диатомовых осадков. В цикличности слоев глинистых диатомитов отражается периодичность кратковременных поступлений в водоем морских вод, не меняющих солоноватоводный характер бассейна. Подпруживание описываемой части водоема сначала пресными водами рек, а затем кратковременные поступления морских вод создавали благоприятные условия для широкого распространения планктонных форм диатомей. Возможно, с особыми биоморфическими условиями, возникшими в результате кратковременного проникновения морских вод в солоноватоводный бассейн была связана вспышка формообразования *Cymatosira savtchenkoi*.

В конце позднего мзотиса в описываемом палеобассейне на Керченском полуострове диатомовое осадконакопление практически прекратилось. В это время здесь возобновилось формирование известковых детритовых отложений. На территории Таманского полуострова обитали сообщества диатомей с доминирующими видами *Rhaphoneis maotica* (ст. Тамань) и *Coscinodiscus radiatus* (м. Железный Рог). Господство и широкое развитие морских планктонных форм диатомей (*Coscinodiscus radiatus* и др.) свидетельствует об усилившемся влиянии на осадконакопление морских вод, периодически проникающих в позднемзотический бассейн.

3. В раннем понте возникли особые условия, наиболее благоприятные для развития моновидового комплекса диатомей с эвригалинным видом *Actinocyclus octonarius*. Диатомовое осадконакопление проявилось только в пределах Таманского полуострова. В направлении от м. Железный Рог в сторону ст. Тамань наблюдается резкое сокращение мощности слоев, содержащих *Actinocyclus octonarius*.

На последующих этапах развития рассматриваемого бассейна диатомовые осадки не накапливались.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП “Интеграция” ЭО198/671 в рамках тематических исследований, проводимых кафедрой литологии и морской геологии геологического факультета МГУ на Таманском полуострове.

Литература

1. Ильина Л.Б., Невеская Л.А., Парамонова Н.П. Закономерности развития моллюсков в опресненных бассейнах неогена Евразии (поздний миоцен – ранний плиоцен). М.: Наука, 1976. С. 125–147.

2. Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений Южных регионов Европейской части России. Л.А. Невеская и др. М., 2004. С. 38–42.

3. Радионова Э.П., Головина Л.А. Новые данные по изучению диатомей и наннопланктона из мзотическо-понтических отложений Таманского полуострова / Проблемы стратиграфии фанерозою Украины. Киев, 2004. С. 180–182.

4. Ростовцева Ю.В., Гончарова И.А. Литолого-палеонтологическая характеристика верхнемиоценовых отложений Таманского полуострова (на примере разреза станицы Тамань) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2006. № 1. С. 15–24.

5. Ростовцева Ю.В., Гончарова И.А. Литолого-стратиграфическое обоснование расчленения разреза верхнемиоценовых отложений (мэотиса – понта) у станицы Тамань (Таманский полуостров) / Біостратиграфічні критерії розчленування та кореляції відкладів фанерозою України. Київ, 2005. С. 251–256.

6. Radionova E.P., Golovina L.A. New diatom and nannofossil records from the Maeotian – lowermost Pontian deposits of the Tamanskii Peninsula (Black and Azov Sea) / Uss. 4 Internat. congress. Environment and Identity in the Mediterranean. The Messinian Salinity crises revisited. Abstr. Corte, July 19–25, 2004.

Ю.В. Ростовцева, О.В. Япаскурт⁷¹

Фации и палеогеография позднего миоцена Керченско-Таманского прогиба

Осадконакопление в краевых прогибах Предкавказья отличалось большим разнообразием и сложной историей развития. Условия седиментации во многом определялись этапностью воздымания Крымской и Кавказской складчатых областей и локальными проявлениями тектонических движений (обмелением или интенсивным прогибанием отдельных участков дна водоемов), периодичностью проникновения открытых морских вод, ингрессией бассейнов, эвстатическими колебаниями уровня вод, а также сменой гидрологических режимов (возникновением стратификации вод, опреснением, смешением вод различной солености и др.), изменениями климата, последовательностью действия вулканизма. Наиболее полно эволюция осадконакопления эпиплатформенных морей Восточного Паратетиса отразилась в строении неогеновых толщ Керченско-Таманского прогиба, сложенных, преимущественно, относительно глубоководными фациями осадков. В результате детального изучения верхнемиоценовых толщ Керченско-Таманского прогиба были установлены фациальные типы отложений и реконструированы обстановки седиментации, существовавшие в рассматриваемой части Эвксино-Каспия в позднем сармате, мэотисе и понте.

В пределах Керченско-Таманского прогиба в конце сармата, на завершающей стадии формирования катерлезских слоев⁷², осадконакопление происходило в условиях мелководного опресненного морского бассейна. В прибрежных областях, окаймляющих участки суши (восточная

⁷¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва; sediment@geol.msu.ru, ypaskurt@geol.msu.ru

⁷² В тезисах использованы подразделения унифицированной региональной схемы неогеновых отложений Южных регионов Европейской части России, утвержденной МСК в 2004 г. [1].

оконечность острова Крыма, западная часть Керченского полуострова, и у берега кавказского полуострова, в Анапском районе), и на отмелях в зоне активного действия волнений шло формирование раковинно-детритовых, водорослево-пеллетовых и оолитовых известковых осадков. В более удаленных от берега участках водоема и в центральных частях прогиба (Таманский полуостров) накапливались глинистые отложения, было проявлено диатомовое осадконакопление. По наличию и широкому распространению диатомовых обрастателей и свободно живущих в обрастаниях форм предполагается существование в описываемом бассейне обширных участков илистого дна с густыми зарослями водорослей-макрофитов, различающихся качественным составом микрофитоценозов. Обломочный характер диатомовой флоры свидетельствует о существовании нестабильного гидродинамического режима в водоеме и о периодическом действии штормовых волнений и различных подводных течений, способствующих взмучиванию и конседиментационному перетолжению донных осадков. Вспышка кислого вулканизма, проявившаяся в это время на территории Кавказа (Южная Грузия и Центрально-Армянская область), отразилась в рассматриваемом бассейне в накоплении пепловых прослоев риолитового состава. При формировании багеровских слоев в пределах прибрежно-мелководных участков, а также на выступах подводных поднятий, возникших в результате развития системы асимметричных антиклинальных складок, установились благоприятные условия для образования моноксидных мшанковых биогерм, интенсивный рост которых был обусловлен начавшимся прогибанием дна палеобассейна.

В начале мзотиса условия седиментации определялись развитием морской трансгрессии, восстановлением связи Восточного Паратетиса с водами Мирового океана и увеличением глубин в палеобассейне. В прибрежно-мелководных областях продолжилось накопление раковинно-детритовых и оолитовых известковых осадков. В более глубоководных участках водоема, центральных частях прогиба возникли застойные обстановки осадконакопления с устойчивой стратификацией вод, обусловившие осаждение монотонных бескарбонатных глинистых отложений. Смена условий седиментации отразилась на видовом составе макрофауны и микрофлоры. В сообществе диатомей изменения выразились в преобладании планктонных форм рода *Thalassiosira*.

Во второй половине раннего мзотиса произошло заметное обмеление Керченской части палеобассейна, вызванное проявлением орогенеза в Крымской складчатой области. В восточных областях Керченского полуострова осаждение глинистых осадков сменилось накоплением глин, переслаивающихся с раковинно-детритовыми, оолитовыми известковыми отложениями волнового происхождения. На Таманском полуострове в смежных с Керченским полуостровом частях палеобассейна обмеление отразилось в конседиментационном перетолжении осадков, в интенсивном сбросе с мелководных областей в более глубоководные уча-

стки водоема осадочного материала и развитии потоковых отложений. В центральных частях прогиба продолжилось относительно глубоководное глинистое осадконакопление. В пределах Керченского полуострова возникли неблагоприятные условия для формирования диатомовых осадков, на Таманском полуострове были распространены как бентосные, так и планктонные сообщества диатомей.

В начале позднего мэотиса произошла резкая смена условий седиментации, обусловленная значительным опреснением водоема. В рассматриваемых отложениях выделяется солонатоводный комплекс макрофауны [2, 3]. В районе м. Железный Рог в глинах, залегающих в основании верхнего мэотиса, среди диатомей выявлено преобладание пресноводных видов родов *Cyclostephanos*, *Cyclotella*, *Epithemia*. Значительное опреснение водоема было связано с уменьшением притока открытых морских вод и прекращением устойчивой связи палеобассейна с соседними морскими водоемами, а также с активной деятельностью рек, русла которых выдвинулись в сторону моря в самом начале позднего мэотиса. Опреснение рассматриваемой части палеобассейна могло быть вызвано проградацией русла палео-Дона, что подтверждается наличием в северо-восточных областях Таманского полуострова (в пределах Анастасиево-Троицкой, Курчанской, Джигинской разведочных площадей) в отложениях верхнего мэотиса мощных горизонтов мелкозернистых авандельтовых песков, сложенных платформенным терригенным материалом. В центральных частях прогиба существовали относительно глубоководные условия седиментации и накапливались глинистые отложения. В прибрежно-мелководных областях формировались преимущественно раковинно-детритовые известковые осадки. Толщи верхнего мэотиса в районе ст. Тамань и м. Железный Рог характеризуются неоднократным развитием пачек диатомовых осадков. В цикличности слоев глинистых диатомитов (содержащих морские формы диатомей и нанопланктон) отражается периодичность кратковременных поступлений (“заплесков”) в водоем морских вод, не меняющих солонатоводный характер палеобассейна [3]. В результате действия позднемэотического вулканизма на территории Кавказа (Южная Грузия и Центрально-Армянская область) в рассматриваемом водоеме сформировались пепловые прослои риодацитового и дацитового состава.

В начале понта возникли благоприятные условия для осаждения в более глубоководных участках бассейна диатомовых осадков с моновидовым комплексом *Actinocyclus ehrenbergii*. На последующих этапах развития рассматриваемого водоема диатомовое осадконакопление заметно не проявлялось. В конце раннего понта отмечается общее “заиливание” бассейна, широкое распространение глинистых осадков. Осаждение раковинно-детритовых, оолитовых и песчано-известковых отложений происходило в узкой полосе прибрежной зоны, примыкающей к Анапско-Гостагаевскому району.

В начале позднего понта (портаферское время) в палеобассейне возникли особые условия, способствующие образованию осадков подводно-элювиального генезиса, формированию горизонтов конденсации и слоев глин с брекчиевой структурой. В пределах центральной части Керченского полуострова произошло восстановление и заметное расширение мелководных зон с накоплением раковинно-детритовых известковых волновых осадков. В северо-восточных областях Таманского полуострова (в пределах Анастасиево-Троицкой, Курчанской, Джигинской разведочных площадей) формировались отмельные мелкозернистые песчаные отложения. В центральных частях прогиба в периоды ослабления конседиментационного перемыва донных осадков откладывались маломощные прослои глин. Установившиеся условия седиментации были вызваны значительным обмелением и выравниванием дна бассейна, обусловленными тектонической перестройкой региона, действием орогенеза и, возможно, резким эвстатическим падением уровня вод, отмечаемым в мессинское время. В начале позднего понта в районе Предкавказья прервалось сообщение между Эвксином и Каспием.

В конце понта, в начале накопления босфорских слоев установлено опесчанивание известково-глинистых осадков центральных частей водоема и широкое развитие песчаных отложений в восточных областях Таманского полуострова. В узкой полосе, примыкающей к Анапско-Гостагаевскому району, в прибрежных условиях накапливались раковинно-детритовые известковые отложения, содержащие линзы гравийно-галечного материала. На большей части Керченского полуострова господствовали прибрежно-мелководные условия карбонатной седиментации.

На завершающей стадии формирования босфорских слоев обстановки осадконакопления в значительной степени стабилизировались. Фациальное строение отложений во многом стало однородным. В центральных частях прогиба в условиях мелководного шельфа шло осаждение алевритовых глин, насыщенных прослоями тонкостенных раковин двустворчатых моллюсков, выделенных Г.В. Абигом [4] в фацию “валенциеннезиевых глин”. В прибрежных областях накапливались косослоистые, крупно-средне-мелкозернистые детритовые известняки, отвечающие фации “фален”.

Осадконакопление в мелководных областях, существовавших по периферии Керченско-Таманского прогиба, заметно различалось. В пределах центральных частей Керченского полуострова на протяжении практически всего рассматриваемого периода времени преобладали условия карбонатной седиментации, в северо-восточных областях Таманского полуострова обстановки осадконакопления во многом определялись режимом поступления и проградации подводных выносов рек.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП “Интеграция” ЭО198/671 в рамках тематических исследований, проводимых кафедрой литологии и морской геологии МГУ на Таманском полуострове.

1. Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений Южных регионов Европейской части России. Л.А. Невесская и др. М., 2004. С. 38–42.
2. Андрусов Н.И. Геологическое исследование на Таманском полуострове / Избр. тр. Т. 1. М.: Наука, 1961. С. 593–667.
3. Ростовцева Ю.В., Гончарова И.А. Литолого-палеонтологическая характеристика верхнемиоценовых отложений Таманского полуострова (на примере разреза станции Тамань) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2006. № 1. С. 15–24.
4. Колесников В.П. Нижний плиоцен: понтический ярус. Стратиграфия СССР. Т. 12. Неоген. М.–Л., 1940. С. 377–406.

Д.А. Рубан⁷³

Органогенно-детритовые известняки в классификации осадочных пород

Органогенно-детритовый известняк – это осадочная порода, на 50 % и более слагаемая фрагментами раковин ископаемых организмов с карбонатной функцией. Общепринято ее отнесение к классу карбонатных пород. В то же время, породу, состоящую из обломочных частиц, исходя из размеров последних, относят к группе псефитов, псаммитов или алевритов класса обломочных пород. Таким образом, положение органогенно-детритовых известняков в классификации осадочных пород представляется неоднозначным и требует специального обсуждения.

Формирование карбонатного осадка из органогенного детрита проявляется в четырех принципиальных формах: (1) непосредственно осаждение на дно, (2) перемещение по дну, (3) переотложение (“перемыв”) первичного осадка, (4) разрушение в достаточной степени литифицированного осадка с переотложением образовавшихся таким образом обломков (уже не фрагментов раковин, а образованных из них агрегатов). Они отражают специфику тафономического процесса, в который вовлечены скелетные остатки фауны [1, 2]. Первые три формы предполагают накопление первичного материала, ранее незакрепленного в каких-либо горных породах. В последнем же случае осадок образуется, наоборот, из продуктов геологического разрушения материнской породы. Органогенно-детритовый известняк, сформировавшийся таким образом, может быть генетически сопоставлен с породами, традиционно рассматриваемыми как обломочные. Органогенно-детритовые известняки, образовавшиеся вследствие осаждения, перемещения по дну и перемыва непо-

⁷³ Ростовский государственный университет, Ростов-на-Дону; ruban-d@mail.ru

средственно обломков раковин, по своему происхождению однозначно должны быть отнесены к карбонатным породам.

Еще одним аргументом против причисления большинства органо-детритовых известняков к обломочным породам является то, что в таком случае под сомнение ставятся вообще все представления о классификации осадочных образований, т. к. значительная их часть, следуя подобной логике, может быть отнесена к числу обломочных.

Нельзя считать приемлемым применение к органогенно-детритовым известнякам классификации по размеру обломков (например, в [3] предлагается выделение шламовых известняков с обломками <0,1 мм), т. к. в детрите одного и того же размера может быть представлена различная часть исходной раковины организма.

Все сказанное выше одновременно поднимает другой вопрос, а именно, насколько генетические признаки должны учитываться в классификации осадочных пород по своему составу. Он нуждается в дальнейшем обсуждении. Однако вне зависимости от окончательного его решения необходимо отметить, что традиционное отнесение органогенно-детритовых известняков к классу карбонатных пород само по себе является свидетельством того, что происхождение породы уже косвенно учитывается в наиболее общей классификации осадочных образований.

Литература

1. *Fernandez-Lopez S.R.* Taphonomie et interpretation des paleoenvironnements// *Giobios, M. S.* Vol. 18. P. 137–154.
2. *Fernandez-Lopez S.R.* Temas de Tafonomia. Madrid, UCM, 2000. 167 p.
3. Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1978. 487 с.

Д.А. Рубан⁷⁴

Седиментационный тип геологических памятников

Вопросы, связанные с охраной геологического наследия, активно обсуждаются в настоящее время во всем мире [1], в т. ч. в России [2, 3]. Однако для четкой реализации собственно охранных мероприятий требуется выявление на территории нашей страны объектов этого наследия, каковыми являются геологические памятники, и дальнейшее проведение оценки их состояния.

Геологические памятники седиментационного (седиментологического, литологического) типа пользуются весьма широким распространением. Они представляют собой полностью или частично открытые для на-

⁷⁴ Ростовский государственный университет. Ростов-на-Дону: ruban-d@mail.ru

блюдения и изучения геологические тела или фрагменты геологической среды (т. е. несколько тел), заключающие в себе определенную информацию о литологических особенностях, процессах и факторах осадконакопления. Эта информация может быть использована в целях научных исследований, конкретного закрепления научных знаний, а также популяризации геологических представлений.

В зависимости от уникальности (т. е. частоты встречаемости аналогов) седиментационные памятники могут быть отнесены к рангу локальных, региональных, национальных и реже глобальных. В качестве них могут быть выделены как естественные выходы осадочных пород на поверхность, так и искусственные разрезы (например, вдоль авто- или железных дорог, в стенках карьеров и т. п.). По проявлению в пространстве памятники данного типа чаще оказываются точечными или линейными, но в ряде случаев могут быть и площадными. В соответствии с динамическим состоянием они относятся как к категории “объект–объект”, так и к категории “объект–процесс” (в случаях, когда в пределах памятника можно наблюдать процесс осадконакопления).

Выделение седиментационных памятников возможно путем процедуры формальной дефиниции, предполагающей публикацию описания объекта в соответствии с существующими правилами. В ряде случаев требуется также законодательное закрепление за объектом статуса геологического (или природного) памятника.

В качестве примеров геологических памятников седиментационного типа могут быть приведены расположенные на Северо-Западном Кавказе уникальные разрезы верхнекаменноугольно-нижнепермской молассы, тоар-ааленских темноокрашенных аргиллитов (накапливались в условиях региональной дизоксии), позднеюрских рифовых комплексов плато Лаго-Наки (рифовый массив г. Фишт). Из числа геологических памятников, ранее отнесенных к национальному геологическому наследию России [3], важное седиментологическое значение имеют Стерлитамакские шиханы.

Литература

1. *Wimbledon W.A.P.* GEOSITES – an International Union of Geological Sciences initiative to conserve our geological heritage // Polish Geological Institute Special Papers. 1999. N 2. P. 5–8.
2. *Лано А.В., Вдовец М.С.* Проблема сохранения геологического наследия России // Отечественная геология. 1996. № 9. С. 6–12.
3. *Лано А.В.* Исследования по инвентаризации объектов геологического наследия и организации их охраны / Геолком – ВСЕГЕИ в развитии геологической службы и укреплении минерально-сырьевой базы России. 1882–2002. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. С. 335–337.

Белое море – типичная модель седиментации во внутреннем море гляциальной зоны

Белое море представляет собой один из трех внутришельфовых морских бассейнов (Балтийское море, Гудзонов залив), на особенностях современной седиментации которого сказались как особенности развития этой территории в древнейшие этапы истории Земли, так и относительно молодые процессы четвертичного ледникового и постледникового осадконакопления. Древнейший этап нашел свое отражение в формировании геологических и тектонических особенностей дочетвертичного субстрата, а четвертичный литоморфогенез обусловил как само формирование беломорской котловины с ее контрастным рельефом и специфическими очертаниями береговой линии, так и привел к поступлению в нее большого объема осадочного материала в течение поздне- и постледникового времени. С последним этапом связано и геологическое положение всех указанных морских бассейнов, а также крупнейших озерных котловин (Ладожское, Онежское и Американские озера), которые приурочены к периферии древнейших кристаллических щитов: Балтийского и Американского, в зонах сочленения их с платформенным чехлом.

Белое море, с одной стороны, являлось колыбелью российских морских геологических исследований, с другой стороны, в последние 3 года здесь были поставлены комплексные литологические исследования. Принципиальная новизна их заключалась в детальной проработке всех источников поступления обломочного материала, включая аэрогенный, а также изучении вертикального и пространственного распространения взвесей, что позволило впервые на количественном уровне подойти к проблеме оценки реального темпа осадконакопления с учетом фациальной зональности современного седиментогенеза.

Белое море располагается в пределах холодной гумидной зоны, при этом северные водосборы располагаются в субполярных областях, а южные достигают средних широт. Эти особенности непосредственно сказываются на особенностях мобилизации осадочного материала, его транспортировки с южных и северных берегов, которые характеризуются контрастным геологическим строением. Общими чертами является

⁷⁵ ФГУНПП "Севморгео", МПР РФ. Санкт-Петербург; rybalko@sevmorgeo.com

⁷⁶ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва: vshevch@geo.sio.rssi.ru

⁷⁷ Научно-исследовательский институт ядерной физики им. Д.В. Скобельцына МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

⁷⁸ Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Новосибирск

высокое содержание в речных водотоках растворенного гумуса, а также растворимых форм железа и марганца. В связи с этим в Белом море развиты преимущественно терригенные осадки, в том числе и глинистые, большая часть которых также формировалась за счет накопления терригенных взвесей, первоначальным источником которого являлся тонкоперетертый минеральный детрит ледникового происхождения. Особенности современного осадконакопления являются также резкое отличие объемов обломочного материала, поступающего с южных и северных берегов, относительно слабое (за исключением Мезенского залива) развитие абразионных процессов и широкое распространение процессов подводного размыва и перераспределения обломочного материала. В истории формирования осадочного покрова четко выделяются два седиментационных этапа. Первый связан со временем отступления Скандинавского ледника и активного поступления в беломорскую котловину талых вод с большим количеством детрита ледникового и водноледникового происхождения. В этот период осадконакопление происходило практически во всей котловине, а сама седиментация имела пульсационный характер, что и привело к образованию здесь циклически-слоистых, реже монотонных осадков существенно алевритового состава со значительной примесью щебнистых и дресвяных обломков кристаллических пород. Минеральный состав и геохимия осадков отражают первичный состав гранито-гнейсов Балтийского кристаллического щита. Второй этап седиментогенеза в Белом море (средне-позднеголоценовый) – типично морской. В отличие от поздненеоплейстоценового этапа осадконакопление развито локально, занимает по площади не более 50 % современного морского дна и характеризуется контрастным фациальным строением. Спокойноводное (нефелоидное) накопление глинистых осадков сосредоточилось во впадинах ледникового и дочетвертичного рельефа, волновые (ундалювиальные) осадки приурочены к берегам с отлогим подводным береговым склоном, сложенными осадочными породами. В Горле и в проливах Онежского залива развиты типичные течениявые (подводно-флювиальные) отложения с характерными морфологическими формами: подводные ленты, волны, гряды. Минеральный состав и геохимия осадков зависят как от района их накопления, так и фациальной зональности. При абсолютном преобладании терригенного осадконакопления в течение голоцена неоднократно возникали условия для локального развития органогенного карбонатного осадконакопления в связи с прогревом вод или смешением различных по гидрологическим характеристикам водных масс. Раннеголоценовое время в Белом море, как и в Балтийском, а также в Ладожском озере, отличается накоплением тонкозернистых осадков с сульфидной (марказитовой) минерализацией, проявление которой отражает постепенную смену гидрологических режимов: приледникового пресноводного морским с солоноватыми водами, обогащенными органическим веществом, биогенами и растворенными формами Fe и Mn.

Полученные в ходе работ по проекту “Система Белого моря” (2001–2005 гг.) данные позволили детализировать вопросы темпа накопления донных отложений в различных фациальных зонах, по новому осветить геохимию донных осадков, в том числе и охарактеризовать вклад антропогенного фактора в их геохимическую структуру, впервые осветить роль воздушного переноса в процессах современного седиментогенеза.

Для рек, впадающих в Белое море, характерны низкие содержания взвеси – чаще всего от 1 до 50 мг/л при среднем содержании взвеси для рек Мира – 490–500 мг/л. В маргинальных фильтрах концентрация взвеси резко уменьшается в пределах изменения солёности от 5 до 15 ‰. Эти фильтры многоступенчатые с последовательной сменой гравитационной, физико-химической и биологической частей. Среднее содержание взвеси в поверхностных водах моря за пределами маргинальных фильтров рек летом равно 0,3–1,0 мг/л. Максимальное количество взвеси соответствует паводку и весеннему цветению фитопланктона. Для Белого моря типична резко выраженная сезонность, причем главные изменения происходят за 2–3 летних месяца. Пик речного стока сменяется пиком цветения планктона, а осенью – пиком ледообразования. Для вертикального распределения взвеси, также как и вод, характерно трехслойное расчленение: наличие главных максимумов взвеси на поверхности (над пикноклином) и у дна (нефелонидный слой). Сезонность содержания и состава взвеси (как биогенной, так и терригенной) отражается в сезонной изменчивости вертикальных потоков осадочного вещества, регистрируемой седиментационными ловушками с револьверным устройством смены стаканов-пробосборников.

Установленные в ходе четырехмерных исследований закономерности определяют распределение и состав взвешенных форм загрязнений как на поверхности моря, так и в толще его вод, причем в разные сезоны года. Распределение загрязнений определяется (как и для взвеси) рядом факторов, из которых наиболее важна работа биосистемы планктона (перевод растворенных форм загрязнений во взвесь фитопланктоном – бионасос-1 и далее принудительная фильтрация взвеси и превращение ее в крупные пеллеты зоопланктоном – бионасос-2).

Таким образом, современные седиментологические исследования, включая анализ данных седиментационных ловушек, дали возможность более детально охарактеризовать современный этап седиментогенеза в Белом море, а сравнение полученных данных с материалами изучения более древних осадочных образований позволило создать модель развития внутреннего бассейна в гляциальной зоне в позднеледниковый и послеледниковый этапы его развития.

Состав обломков песчаников флишевых формаций севера Урала

Флишевая формация как парагенез отложений гравитационных потоков, в котором ведущую роль играют турбидиты, имеет первостепенное значение для геотектонических реконструкций [4]. Флишевые формации формируются в разных частях крупных тектонических структур и на разных этапах их развития. В позднем палеозое на Урале они отражают начало коллизионного этапа его развития.

На севере Урала развиты три флишевые формации, отличающиеся составом, строением, возрастом и распространением: карбонатно-терригенная каменноугольная (райизская и яйюская свиты), терригенная ассельско-сакмарская (кечепельская свита) и терригенная артинская (гусянская, косьинская и орловкинская свиты). Первые две венчают батинальный ряд формаций пассивной континентальной окраины Восточно-Европейского континента (Лемвинская зона Западно-Уральской мегазоны), последняя – перекрывает шельфовый ряд формаций Елецкой зоны Западно-Уральской мегазоны [1]. Пространственно-временные взаимоотношения флишевых формаций между собой, с подстилающими и перекрывающими формациями отражают возникновение и заполнение остаточного глубоководного прогиба и время заложения Предуральского краевого прогиба. Состав обломков терригенных пород позволяет определить источники сноса, а также их возможный генезис [6].

Вещественный состав карбонатно-терригенной каменноугольной формации (мощность 1500 м) сильно изменчив. Яйюская субформация сложена известковыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, известняками песчанистыми, глинистыми и тонко-микрозернистыми, образующими ряд карбонатно-терригенных пород с постепенными переходами. Встречаются единичные гравелиты. На основании структурно-текстурных признаков и характера цикличности их образование связывается, главным образом, с турбидными потоками и гемипелагической седиментацией. Отложения райизской свиты (субформации) слагают нижнюю и самую восточную часть формации на севере Лемвинской зоны. В ней редки известняки и относительно широко распространены псефиты. Ассельско-сакмарская терригенная формация (мощность 2500 м) сложена песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Отложения этой формации диагностируются как турбидиты средней и нижней частей глубоководного конуса выноса. Они согласно и постепенно перекрывают отложения каменноугольной флишевой формации в восточной подзоне Лемвинской зоны, а в центральной и западной

⁷⁹ Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, Сыктывкар; litgeo@geo.komisc.ru

подзонах залегают на маломощных (30 м) средне-верхнекаменноугольных кремнисто-глинистых сланцах. В Елецкой зоне этой флишевой формации соответствуют конденсированные (мощность 8–12 м) ассельско-сакмарские глинистые известняки сезымской свиты. В артинское время в Елецкой зоне и в Предуральском краевом прогибе формировалась терригенная флишевая формация мощностью около 2000 м. Она сложена граувакковыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, микститами, в меньшей степени пелитоморфными известняками и конгломератами. Формация образовалась в результате действия турбидных и дэбритных потоков, оползней и фоновой пелагической седиментацией, главным образом, в средней и верхней частях подводного конуса выноса.

Флишенакпление на севере Урала мигрировало в западном направлении. В пределах Лемвинской зоны миграция прослеживается с визейского по сакмарское время, в Елецкой зоне и Предуральском краевом прогибе она ограничивается артинским временем.

В составе кластической части терригенных пород флишевых формаций севера Урала установлена некоторая изменчивость. Песчаники карбонатно-терригенной формации (райизская субформация) относятся по классификации В.Д. Шутова [5] к аркозам и граувакковым аркозам. В псефитах преобладают обломки кислых эффузивных пород и гранитоидов (40 %), метаморфических (30 %) и вулканогенно-осадочных (15 %) пород. Основным источником этого материала, по-видимому, являлись сиалические породы фундамента Восточно-Европейской платформы (доуралиды) [2].

Обломки осадочных пород (10 %), представленные различными известняками и глинисто-кремнистыми сланцами, вероятно, имеют внутрибассейновый генезис. Песчаники яйюской субформации представлены кварц-полевошпатовыми, реже полевошпат-кварцевыми и в отдельных случаях кварцевыми граувакками. Среди обломков пород распространены силициты, эффузивы основного, среднего и кислого составов, гранитоиды, микрокварциты, глинистые сланцы, кварцевые песчаники, известняки, различные органические остатки и оолиты. В одном из разрезов встречены мощные (до 7 м) слои кварцевых песчаников. В редких гравийно-галечных прослоях обломки представлены карбонатолитами или силицитами. Источником обломочного материала терригенных пород, по-видимому, была вулканическая дуга, рециклированный ороген (доуралиды), внутрибассейновые отложения, в том числе, породы мелководного карбонатного шельфа, существовавшего в каменноугольное время на востоке бассейна.

Песчаники ассельско-сакмарской терригенной формации относятся, согласно принятой классификации, к кварц-полевошпатовым и реже к полевошпат-кварцевым грауваккам. Кластическая часть их представлена обломками эффузивов основного, среднего и кислого составов, гранитоидов, силицитов, глинистых сланцев, серицитолитов, микрокварцитов. В них отсутствуют обломки карбонатолитов и органические остатки, что наряду с

отсутствием самостоятельных слоев силицитов и карбонатолитов в разрезе дает возможность эту формацию отличать от нижележащей каменноугольной. Возможным источником обломочного материала изверженных пород была вулканическая дуга, осадочных – внутрибассейновые породы и метаморфических пород – доуралиды (рециклированный ороген).

Песчаники артинской флишевой формации по составу сходны с песчаниками ассельско-сакмарского флиша, отличаясь присутствием органических остатков и обломков карбонатолитов каменноугольного возраста. В составе псефитов преобладают обломки различных силицитов. Возможным источником сноса была вулканическая дуга [3], нижне-среднепалеозойские силициты Лемвинской зоны, каменноугольные известняки Елецкой зоны, а также метаморфические породы доуралид Центрально-Уральской мегазоны (рециклированный ороген).

Таким образом, в первоначальный этап орогенеза в области сноса довольно заметную роль играли породы континентальной коры, в результате разрушения которой в раннекаменноугольное время накапливались кварцевые, аркозовые и граувакко-аркозовые песчаники. В это время существовал и интенсивно эродировался мелководный карбонатный шельф, о чем свидетельствуют многочисленные карбонатные турбидиты, обломки карбонатолитов, органических остатков и оолитов в граувакковых песчаниках. В ассельско-сакмарское время главными источниками сноса были изверженные породы, возможно, вулканической дуги, более древние внутрибассейновые силициты и метаморфические породы доуралид. Карбонатный шельф на востоке бассейна в это время уже не существовал. В артинское время к этим источникам добавились породы карбонатного мелководного шельфа Елецкой зоны, до этого времени расположенного в западной части бассейна.

Литература

1. *Елисеев А.И.* Семейства формаций восточной пассивной окраины Европейского континента в палеозое / Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы. Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 1999. С. 101–102.
2. *Салдин В.А.* Петрографический состав псефитов райизской свиты (Полярный Урал) / Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 2. Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН. Вып. 95. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 25–34.
3. *Салдин В.А., Швецова И.В.* Минерально-петрографический состав артинских песчаников косьинской свиты (Приполярный Урал) / Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. № 5. Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН. Вып. 116. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 59–79.
4. *Фролов В.Т.* История изучения, строение, происхождение и геологическое значение флиша / Флиш и флишоидные комплексы в различных зонах земной коры (формации и геоминералогия). М.: ГИН РАН, 1994. С. 4–20.
5. *Шутов В.Д.* Классификация терригенных пород и граувакки / Граувакки. М.: Недра, 1972. С. 9–29.

Гидрактиноидные известняки верхнекаменноугольно-нижнепермских отложений бассейна Верхней Печоры (Северный Урал)

Отложения верхнего карбона и нижней перми на Северном Урале тесно связаны между собой, поэтому обычно принято рассматривать их вместе. Для осадков этого возраста характерна большая фациальная изменчивость как в широтном, так и в меридиональном направлении. Одними из наиболее широко распространенных являются биогермные фаши, обусловленные развитием гидрактиноидных известняков [1]. Эти породы автором наблюдались в разрезах рек Уньи и М. Печоры в ходе полевых исследований последних трех полевых сезонов.

На р. Унье гидрактиноидные известняки отмечены в выходах верхнекаменноугольно-нижнепермских отложений “Чертового стульчика” (обн. 26) и “Писаного камня”. Здесь, по преобладанию породообразующих организмов, они подразделяются на палеоаплизиновые и мшанковые разности.

Палеоаплизиновые гидрактиноидные известняки наиболее ярко представлены во второй пачке (скала 2) в строении рифогенного массива “Писаный камень” [3]. Они образуют массивные и довольно мощные (от 2 до 10 м) биогермы, сложенные остатками *Palaeoaplisyna* (*Krot.*) [2]. Толщина пластин палеоаплизин 0,5–1,0 см, ширина – 3–7 см. Границы пластин палеоаплизин, сложенные темным пелитоморфным кальцитом, имеют четкие очертания. Часто на некоторых пластинах наблюдаются микробиальные обрастания в виде комковато-сгустковой массы с многочисленными сферами. Цемент в породе – кристификационный, иногда сменяющийся яснокристаллическим кальцитом.

Мшанковые гидрактиноидные известняки наблюдались среди пород “Писаного камня” и “Чертового стульчика”. На Унье они образуют массивное тело мощностью 40 м, практически полностью сложенное тонкими (не более 2–3 мм) разнообразно изогнутыми пластинками мшанок и их обломков, на отмытой поверхности образующие рисунок из мелких “червячков”, характер ветвления которых одинаков для всего тела. Из общей массы выделяются участки, отличающиеся большим или

⁸⁰ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; sandula@geo.komisc.ru

меньшим размером “червячков” и типом инкрустации: тонкие белые “червячки” в белом цементе, белые “червячки” в черном цементе или черные “червячки” в белом цементе. Крустификационные корки достигают 3–5 мм в толщину. Они сложены радиально расположенными удлиненными кристаллами кальцита. Кроме того, в них часто заметны “зоны роста”, повторяющие контуры инкрустированных объектов. В местах соприкосновения корочек друг с другом, встречаются поры (до 3 мм в поперечнике) угловатой формы, выполненные кристаллическим кальцитом.

По данным полевых исследований 2005 г., в разрезе р. М. Печора отложения верхнекамменноугольно-нижнепермского возраста, представляющие ассоциацией биокластовых и гидрактиниоидных известняков, имеют несколько большее площадное распространение. Их можно встретить в обн. 58–62 на отрезке реки от Собинской заостровки до о. Трудник, 67 в местечке Камешок. Отмечено, что здесь гидрактиниоидные известняки имеют несколько большее литологическое разнообразие. Так, например, в разрезе обн. 62 встречен пласт гидрактиниоидных известняков мощностью 2,5 м, по текстурно-структурным особенностям практически не отличимых от палеоаплизиновых разностей, но сложенный преимущественно деформированными створками брахиопод, а также пласт мощностью 1 м с многочисленными участками с причудливыми инкрустациями вокруг тонких ветвистых образований в водородетритовой массе. Интересны также некоторые особенности палеоаплизиновых известняков, развитых в разрезе М. Печоры. Так, цементом в таких известняках часто выступает мелкодетритовый материал, например, в верхней части обн. 62, а инкрустации наблюдаются в редких случаях и только в виде тонких корочек вокруг некоторых пластин *Palaeoaplisyna*, ориентированных исключительно по напластованию. В то же время в таких породах встречаются интенсивно инкрустированные прослои мощностью до 0,5 м, сложенные хаотически расположенными палеоаплизиновыми пластинами и их обломками (верхняя часть обн. 60). Мшанковые гидрактиниоидные известняки на М. Печоре наблюдались в разрезе обн. 59. Они здесь образуют пласты до 2–3 м. Здесь породы также интенсивно инкрустированы, однако породообразующие элементы в них, в отличие от аналогичных известняков “Писаного камня” на р. Унье, не подвержены перекристаллизации.

Вопрос генезиса гидрактиниоидных известняков тесно связан с процессами формирования инкрустационных структур. Образование последних, по всей видимости, происходило на раннедиагенетическом этапе преобразования биокластового осадка на мелководных участках, где ощущалось постоянное движение вод. В то же время, по нашим данным, немаловажную роль при этом сыграли два фактора: слабый привнос детритового материала, т. к. в противном случае не было бы свободного пространства для образования инкрустаций и был бы затруднен ток воды через толщу осадка; син- и постседиментационное обрастание органических остатков водорослями или бактериями.

Исследования проводились при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант р2004урал_а 04–05–96019.

Литература

1. Равикович А.И. К характеристике биогермных фаций верхнего палеозоя в бассейне Верхней Печеры (р. Унья) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1956. Т. XXXI (2). С. 36–59.
2. Рябинин В.Н. О каменноугольных и пермских палеоаплизинах Урала и Тимана / Стратиграфия палеозойских отложений Тимана и западного склона Урала. Тр. ВНИГРИ. Вып. 90. Л., 1955. С. 331–338.
3. Сандула А.Н. Нижнепермский рифогенный массив “Писанный камень” (р. Унья, Северный Урал) / Геология рифов. Материалы Международного совещания (4–6 июля 2005 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 145–147.

Ю.К. Советов⁸¹, М.Н. Медведев⁸², В.В. Благовидов⁸²

Речные системы в формировании вендского осадочного чехла Сибирской платформы

Вендский форландовый бассейн на юго-западе Сибирской платформы возник и эволюционировал в эпоху глобальной аккреции континентальных масс. Отложения этого бассейна образовали региональный осадочный чехол, который по источникам материала и осадочным системам подразделяется на два этажа, соответствующих геодинамическим режимам растяжения и сжатия Сибирского кратона. Кластический материал поступал из двух источников – внутрикратонных поднятий и внешних орогенов, сменявших друг друга во времени, и речные осадочные системы, выделенные по характерным литофациям и архитектурным элементам, были ключевыми при формировании структуры чехла. Информация о потоках кластического материала была получена по направлениям течений, составу материала в псефитах и псаммитах, типу и масштабу аллювиальных систем, фациальной связи с дельтовыми и прибрежно-морскими системами, корреляции с комплексами отложений на закрытой территории. Стратиграфическими объектами, где устанавливались параметры речных систем, были чапская и тасеевская серии Енисейского кряжа, оселковская серия и усть-тагульская свита Присяянья, байкальская серия и ушакловская свита юго-западного Прибайкалья.

Выделено четыре этапа в вендской истории Сибирской платформы, когда резко расширялись зоны континентального осадконакопления, маркируемые флювиальными отложениями.

⁸¹ Институт геологии ОИГГМ СО РАН, Новосибирск; sovet@uiggm.nsc.ru

⁸² Новосибирский государственный университет, Новосибирск; vblagov@lab.nsu.ru

Ранневендский (ранневарангерский) этап подразделен на три стадии – нерсинскую, уляхскую и плитнинскую, по названию пачек марнинской свиты Присяянского прогиба, связанных с фазами деградации и исчезновения внутрикратонного и периферического ледниковых покровов. Нерсинская стадия представлена валунными конгломератами галечной сплетенной реки и связана переходами с перекрывающей раннеуляхской мореной. Гляциофлювиальная система образовалась в раннюю интергляциальную фазу внутрикратонного ледника. Уляхская стадия представлена зандровыми конусами выноса, тесно связанными переходами с раннеуляхскими моренами, сохранившимися в глубоких экзарационных долинах. Зандры образовались мелкими сплетенными реками, переносившими щебень и песок во время таяния южного периферического ледника. С плитнинским постгляциалом ассоциируются широко распространенные в Присяяском прогибе отложения зандровых конусов выноса, остаточных озер и золовых дюн. Морфологически гляциофлювиальные отложения плитнинской стадии сходны с отложениями предшествующего интергляциала, но латерально замещаются плитнинской мореной с потоком материала с северо-востока, образованного при деградации внутрикратонного ледника.

Средневендский (раннеэдиакарский) этап объединяет речные и дельтовые отложения нижеудинской пачки удинской свиты Присяянского прогиба. Нижеудинские гравийные сплетенные речные системы образовались одновременно с масштабным падением уровня моря и проградировали из центральных районов кратона на юг и юго-запад. В этом направлении нижеудинские флювиальные отложения замещаются дельтовыми и прибрежно-морскими отложениями. Установлено глубокое врезание речных долин и перекрытие предшествующих шельфовых отложений, а также хорошо выраженный внутрикратонный источник аркозового и ортокварцитового материала. Широкое распространение нижеудинских речных систем и их корреляционных аналогов от Енисейского края до Прибайкалья связано с надрегиональным событием и обозначает начало формирования сиквенса 3-го порядка.

Ранневендский и средневендский этапы образования речных систем разделены в передовых прогибах этапом накопления силикокластических и карбонатных прибрежно-морских и шельфовых систем. В центральных районах Сибирской платформы комплекс терригенных отложений, синхронный этим трем этапам осадконакопления, объединен в непскую свиту, перекрывающую комплексы пород кристаллического фундамента маломощным чехлом. Гляциофлювиальные отложения ранневендского оледенения коррелируются с конгломератами, гравелитами и песчаниками базальной пачки, а отложения нижеудинской речной сети – с песчаными отложениями марковской пачки непской свиты. Источники материала на средневендском этапе находились к северу от Байкитского и Непско-Ботуобинского палеоподнятий на расстоянии 600–1000 км от окраинных морей.

Поздневендский (позднеэдиакарский) этап подразделен на три стадии – муксутскую, серебрявскую и катальчиковскую по названию комплексов речных долин в основании одноименных пачек. Поздневендский этап связан со сменой геодинамического режима и резко отличается от двух предшествующих накоплением мощных континентальных моласс с источниками материала во внешних орогенах. Континентальные (речные) отложения заполнили синхронные передовые прогибы на Енисейском кряже и в Присянье (таежнинская, гребенская, веселовская, икейская свиты) и значительную часть Прибайкальского прогиба (качергатская свита). Во внутренних районах Сибирской платформы поздневендский этап отразился в образовании тирского регионального стратиграфического горизонта, представленного в нижней части боханской пачкой флювиальных песчаников. С учетом постседиментационного сжатия толщ дно передовых прогибов погружалось до глубин около 3 км, погружение фундамента палеоподнятий и мощность синхронного комплекса чехла были на порядок меньше. Муксутская стадия в типовом виде представлена речными отложениями постоянных песчаных и гравийных глубоких сплетенных рек с мощными внутриусловными песчаными барами (островами), аккретировавшимися вниз по течению. Эта стадия отражена в комплексах речных долин в основании таежнинской, гребенской, икейской, хужирской и качергатской свит, ранее объединенных в гребенский региональный стратиграфический горизонт. Реки были ориентированы субперпендикулярно краю кратона и вдоль передовых прогибов, наступали на свои дельты, перекрывшие, в свою очередь, карбонатные шельфы. Типологическим элементом глубоких рек были крупные приусловные валы и обширные поймы. В позднемукутское время произошло сглаживание рельефа, и преобладающим видом седиментации, при анастомозирующей речной системе, стал режим отложения илистой взвеси из суспензий на широких межрусловых пространствах. Серебрявская и катальчиковская стадии начинаются, в результате тектонической активизации и омоложения рельефа, врезанием речных долин крупных глубоких сплетенных рек, которые последовательно трансформируются во времени в систему сетчатых мелких слабо меандрирующих рек с песчано-иловым материалом. Наиболее интенсивная тектоническая перестройка, аналогичная муксутской, произошла в катальчиковское время и отмечена грубокластическими речными системами веселовского стратиграфического горизонта, прослеженного от Енисейского кряжа до Прибайкалья.

В целом, поздневендский этап характеризуется формированием широких аллювиальных равнин, прислоненных к горным сооружениям, поднявшимся к западу и юго-западу от Сибирской платформы. Аллювиальная равнина на широте несколько южнее г. Усть-Кут переходила в прибрежную равнину и карбонатный и смешанный терригенно-карбонатный шельф. Аллювиальная равнина была очень сильно обводнена, имела низкое зеркало грунтовых вод, просачивавшихся в ограничивавший с се-

вера и северо-востока морской бассейн. Циркуляция грунтовых вод была, по нашему мнению, причиной окисления кластических силикатов и образования лоскутной или сплошной красноцветной окраски отложений поздневендской молассы. Седиментационная окраска речных отложений была, по нашим данным, серой и темно-серой за счет обилия органического вещества из бактериальных пленок и водорослевых ковров. На границе смешения пресных и соленых вод в прибрежной обстановке образовался широко известный горизонт с магнезитовой минерализацией.

Поздневендский – раннекембрийский (позднэдиакарский – немакит-далдынский) этап представлен речными и прибрежно-морскими отложениями енисейско-присяянского горизонта. Речные осадочные системы принадлежат сплетенным галечным и песчаным рекам, глубоким и мелким. Появление этих систем сопровождалось радикальным обновлением источников материала и резким изменением состава псефитов и псаммитов. Вдоль юго-западной и южной окраины Сибирской платформы имела место быстрая эксгумация блоков фундамента и корней орогенов с гранитными массивами в результате сводообразования и рифтинга. В режиме растяжения происходили общее погружение Сибирской платформы, нивелирование орогенов и региональная кембрийская многостадийная трансгрессия, приведшая к образованию карбонатных платформ и внутрикратонного эвапоритового бассейна.

Исследование поддержано РФФИ, проект № 04-05-65299, Интеграционным проектом “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)”, фондом “Университеты России”, проект № УР.09.01.219, интеграционной программой ОНЗ РАН “Проблемы зарождения биосферы Земли и ее эволюция”.

Н.А. Соловьева, Т.А. Шарданова⁸³

Осадконакопление на склонах конседиментационных поднятий в позднемиоценовом Таманском бассейне

В миоценовое время Таманский бассейн входил в систему краевых прогибов Большого Кавказа [4, 2]. Воздымание орогенных структур Крымско-Кавказского региона обусловило вовлечение в поднятие Таманского краевого прогиба [3], что сказалось на общем регрессивном строении разреза (от глубоководной части бассейна в раннем сармате до мелководного шельфа в понтическое время). Общее поднятие дна бассейна осложнялось периодами прогибания в среднем миоцене и регио-

⁸³ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва

нальным сжатием земной коры, обусловившим расчлененный рельеф дна бассейна за счет роста антиклинальных структур. При анализе геологических разрезов наблюдается приуроченность оползневых дислокаций и усиление роли склоновых гравитационных потоков к периодам активизации складчатых движений в системе Большого Кавказа.

В строении разрезов отражены изменения в рельефе дна бассейна, связанные с позднесарматской и предпонтической фазами складчатости. Седиментационные признаки, свидетельствующие о формировании осадков на склонах растущих подводных поднятий, обнаружены в различных интервалах верхнемиоценового разреза.

В раннем и начале среднего сармата с ростом брахиантиклинальных складок в южной части района (видимо, со стороны Черного моря [1]) связано появление отдельных горизонтов обломочных потоков, сложенных битой ракушей или пеллоидными бактериально-водорослевыми обломочными известняками, и прослоев глинисто-известняковых пород с текстурами дистальных турбидитов. В известняках этой части разреза постоянно наблюдается градационная слоистость, широко развиты эрозионные границы, что однозначно говорит об их аллохтонной природе. К низам среднего сармата приурочен горизонт известняковой брекчии, состоящей из обломков бактериально-водорослевых доломитизированных известняков с хорошо выраженной градационной слоистостью. Фоновые осадки представлены сапропелево-кокколитовыми глинами с остатками диатомовых.

Верхняя часть среднего сармата сложена пачкой (мощностью 60 м) чередования обломочных известняков с текстурами обломочных потоков, проксимальных и медиальных турбидитов. Кластические компоненты представлены сфероидами водорослевых доломитизированных известняков или скоплениями тонкостенного ракушечного детрита. Характерно отсутствие признаков сноса обломочного материала с мелководного шельфа. Фоновые осадки в этом интервале разреза отсутствуют. Характер строения пачки позволяет говорить о формировании ее у подножия растущего подводного поднятия, сложенного водорослевыми матами и расположенного в центральной части бассейна.

Для разреза верхнего сармата характерно широкое развитие оползневых тел, сложенных обломочными известняками, рулетоподобных форм известняковых прослоев. Состав обломочных известняков в этом интервале разреза более разнообразен: наряду с бактериально-водорослевыми известняками присутствуют детритовые раковинные известняки, единичные горизонты содержат обломки мшанок, в районе мыса Попов Камень встречаются обломки известняковых оолитов. Анализ разреза позволяет говорить о накоплении осадков в верхнем сармате на достаточно крутых склонах растущего поднятия.

К границе сармата и мзотиса в центральной и северной частях района приурочены постройки мшанковых известняков, чередующихся с горизонтами глин и бактериально-водорослевых прослоев, которые форми-

ровались на вершинах подводных поднятий. В северных районах (пос. Тамань, мыс Тузла) мшанковые известняки характеризуются явными признаками оползания по склону с деформацией подстилающих глин. На юге района (мыс Железный Рог) в этом интервале фиксируется горизонт глинистой брекчи, образованной, по-видимому, в результате сноса с южного более глубоководного поднятия. Разрезы мэотиса в южной и северной частях района довольно резко отличаются друг от друга. Рост южных поднятий фиксируется в разрезе мыса Железный Рог наличием прослоев глинистых пород с текстурами дистальных турбидитов [5] и единичными горизонтами глинистой брекчи с обломками литифицированных пород. На севере района (пос. Тамань) мэотис представлен чередованием органогенно-обломочных известняков и карбонатных глин. Среди известняков присутствуют раковинно-детритовые, оолитовые и гастроподовые известняки, с градационно-слоистыми текстурами, признаками обломочных и турбидных потоков. Характерна примесь тонкой терригенной кластики. В этом разрезе широко проявлены оползневые и брекчиевидные текстуры, так что вся пачка, по нашему мнению, представляет собой оползневое тело. Формирование мэотических отложений в северной части бассейна происходило на склонах растущего поднятия с последующим оползанием осадков. Близкий характер строения имеет и разрез мэотиса в районе мыса Тузла, где преобладают органогенно-обломочные известняки с признаками гравитационных потоков, но оползневые текстуры приурочены только к нижней части разреза. В центральной части района (мыс Попов Камень) разрез мэотиса имеет отчетливо выраженное двучленное строение. Нижняя часть по составу пород и строению близка к разрезу мэотиса в районе мыса Железный Рог, а верхняя – к разрезу мэотиса в районе мыса Тузла.

Анализ понтических разрезов показал, что в раннем понте в районе мыса Тузла осадконакопление проходило на вершине подводного поднятия, где формировалась маломощная (1,5 м) пачка тонкослоистых цельнораковинных и тонкодетритовых органогенно-обломочных известняков. К северу и югу от этого разреза понт сложен чередованием глинистых и карбонатных пород с признаками гравитационных потоков. По мере удаления от Тузлинского поднятия возрастают мощности раннепонтических отложений и увеличивается количество глинистых осадков. В среднем понте различия между строением разрезов в южной и северной частях бассейна стираются, происходит выравнивание дна и осадки позднего понта представлены одинаковыми мелководными образованиями с признаками штормового генезиса.

Литература

1. Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М., 1980.
2. *Клавдиева Н.В.* Анализ тектонического погружения в прогибах Предкавказья в позднемиоценовое – кайнозойское время / Тектоника, геодинамика и процессы магма-

тизма и метаморфизма. Мат-лы XXXII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1999. С. 300–302.

3. Короновский Н.В. Краткий курс региональной геологии СССР. М., 1976.

4. Муратов М.В. История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1951. Т. XXIV (1). С. 7–34.

5. Ростовцева Ю.В., Соловьева Н.А. Глубоководные отложения сармата и мэотиса в районе Черноморского побережья Таманского полуострова // Литология и палеоз. ископ. 1999. № 3. С. 331–335.

В.Н. Староверов⁸⁴

Палеогеография юго-востока Русской плиты в плиоцене

Реконструкция палеогеографических обстановок базируется на основании анализа фациальных моделей и вновь построенных карт изопахит, литолого-фациальных и литолого-палеогеографических, а также схем распространения малакофауны и микрофаунистических ориктоценозов. Климатическая характеристика плиоцена заимствована из работ А.А. Чигуряевой, Н.Д. Коваленко, Н.Ю. Филипповой и Н.Я. Жидовинова. В итоге для кушумского времени, раннего, среднего и позднего акчагыла выявлены континентальные, переходные и морские обстановки, прослежена их эволюция.

В раннем плиоцене на большей части рассматриваемого региона преобладали континентальные условия. Этому этапу предшествовало резкое и сильное падение уровня моря в Восточном Паратетисе, что предопределило специфические особенности палеогеографического развития региона. По данным Е.Е. Милановского (1963), замкнутый Балаханский бассейн располагался, в основном, в пределах современной Южно-Каспийской впадины, а уровень воды в нем находился на абсолютных отметках –500, –600 м. В течение кушумского времени граница бассейна существенно продвинулась на север и к началу акчагыла располагалась на широте современных озер Индер и Баскунчак. Севернее этой границы на всей изученной территории формировалась древняя гидросеть, а наиболее крупными водными палео-артериями являлись палео-Дон, палео-Волга и палео-Урал.

На суше, которая дренировалась палео-реками, доминировали лесные и лесостепные пространства. В начале рассматриваемого этапа были широко развиты степи с монодоминантными фитоценозами из маревых. Лесные участки имели локальное распространение и состояли из представителей панголарктической (*Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Betula*, *Salix*,

⁸⁴ Саратовский ГУ, Саратов; StaroverovVN@info.sgu.ru

Alnus) и американо-восточноазиатской (*Tsuga*) флоры. В составе комплекса преобладали бореальные роды, также присутствовали и субтропические элементы. Температуры, определенные по методу В.П. Гричука (1969), колебались в январе от -3 до -8 °С, а в июле не опускались ниже $+19$ °С.

В раннем акчагыле (средний плиоцен) на севере изученной территории располагалась денудационная равнина, в пределах которой осадконакопление происходило в палео-реках, небольших озерах и старицах. В целом, рисунок гидросети был удивительно похож на современный, и наряду с самыми крупными реками, такими как палео-Волга и палео-Урал, сформировались их многочисленные притоки (палео-Сакмара, палео-Илек, палео-Самара, палео-Бузулук, палео-Кинель, палео-Ток, палео-Терешка и многие другие).

Окружающая суша характеризовалась преобладанием степных и лесостепных ландшафтов, которые к концу рассматриваемого этапа полностью сменились лесами. Растительный покров формировался при относительно прохладном климате с отчетливо выраженными сезонами. Самым холодным месяцем был январь, с изменением температур от $+1$ до -8 °С.

Волжская палеодельта располагалась на территории Волгоградского Заволжья, ее место положения доказывается следующими фактами:

– На данном участке происходит резкое изменение площади распространения нижнеакчагыльских отложений. Если севернее рассматриваемого района они приурочены к относительно узкой линейной зоне шириной 30–40 км, которая характеризуется общим субмеридиональным простиранием, то к югу от Палласовской площади поле их развития резко увеличивается и ширина возрастает до 450 км.

– В разрезах предполагаемого дельтового генезиса широко распространены глины с “ленточной” слоистостью, залегающие на типичных аллювиальных разрезах и обогащенные углефицированным растительным детритом.

– В составе дельтовых фаций наблюдается зональное распространение остракод и фораминифер. В верховьях дельты преобладают пресноводные формы; подчиненное значение имеют представители эвригалинных; солоноватоводные виды единичны. Принципиально иные соотношения между экологическими комплексами микрофауны установлены (Кармишина, 1971) во фронтальной части палеодельты. Эвригалинные формы составляют 79 % от общего числа, пресноводные – около 20 %, на долю солоноватоводных приходится 1 %.

Большая, южная часть изученной территории в раннем акчагыле была занята полуморским бассейном, который простирался на юг до зоны Астраханских поднятий, представлявших в геоморфологическом отношении денудационную равнину (Проничева, 1980).

На рубеже раннего и среднего акчагыла продолжала развиваться трансгрессия. Трансгрессирующие воды устремились на север, затопили огромные пространства, проникли по долине палео-Волги в Казанское

Поволжье, бассейны рек Белая и Кама, достигли передовых складок Урала. В результате возникли многочисленные ингрессионные заливы типа эстуариев, значительно сократились площади денудационных равнин. Климат был умеренно теплым, с четкой тенденцией к похолоданию во второй половине рассматриваемого интервала. В конце урдинского времени температурные колебания января составляли от +2 до -2 °С, на суше произрастали сосново-еловые леса с богатым травянистым покровом. В начале узенского времени началось похолодание, которое привело к изменению ландшафтных обстановок. Это была самая холодная эпоха в плиоцене, когда январские температуры составляли от -14 до -16 °С. В результате распространения достигли тсуги, полностью отсутствовали широколиственные деревья.

Полуморской бассейн по своей морфологии значительно отличался от раннеакчагыльского, поскольку его побережье продвинулось на север более чем на 400 км. Морские воды покрыли почти всю территорию Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия, в виде островов выступали лишь возвышенность Общего Сырта, водораздельные пространства рек Илек – Утва и Утва – Урал, а также некоторые соляные купола. Глубина бассейна, вероятно, достигала 180–200 м. На это указывает наличие в микрофаунистических ориктоценозах такого относительно глубоководного вида, как *Liventalina gracilis*. Ареал его распространения в Каспийском море охватывает глубины до 300 м, но наиболее многочисленны эти формы в интервале 50–200 м (Гофман, 1966).

Начало позднего акчагыла ознаменовалось развитием регрессивной фазы плиоценового бассейна. Континентальные обстановки, окружавшие полуморской бассейн, в геоморфологическом отношении представляли денудационную равнину. В ее пределах на территории Самарского Заволжья и Оренбургского Предуралья существовали проточные и полупроточные озера на месте ингрессионных заливов среднего акчагыла. Вода в озерах была пресная, о чем свидетельствуют ориктоценозы пресноводной фауны, сохранившиеся в верхнеакчагыльских отложениях. На суше преобладали ландшафты березово-сосново-елового редколесья, с незначительным развитием травянистого покрова из вересковых и сфагновых растений. По сравнению со средним акчагылом климат был более прохладным, температуры января колебались от -10 до -12 °С, а в июле составляли +15 – +17 °С.

Полуморской бассейн значительно уменьшил площадь своего развития и по размерам занимал промежуточное положение между ранне- и среднеакчагыльским. В первую очередь осушению подверглись прибрежно-мелководные участки на севере Саратовского Заволжья и в зоне сочленения низких водораздельных пространств Самарского Левобережья с возвышенностью Общего Сырта. По сравнению со среднеакчагыльским, бассейн несколько обмелел, его воды в различной степени были распреснены, а степень распреснения снижалась с севера на юг.

Это подтверждается распределением фаунистических комплексов. На севере территории в составе палеоценозов преобладали пресноводные униониды, вальваты, литоглифусы. Явно подчиненное значение имели дрейссены и эвригалинные мактриды. В более южных районах (Палласовская площадь Волгоградского Левобережья и Алгайская – Саратовского Заволжья) среди моллюсков доминировали эвригалинные *Cerastoderma dombra*, *Aktschagylia subcaspia*, *A. ossoskovi*, подчиненное значение имели *Dreissena polymorpha*, *D. isseli*. В самых южных акваториях бассейна грунты были заселены солоноватоводными и эвригалинными моллюсками. Соленость воды предположительно достигала 12–13,5 ‰.

В.Н. Староверов⁸⁵, А.Е. Звонарев⁸⁶

О составе акцессорных минералов из плиоценовых отложений юго-востока Русской плиты

В составе плиоценовых отложений на юго-востоке Русской плиты очень широко распространены породы обломочного происхождения, среди которых преобладают алевриты и пески, подчиненное значение имеют псефитовые разности. Все эти литотипы обычно образуют самостоятельные геологические тела, участвуют в строении пород смешанного состава или в виде примесей содержатся в глинах. Формирование рассматриваемых пород происходило в разнообразных палеогеографических обстановках от субазеральных до морских относительно глубоководных.

Минеральный состав алевро-песчаных фракций контролируется принадлежностью к той или иной терригенно-минералогической провинции (ТМП), а также составом горных пород, дренируемых палеореками. **Аллювиальные** пески и алевриты плиоцена в бассейне р. Самары характеризуются гранат-пикотит-эпидот-ильменит-магнетитовой ассоциацией. Высокое содержание пикотита (в среднем 9,4 %), пироксенов и амфиболов позволили В.А. Гроссгейму выделить *Самарскую ТМП*. Для песков и глин **ингрессионных заливов** свойственна гранат-лейкоксен-эпидот-ильменит-магнетитовая ассоциация, с присутствием рутила, силлиманита, ставролита. По [1], ингрессионные разрезы Урала входят в состав *Оренбургской ТМП* плиоцена. Материал для этих ТМП поступал с Урала и из местных пород.

Пески **мелководно-морского** происхождения характеризуются гранат-циркон-амфибол-эпидотовой минеральной ассоциацией *Центральной ТМП*. Содержание эпидота превышает количество рудных минера-

⁸⁵ Саратовский ГУ, Саратов; StaroverovVN@info.sgu.ru

⁸⁶ Воронежский ГУ, Воронеж; zvonaREV@geol.vsu.ru

лов. Обломочный материал здесь аккумулировался из различных источников сноса, окружавших плиоценовый бассейн.

Максимальное разнообразие минералогических ассоциаций установлено в литотипах **относительно глубокоководного** генезиса. Состав их минеральных ассоциаций формировался при участии различных источников сноса или их комбинаций.

На дне плиоценового бассейна в пределах относительно глубокоководных обстановок кроме указанной Центральной ТМП В.А. Гроссгеймом были выделены *Волгоградская* и южнее *Нижнекумская ТМП*. Для первой характерны концентрации амфиболов, эпидота, рудных минералов, повышенные суммарные содержаниями циркона, граната, рутила и ильменита. Граница провинции подчеркнута распределением трех парных коэффициентов – циркон/гранат, циркон/турмалин и циркон/рутил. Нижнекумская ТМП выделена на юго-западе и от Волгоградской провинции отличается присутствием незначительной примеси пироксенов, которые, по [1], поступали из южных источников сноса.

Наша задача заключалась в характеристике минерального состава пород плиоцена для каждого подъяруса и в выявлении дополнительных критериев картирования ТМП и районов.

Для отражения различных аспектов седиментогенеза были применены минералогические коэффициенты, предложенные Н. С. Окновой [2], объединенные в три группы: 1) физико-химической устойчивости (высокоустойчивые (циркон + рутил + турмалин + ильменит), неустойчивые (амфибол + пироксен + апатит + сфен), циркон/амфибол + пироксен; 2) петрофондовые (циркон/рутил, циркон/гранаты, циркон/турмалин, турмалин/рутил); 3) тектонические коэффициенты (циркон/apatит, рудные минералы/турмалин, рудные минералы/слюды и др.). Нами были построены схемы распределения коэффициентов для каждой указанной группы, а также карта, отражающая распределение суммарных значений минералов с различной гидродинамической устойчивостью (циркон – гранат – рутил – ильменит и амфибол – sillimanit – турмалин – апатит). На основании данных В.А. Гроссгейма и с учетом вновь полученных результатов, была построена карта терригенно-минералогических провинций и детализировано строение некоторых из них.

Основными минералами тяжелой фракции плиоценовых отложений являются ильменит и эпидот, составляющие более 50 % всей совокупности, в меньшей степени характерно присутствие лейкоксена, циркона, граната, амфибола, пироксена и рутила. В третью группу, с наименьшей распространенностью, входят анатаз, брукит, пикогит, турмалин, ставролит, дистен, апатит, сфен.

Отмечается изменение значений содержаний для отдельных минералов или их групп в разрезе и по площади для каждого из подъярусов. Установлено уменьшение от нижнего к верхнему плиоцену устойчивых и весьма устойчивых к выветриванию минералов: ильменита, рутила, циркона, турмалина, дистена, ставролита и промежуточного граната.

Параллельно происходит обогащение неустойчивыми минералами – эпидотом и амфиболом. Обособленно ведет себя пироксен, содержание которого увеличивается в породах среднего плиоцена.

Понимание особенностей распределения минералов в разрезе приходит при анализе схем распространения их по площади. Практически в течение всего плиоцена существовали общие основные направления сноса обломочного материала, что нашло отражение на схемах распределения отношения весьма устойчивых к неустойчивым минералам, в увеличении значений к северо-западу и востоку. Подобная закономерность характерна и для отдельных минералов и наиболее наглядно иллюстрируется схемами распределения циркона и граната, содержания которых, как и рутила, ставролита, дистена, увеличиваются к западу и северо-западу. Все это указывает на размыв пород верхнего мела и палеогена, которые в течение плиоцена слагали возвышенную сушу западного побережья морского бассейна. Это подтверждается и данными по Саратовской ТМП [1], для которой характерны концентрации силлиманита, циркона, эпидота и рудных минералов. По сравнению с другими провинциями более повышены содержания ставролита. Увеличены отношения циркона к гранату и циркона к турмалину, суммарное количество гидравлически устойчивых минералов превышает 20 %. Это свидетельствует о том, что в плиоценовый бассейн поступал относительно зрелый, переработанный материал. Интенсивность размыва была максимальной в течение раннего плиоцена, когда морской бассейн имел минимальную площадь своего распространения.

Снос материала с восточного побережья обогащал плиоценовые осадки другими минералами, что отчетливо видно на схемах распределения пироксена и ильменита. Источником для этих минералов служил “уральский” материал, который поступал при размыве терригенных пород перми и триаса.

Распределение акцессорных минералов также зависело от гидродинамического фактора, что наглядно фиксируется по увеличению отношения гидродинамически устойчивых к неустойчивым минералам. Максимумы приурочены к конседиментационным поднятиям на дне палеобассейнов, более контрастно выражены в палеорельефе раннего плиоцена, а в генетическом отношении, вероятно, связаны с участками развития соляной тектоники. Противоположная картина устанавливается для минералов с малой плотностью (амфибол и эпидот), максимумы которых, преимущественно, расположены в направлении простириания палеодолины р. Волги и сопоставимы с участками интенсивного прогибания территории.

Анализ минерального состава по отдельным разрезам позволяет установить влияние климатического фактора. Так, в верхней части разреза среднего плиоцена, фиксируется увеличение содержаний амфибола и эпидота при отсутствии каких-либо существенных изменений литологического состава. К этому временному рубежу приурочено одно из самых заметных похолоданий плиоцена.

Во многих разрезах, распространенных на участках интенсивного проявления сульфатного диапиризма, отмечены локальные изменения количеств минералов, обусловленные привнесом аксессуариев из более древних пород, доставляемых соляными диапирами.

Литература

1. Гроссгейм В.А. Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое Европейской части СССР / Тр. ВНИГРИ. Вып. 314. Л.: Недра, 1972. 248 с.
2. Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа). Гроссгейм В.А., Окнова Н.С., Рожков Г.Ф. и др. Л.: Недра, 1984. 271 с.

В.Л. Сывороткин⁸⁷

Глубинная дегазация как фактор осадконакопления. Новый метод изучения процесса глобальной дегазации

Важность газового режима обстановки осадконакопления для формирования осадка, а затем и породы понималась литологами давно. К сожалению, в большинстве реконструкций при обнаружении признаков восстановительного характера палеообстановок основной причиной их анаэробности до сих пор обычно признается застойный характер придонных вод. Литологи, впрочем, опираются на параметры современных обстановок, которые устанавливаются океанологами. Для них же обнаружение сероводородной зараженности придонных вод трактуется как признак их застойности, не позволяющей окислять выпадающие органические осадки.

Приходится констатировать, что открытие широкого развития на дне океанов и морей парогидротермальных систем, зон накопления газогидратов, выходов метана, грязевых вулканов и других признаков грандиозного процесса глубинной дегазации Земли не осознанно еще современной геологией вообще и литологией в частности.

Ранее нами было показано [3, 4], что разгрузка глубинных газов на дно акваторий способна в десятки тысяч раз увеличивать биологическую продуктивность отдельных участков океана. Резкое усиление потока глубинных восстановительных газов периодически вызывает массовую гибель аэробной биоты, на смену которой, однако, приходит не менее массовое развитие биоты анаэробной (явление “красных приливов”).

В местах выхода метановых струй, за счет деятельности метанотрофных бактерий, морская вода обогащается углекислым газом, что вызывает бурное развитие карбонатной фауны. В частности, этим фактором (раз-

⁸⁷ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова. Москва; hlozon@mail.ru

грузкой глубинных флюидов) контролируется положение коралловых рифов, включая и самый грандиозный Большой Барьерный риф Австралии.

В зонах трансформных разломов, где магматические очаги относительно заглублены, в результате кислотно-основного взаимодействия в системе мантийный субстрат – магма – флюид происходит “отгонка” щелочных металлов в магму, а кислотных компонентов во флюидную фазу. В результате возле зон разгрузки глубинных флюидов над трансформными разломами образуются ореолы обогащения морской воды кремнеземом, что приводит к бурному развитию простейших с кремневыми скелетами. Этот механизм близок к феномену синхронности всплеск вулканизма и развития кремневого планктона, открытому уже давно А.И. Жамойдой [2].

В приполярных морях в зонах дегазации обогащение воды газами приводит к значительному снижению температуры ее (воды) замерзания, поэтому здесь появляются незамерзающие участки полярных морей – заприпайные полыньи, размер которых достигает первых сотен километров. Эти “оазисы” обеспечивают сохранность жизни в зимнее время как в Арктике, так и в Антарктике.

Сказанного достаточно, чтобы понять степень влияния глубинной дегазации на процессы современной морской седиментации. Добавить следует только то, что обозначенные обстановки газовой разгрузки могут быть легко реконструированы и в ископаемых толщах – рифовые постройки, толщи фосфоритов, переполненные остатками фауны, “рыбные” сланцы Германии и т. п.

Пожалуй, лидирующее положение в развитии представлений о широком участии восходящих глубинных флюидов в экзогенных процессах пороодо- и рудообразования сегодня занимают исследователи ВСЕГЕИ [1], предпринявшие убедительную попытку охватить явление глубинной дегазации в целом. Для такого обобщения им пришлось использовать корреляцию дегазации с сейсмическими процессами и вулканизмом. Прямые наблюдения процессов дегазации страдают фрагментарностью, их очень мало, а для огромных участков планеты просто нет. Огромным белым пятном такого рода является, например, Циркумантарктическая акватория, хотя именно здесь процессы глубинной дегазации должны достигать максимальных масштабов.

Мы предлагаем научному сообществу принципиально новую методику изучения процессов глубинной дегазации в масштабах всей планеты. Она базируется на водородной теории разрушения озонового слоя, предложенной нами в 1990 г. Суть теории проста – озоновый слой планеты разрушается под воздействием выбросов озоноразрушающих глубинных газов, в первую очередь, водорода и метана. Эти газы, будучи очень легкими, после выхода на дневную поверхность быстро достигают стратосферных высот, где находится максимум концентрации озона. Здесь при взаимодействии с атомарным кислородом водородсодержащие газы образуют гидроксильную группу, которая и является катализатором эффективного водородного цикла разложения озона.

Убедительным подтверждением водородной теории является пространственная корреляция озоновых аномалий и активно дегазирующих планетарных структур, включая рифтовые зоны океанов. В апреле 2005 г. водородная концепция получила экспериментальное подтверждение. Во время развития локальной озоновой аномалии над Кольским полуостровом водородный датчик, установленный нами на Хибинском массиве, показал синхронный пик концентрации подпочвенного водорода.

С 1983 г. общее содержание озона (ОСО) измеряется целой серией спутников. Космические карты планетарного поля ОСО недоступны через Интернет, на данный момент банк данных составляет несколько тысяч таких карт. Их изучение показало, что в планетарном поле озона как на фотопластинке проявляются дегазирующие структуры, например, участки СОХ, протяженностью в тысячи километров. Минимально различимыми дегазирующими структурами являются массивы типа Никеля и Печенги. Карты поля ОСО оцифрованы в единицах Добсона, показывающих концентрацию озона, что в принципе позволяет говорить и о количественной оценке потока озоноразрушающих газов. Таким образом, любой исследователь, признавший дегазационную теорию разрушения озонового слоя, получает в руки уникальный инструмент наблюдения процесса глобальной дегазации практически в режиме реального времени (технологическая задержка – 1 сутки). Помехами (шумом) при дегазационной интерпретации карт ОСО, являются метеопроцессы и вариации магнитного поля Земли. Однако они сами легко читаются на этих картах и служат дополнительным источником информации о состоянии климатической системы планеты, что также имеет прямое отношение к обсуждаемым процессам седиментации.

Анализ космических карт поля ОСО показал полную несостоятельность “фреоновой” гипотезы разрушения озонового слоя, и, соответственно, основанного на ней Монреальского протокола.

Литература

1. *Беленицкая Г.А.* Геодинамические показатели интенсивности флюидной разгрузки в сферу экзогенеза / Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. Материалы международной конференции памяти академика П.Н. Кропоткина (20–24 мая 2002 года, Москва). М.: ГЕОС, 2002. С. 92–95.

2. *Жамойда А.И.* Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР (на основе изучения радиоларий). Л.: Недра, 1972. 244 с.

3. *Сывороткин В.Л.* Глубинная дегазация и глобальные катастрофы. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 2002. 250 с.

4. *Сывороткин В.Л.* Глубинная дегазация как причина аномально высокой биогенной седиментации / Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Материалы к 1-му Всероссийскому литологическому совещанию (19–21 декабря 2000 г., Москва). Т. 2. М.: ГЕОС, 2000. С. 275–280.

Реконструкция условий докембрийского седиментогенеза на примере Брагинского осадочного бассейна

Брагинский палеобассейн занимает юго-восточную часть территории Беларуси и распространяется на территории смежных областей Украины (южная граница не определена) и России (предположительно протягивается до Воронежского кристаллического массива, район г. Брянска). Площадь палеобассейна в современном эрозионном срезе кристаллического фундамента составляет свыше 30000 км². Кристаллические породы в его пределах залегают на глубинах от 600 до 6000 м от поверхности.

В пределах палеобассейна преобладают метаморфизованные в условиях гранулитовой фации разнообразие глиноземистые (гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые, иногда графит- кордиерит- турмалин- и гиперстенсодержащие) и биотитовые гнейсы, объединяемые в кулажинскую серию. В подчиненном количестве встречаются высокоглиноземистые образования (кордиерит-гранат-силлиманит-биотитовые шпинельсодержащие гнейсы), плагиоклазовые и анхимономинеральные амфиболиты и амфибол-биотитовые плагиогнейсы. Возраст протолита гнейсов определен по детритовому циркону в 2673 млн лет [5].

По структурно-текстурным и геохимическим особенностям большинство метаморфических пород (глиноземистые и биотитовые гнейсы) трактуются как первично граувакковые глинисто-песчаные, полимиктовые алевролитовые, алевропелитовые и пелитовые осадки, среди которых ограниченно развиты вулканические образования, представленные амфиболитами, амфибол-биотитовыми и гиперстенсодержащими плагиогнейсами.

Литохимические пересчеты силикатных анализов метаосадочных пород на нормативно-минеральный состав с использованием программы MINLITH [4] позволили выделить среди них четыре типа первичных седиментогенных пород: глинисто-песчаные, песчано-глинистые, карбонатно-песчано-глинистые и глинистые, имеющие между собой иногда постепенные переходы и подразделяющиеся на восемь групп в зависимости от соотношений нормативных кварца, полевых шпатов, глинистых и карбонатных минералов. Породы в своем составе содержат от 18 до 65 % терригенного (кварц-полевошпатового) материала, в полевошпатовой части которого резко преобладает плагиоклаз (64–100 %). Среди глинистых минералов наиболее развиты группы слоистых силикатов – гидрослюда (иллит 4–40 %), хлорит (0–33 %), монтмориллонит (0–17 %), ведущее место принадлежит гидрослюдам. В одном образце в глинистом материале отмечается каолинит (5 %). Карбонатные минералы,

⁸⁸ Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси, Минск, Беларусь; tolk@ns.igs.ac.by

представленные смесью доломита, кальцита и анкерита, с преобладанием доломита, в породах составляют незначительную примесь (менее 3 %). Только в карбонатно-песчано-глинистых образованиях заметно больше карбонатов (от 8 до 16 %), представленных кальцитом и доломитом с анкеритом; характерно преобладание СаО над MgO.

Ассоциация иллита и хлорита умеренной железистости в глинистом компоненте пород (f хлорита = 0,46–0,66) является типичной для многих глинистых сланцев и песчаников, особенно граувакковых, и может возникать в морских условиях в результате продолжительного преобразования каолинита, монтмориллонита и других набухающих минералов в процессе “созревания” захороненного осадка [1]. Возможно, что первоначально в исходных осадках изучаемых образований содержание монтмориллонита, обычно образующегося при разложении пеплового материала либо продуктов размыва основных магматических пород [3], было более высоким.

Наблюдаемый компонентный состав глин (гидрослюдистый, хлорит-гидрослюдистый, монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистый, каолинит-монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистый) в породах Брагинского осадочного бассейна характеризует как различную зрелость и состав осадков, так и условия их накопления. Образование седиментогенных отложений произошло, вероятно, в различных по глубинности условиях. Хлорит-гидрослюдистые осадки, возможно, накапливались в морском бассейне в более глубоководных условиях, вследствие более высокой миграционной способности хлорита [2]. Закономерное снижение по фациальному профилю содержания каолинита (с максимумом в континентальных обстановках) и рост по мере удаления от континента содержания иллита, монтмориллонита (и смешанослойных минералов) и хлорита отмечались при изучении распределения глинистых минералов во многих гумидных современных и древних бассейнах седиментации.

Следует отметить, что разрез кулажинской серии, который мы наблюдаем по отдельным скважинам, характеризуется ритмичным строением. Отдельные ритмы имеют двух-трехчленное строение: в основном ритмы залегают гнейсы, образованные по глинистым алевролитам, представленные ассоциацией иллита и хлорита (без гетита), характерной для гемипелагических условий накопления осадков; вверх по разрезу в исходных породах увеличивается содержание терригенных компонентов и появляется ассоциация иллита и серпентина с присутствием гетита. Изменение минералогического состава в вертикальном разрезе соответствует, вероятнее всего, изменению фациальных условий бассейна (трансгрессивный и регрессивный циклы) и интенсивности выветривания в областях денудации.

Метаосадочные породы Брагинского палеобассейна, с одной стороны, несколько обогащены MgO ($MgO > CaO$), Cr, Ni и Co и другими элементами группы железа, что может свидетельствовать о присутствии мафит-ультрамафитовых пород в источнике сноса; с другой стороны,

содержат повышенные количества K_2O и Zr, что говорит о вкладе Na-K-гранитоидных пород. Диаграмма типов провинций осадконакопления [6] и геохимические особенности пород подтверждают смешанный источник их происхождения.

Представляется, что формирование Брагинского осадочного бассейна происходило в морских условиях. Областью сноса была территория, сложенная различными породами – от ультраосновных до кислых. В результате сформировалась толща, в которой перемежаются осадки, генетически связанные с породами континентального и переходного типа. Такая обстановка характерна для задуговых бассейнов фанерозоя. Участие в разрезах толщ незрелых осадков и вулканитов свидетельствует об эпизодическом поступлении в бассейн вулканогенного материала.

Литература

1. Глинистые минералы терригенных отложений. Зхус И.Д., Саркисян С.Г., Макарова Л.Н. и др. М.: Наука, 1977. 114 с.
2. Калинин В.В. Глинистые минералы в осадках арктических морей // Литология и полез. ископ. 2001. № 4. С. 418–429.
3. Ратеев М.А., Рассказов А.А., Шаброва В.П. Глобальные закономерности распространения и формирования глинистых минералов в современных и древних морях, мировом океане и геологические факторы. М.: Наука, 2001. 199 с.
4. Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А. и др. Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444.
5. Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatshev R. Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the European Craton // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 1–18.
6. Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analyses of major-element data // Chem. Geology. 1988. V. 67. P. 119–139.

Палеорекострукции осадконакопления в триасовом бассейне Западной Чукотки по данным фациальных, петрографических и изотопных исследований

Территория Западной Чукотки относится к одному из складчатых сооружений северо-востока, главными тектоническими элементами которого являются: Анойская зона Чукотского микроконтинента и Южно-Анойская зона. Обе тектонические структуры характеризуются широким развитием терригенных отложений триаса, в которых наблюдаются разновременные деформации, связанные с коллизионной историей развития региона [1]. Представляемые результаты комплексных литологических исследований позволяют провести реконструкции палеобассейна. Триасовые отложения Западной Чукотки представлены тремя разновозрастными осадочными комплексами – ниже-среднетриасовым, верхнетриасовыми карнийским и норийским. Проведенный сравнительный анализ терригенных толщ и их фациальная интерпретация указывают на проградацию шельфовой зоны в сторону глубоководья и периодическое выполаживание континентального склона.

Минеральный состав песчаников триаса однообразен, по классификации В.Д. Шутова их можно отнести к грауваккам полевошпат-кварцевым и кварц-полевошпатовым. Среди обломков пород в составе песчаников от нижнетриасовых до норийских прослеживается постепенное снижение содержания низкометаморфизованных обломков и увеличение обломков высокометаморфизованных. Такая смена состава обломков пород, вероятнее всего, свидетельствует о том, что источником сноса были породы крупного метаморфического комплекса, которые размывались на протяжении всего триасового времени. В то же время в составе песчаников присутствуют обломки пород не метаморфического происхождения, количество и состав которых неодинаковы в разных изученных разрезах. Их присутствие указывает на размыв локальных источников сноса.

Химический состав (силикатный и REE) пород триаса также однообразен, но по содержанию разных элементов песчаники триаса разделяются на две группы. Одна из них имеет весьма сходные петрохимические характеристики и образует компактное поле, а другая – более разнообразная и не дает единого поля. В целом геохимические характеристики указыва-

⁸⁹ Геологический институт РАН, Москва; tuchkova@ginras.ru

⁹⁰ Стэнфордский Университет, Стэнфорд, США

⁹¹ "Промгаз", Москва

⁹² Университет Аризона, Тусон, США

ют на постепенное увеличение силикатной составляющей и понижение содержаний железа и щелочей в течение триасового времени.

Для стратиграфической корреляции изученных опорных разрезов и характеристики источников сноса были изучены три пробы обломочных цирконов (U-Pb датирование, SHRIMP) из карнийских отложений разных ландшафтных зон Чукотского микроконтинента. В результате установлено несколько популяций цирконов, возраст самой молодой из которых практически совпадает во всех трех образцах и составляет 230–250 млн. лет. Можно предполагать, что цирконы из самой молодой популяции принадлежат единому источнику сноса, размываемые породы которого преобладают в составе песчаников триаса.

В результате проведенных исследований можно реконструировать палеобассейн Западной Чукотки в ранне-среднетриасовое, карнийское и норийское время.

В ранне-среднетриасовое время в Западно-Чукотском палеобассейне терригенные осадки накапливались в разных частях континентального склона преимущественно в пелагической зоне осадконакопления, а также в подводной части дельты и ее периферийных участках. Для карнийского времени можно реконструировать крупный подводный конус выноса, приносящий большое количество кластики в глубоководные участки бассейна. За пределами конуса выноса доминирует фоновое осадконакопление. В норийском палеобассейне глубоководные участки не установлены, в отложениях преобладают шельфовые осадки, связанные с периодическим поступлением дельтовой кластики, разносимой позднее по шельфу вдольбереговыми течениями. Анализ минерального и химического составов песчаников указывает на единый главный крупный источник сноса, поставивший кластику в Западно-Чукотский палеобассейн. В отдельных участках, помимо главного, устанавливаются более мелкие локальные источники сноса, сложенные измененными эффузивными породами.

Настоящее исследование было выполнено при поддержке грантов РФФИ (№ 05-05-65052, 03-05-64915).

Литература

1. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. Покровная тектоника Южно-Аннуйской сутуры (Западная Чукотка) // Доклады РАН. 2001. Т. 376. № 1. С. 80–84.

2. Шутлов В.Д. Классификация терригенных пород и граувакк / Грувакки. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 238. М.: Наука. 1972. С. 9–24.

Обломочные тяжелые минералы пермско-мезозойских кремневых и кремнисто-глинистых пород в аккреционных комплексах Сихотэ-Алиня: минералогические провинции океана Панталасса

В Япономорском регионе восточной окраины Азии широко распространены структурно-вещественные комплексы или террейны аккреционных призм, которые образовались при субдукции океанических плит Палеоокеана (океана Панталасса). Они содержат тектонические пластины и блоки с фрагментами их осадочного чехла, для которого реконструируется определенная последовательность, получившая название “oceanic plate stratigraphy” [1]. Эта последовательность обычно состоит (снизу вверх) из пелагических кремней, гемипелагических кремнисто-глинистых пород, терригенных алевролитов и песчаников. Такой вертикальный формационный ряд отражает историю седиментации на океанической коре от ее зарождения в спрединговом хребте до захоронения в зоне субдукции. Изучение осадочных пород в этой последовательности дает нам информацию об особенностях седиментации в разных областях древнего океана.

Анализ ассоциаций тяжелых минералов совместно с изучением геохимических особенностей их отдельных разновидностей – известный метод определения питающих провинций обломочных пород [2]. “Обломочная” минералогия тонкодисперсных осадков современных океанов использовалась как признак фациальных условий [3] и как индикатор тектонических обстановок седиментации [4]. В работе рассмотрены ассоциации тяжелых минералов, встречающихся в пелагических и гемипелагических кремнисто-глинистых породах нескольких разрезов осадочного чехла древних океанических плит в аккреционных комплексах Сихотэ-Алиня, а также геохимические особенности некоторых их разновидностей. Тяжелые минералы извлекались бромформом после дробления проб до 0,25 мм и удаления фракции меньше 0,01 мм. Они определялись и подсчитывались в проходящем и поляризованном свете под микроскопом с помощью иммерсионных жидкостей. Химический состав минералов определен на рентгеновском микроанализаторе JXA-5A. Для исследования использованы 62 пробы из 5 разрезов палеоокеанических отложений юрской и одного разреза альб-сеноманской аккреционных призм, а также более 200 химических анализов отдельных минералов. Полученные сведения позволили определить типовые ассоциации минералов и питающие их провинции в разных частях океана Панталасса.

⁹³ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток; philippov@fegi.ru

В той части океана, где осадочный чехол формировался в течение позднего палеозоя – раннего мела, для пермской пелагической области установлена амфибол-пироксеновая ассоциация, в которой преобладают зеленый клинопироксен и коричневая роговая обманка. Подчиненное значение имеют ортопироксен, эпидот, магнетит и ильменит. Основным источником тяжелых минералов здесь были офиолитовые комплексы. Это не характерно для пелагических областей современных океанов, где обломочный материал из ультраосновных пород приурочен к локальным участкам рифтовых зон, трансформных или других активных разломов [5]. Для триасово-юрских пелагических отложений характерна клинопироксеновая ассоциация с повышенными содержаниями в одних пробах роговой обманки, а в других циркона. Высокие содержания циркона, с которым ассоциируют гранат и турмалин, отмечены в некоторых среднетриасовых, главным образом анизийских, кремнях, а также в юрских глинистых кремнях. Если в среднетриасовых породах циркон представлен мелкими неправильными зернами, то в юрских это кристаллы с небольшим удлинением. Источник циркона в среднетриасовых кремнях неясен, а для юрских глинистых кремней это, очевидно, кислые изверженные породы. Другая особенность триасово-юрской пелагической области – преобладание в питающих провинциях щелочных базальтов. Об этом можно судить по широкому распространению коричневых клинопироксенов с высокими содержаниями титана. Это не свойственно осадкам современного Тихого океана, где щелочная вулканокластита локализована только вокруг вулканических построек Гавайского типа. Подчиненное значение имеет другой источник – толеитовые базальты и офиолиты. Таким образом, триасово-юрская Панталасса отличалась от пермской широким развитием внутриплитного магматизма. Смена питающих провинций на рубеже палеозоя и мезозоя подтверждает мнение о значительной структурной перестройке в это время океанических блоков земной коры, изменении конфигурации Палеоокеана и смене его гидродинамики [6]. Для юрских гемипелагических кремнисто-глинистых пород характерна циркон-клинопироксеновая ассоциация с повышенными содержаниями в отдельных пробах роговой обманки, граната, ильменита или магнетита. Эта ассоциация сходна с комплексом тяжелых минералов третичных и современных осадков активных континентальных окраин. Циркон в этих породах представлен бесцветными и бледно-окрашенными кристаллами цирконового типа с удлинением 1,5–2,5. Такие морфологические особенности свойственны цирконам гранитоидов. Источниками ассоциирующихся с цирконом гранатов также являются кислые изверженные породы. Исходные породы ассоциирующихся с ними темноцветных минералов – вулканы островных или окраинно-континентальных дуг. Таким образом, главной питающей провинцией для юрских кремнисто-глинистых пород, вероятнее всего, был окраинно-континентальный магматический пояс.

Для юрско-раннемеловых пелагических пород альб-сеноманской аккреционной призмы характерна амфибол-пироксеновая ассоциация, ко-

торая сходна с ассоциацией тяжелых минералов пермских кремней юрской аккреционной призмы. Однако, если в пермских кремнях и яшмах преобладают минералы офиолитового комплекса, то в юрско-раннемеловых породах они редки, и здесь доминируют пироксены, амфиболы и оливины с характеристиками островодужных пород. Кроме того, в некоторых пробах присутствуют щелочные роговые обманки и бурый клинопироксен с повышенными содержаниями титана, что свидетельствует о размыве на отдельных участках внутриплитных вулканических построек океанических островов, щелочные базальты которых известны среди кремневых пород этого аккреционного комплекса. Таким образом, эти породы представляют минералогическую провинцию океана Панталасса, которая длительное время находилась под влиянием островодужного вулканизма.

Литература

1. *Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F.* Accreted oceanic materials in Japan // *Tectonophysics*. 1990. V. 181, N 1/2. P. 179–205.
2. *Morton A.C., Hallsworth C.* Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones // *Sedimentary Geology*. 1994. V. 90. N 3/4. P. 241–256.
3. *Мурдмаа И.О., Серова В.В., Лисицын А.П., Емельянов Е.М.* Обломочные терригенные и вулканогенные минералы песчано-алевритовой фракции / *Осадкообразование и магматизм океана: геология океана*. М.: Наука, 1979. С. 180–198.
4. *Nechaev V.P., Isphording W.C.* Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate tectonic environments // *Journal of Sedimentary Petrology*. 1993. V. 63. N 6. P. 1110–1117.
5. *Мурдмаа И.О.* Эдафогенные обломочные отложения современных океанов / *Палеонтология. Морская геология. Международный геологический конгресс. XXV сессия. Доклады советских геологов*. М.: Наука, 1976. С. 156–165.
6. *Ezaki Y., Yao A.* Permian-Triassic successions in Japan: key to deciphering Permian/Triassic events / *Permian/Triassic Evolution of Tethys and Western Circum-Pacific*. Elsevier Science, 2000. P. 127–139.

В.Т. Фролов⁹⁴

Наиболее общие процессы осадконакопления

Осадконакопление, или седиментация (С), – общий глобальный процесс (система процессов), равноуровневый с выветриванием, эрозией, литогенезом, магматизмом, тектоногенезом и метаморфизмом. Хотя

⁹⁴ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва; sediment@geol.msu.ru

наиболее общее условие С – гравитация, помимо *гравитационной* С (ГрС) выделяются *негравитационные*, не подчиняющиеся силе тяжести, как бы антигравитационные виды С. Из них более широко проявляется биоседиментация (s. str., БС [1]), идущая в микро- (внутри и вне клеток, органов и тела) и макромасштабах (внутри и вне живого организма – макрозоотела и макрофитотела, внутренний и внешний скелет). Различается и негравитационная хемоседиментация (ХС), чаще в мини- и микромасштабах, когда в замкнутых полостях и порах от стенок высаживаются слои из раствора и заполняется полость.

Поскольку гравитация – самый распространенный способ С (>90 % от всей С), доминантно проявляющийся и в ХС и БС, необходимо и ее классифицировать по более конкретным способам. Сущность ГрС механическая: вертикальное осаждение частицы или их лавин из воздуха и воды. Движения в этих средах и рельеф деформируют этот вертикальный путь и вносят горизонтальную компоненту, и это позволяет включать ГрС в более широкое понятие *механической* (МС), или *динамической* (ДС), С и различать ее особые, литогенетически и геологически важные виды или типы осадков и отложений. В генетических классификациях седилитов размеры и формы этих тел учитываются.

В природе, таким образом, выстраиваются ряды МС: 1. гравитационная с малым участием воды: чисто гравитационная обвальная и осыпная – гравитационно-оползневая – гр.-дефлюкционная (солифлюкционная) – гр.-делювиальная (“смывная”); 2. течениевая (флювиальная): селевая – пролювиальная – аллювиальная – тиховодная (снова чисто гравитационная); 3. эоловая: перевевание с приземным перемещением (дюны, часто со сседанием) – навевание (чистая гравитация); 4. пещерная (субтерральная) со своими гравитационными, натечным, потоковым и тиховодным видами; 5. атмосферная: чисто гравитационная (дождь, снег, град) – эоловая дюнная – гр.-коллювиальная – лавинная (гр.-потоковая); 6, 7... – воднобассейновые ряды, во многом аналогичные субаэральным и по динамике, и по литологическим и генетическим типам осадков [3 – 11] (опаловые, органические, известковые, бентосовые, планктоно- и механогенные, силикатные механические); 6. дельтовая: русловая (бассейновый аллювий) – вдольрусловых валов – култуков (тиховодных заливов, лагун, эстуариев – илы, в т. ч. углеродистые, турбидиты) – песчано-илистые плащеобразные отложения разливов) – морские трансгрессивные – прибойные – приливные (в приливных водоемах); 7. приливные: пески “тайд платформ” (равнин, или “пойм”) – илы каналов стока – пески и грубые интракласты внешних каналов – эпизодические прибойные отложения; 8. прибойные: прибойные валы – дюны – забаровые лагунные илы; 9. шельфовые, батимальные (склоновые); 10. ряды подножий континентов; 11. ряды океанического дна выше КГК (критической глубины для карбонатов); 12. ряды океанического дна ниже КГК; 13. ряды атоллов, вулканических гор, поднятий и др. Эти достаточно дробные виды механической, динамической С объединяются в группы: *гравита-*

ционную (гравитация существенно определяет тип седилитов – склоновых на суше и под водой), *атмогенную* (определяющее движение – ветер) и *гидрогенную* (определяющие – течения и волнение в бассейнах).

БС в основном – гравитационная и гравитационно-гидродинамическая: все виды планктоногенной, обычно в основном гравитационной С, нектоно-, механогенная придонная (волновая, течениевая, склоновая) С. Планктоногенные биолиты часто оказываются производными *биофильтрации* [3, 4, 5], в кишечнике фильтраторов из известковых и опаловых биоморф создающей копролиты, которые быстрее достигают дна. Вероятно участие биофильтрации и в седиментации сапропелей и других органианобиолитов. Чисто гравитационная С образует и “прикрепленные” биолиты – цианофитовые и др. доломитовые и известняковые биогермы, биостромы и онколиты (примеры миниочаговой С). По генезису твердой фазы это ХС [2, 8, 10].

ХС также динамически в основном гравитационная (дождь коллоидных мицелл и микрокристалликов – “снежинок”). Активнодинамические формы ХС редки. Лишь гипсовые и некоторые другие осушки в рамках атмо-гидрогенной С механически перевеваются, образуя береговые дюны, или перебиваются. В ХС участвует и биофильтрация, когда кристаллики кальцита или арагонита из верхнего перегретого слоя океана идут на дно в составе биохемокомпонентных копролитов. Собственно химическая садка в умах литологов и в науке ныне свертывается до эвапоритового минимума и практически исключается для фосфоритов, силицитов (кроме локальных гидротермалитов), многих железных и марганцевых руд, доломитов и магнезитов нормальноморских и опресненных водоемов типа оз. Балхаш. Все яснее разводящая роль воды, которая в водоеме своими сильными гидролитическими свойствами не дает возможности образования двойных солей типа доломита, не говоря уже о силикатах, да и фосфатах. Их компоненты могут осадиться лишь отдельно, как моносоли, и лишь в иле, в пленочной воде они объединяются. Этому сильно помогают цианофиты, как это блестяще показано В.Г. Кузнецовым [2].

Негравитационная БС макромасштабно создает из кальцита, доломита, арагонита биогермы, биостромы и другие тела, из фосфатных створок брахиопод (оболид) и из костей рыб и динозавров – слои фосфоритов, из стволов деревьев и травы – торф и угли, из вещества почвы и латеритов – *биогермы термитников* (высотой до 20 м). Открывается большая роль *бактериальной* БС (А.Ю. Розанов, Г.А. Заварзин, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло, С.И. Жмур [1]): фосфориты, железные (лимонитовые и магнетитовые в джеспилитах) и марганцевые руды, бокситы, золото и др. Список быстро пополняется.

Взаимодействие способов С. Одни способы С *конкурентны*: понижая концентрацию растворенного вещества БС геоисторически, с развитием жизни все больше исключает возможности ХС биофильных веществ (карбонатов, опала, фосфатов), осаждаемых биологически. Но ХС

почти не влияет на БС, ибо БС продуктивна и при самых низких содержаниях биофилов в воздухе (CO_2 всего 0,03 %, а какая огромная биомасса ежегодно создается автотрофами!) и в воде, что опровергает еще иногда высказываемое мнение о контроле расцвета диатомей и радиолярий поставкой кремнезема гидротермами или из кор выветривания. И образование фосфоритов не зависит от ежегодного вноса фосфатов.

Другая форма конкуренции осуществляется при смешении (интеграции) уже твердых компонентов в воде (реже в воздухе) и совместном их отложении. Большие массы компонентов одной группы, обычно силикатной терригенной, забавляя и подавляя мариногенную, например, карбонатную, не разрешает ей образование карбонатолитов, оттесняя на роль примеси, как бы интенсивно ни продуцировалась масса карбонатов. В других случаях карбонатный компонент сам подавляет, например, образование опаловых, фосфатных или силикатных глинистых осадков, и это вещество становится лишь примесью известняка или доломита. Смешение компонентов в зоне осадкообразования – наиболее общее правило С, определяющее образование не менее 90–95 % стратисферы и маскирующее динамику раздельного выделения твердых фаз и оценку их абсолютных масс. Это заставило Н.М. Страхова разработать метод абсолютных масс (в граммах на см^2 дна или в $\text{мм}/1000$ лет), оценивающей скорость С без отношения к сопутствующим компонентам.

В осадконакоплении взаимодействие способов С осуществляется в форме *помощи*, чаще всего *односторонней*: БС, скорость и эффективность которой даже увеличиваются по мере роста динамики среды, например, волнения, дает много кластического материала для гравитационной С и других форм МС. Биофильтрация через копролитобразование помогает планктоногенной и ХС в рамках ГрС и т. д.

Ни в какой другой оболочке Земли нет смешения вещества в таких масштабах, а в жидкой и газообразной сферах оно абсолютное, выражающееся повсеместным одинаковым средним составом гидросферы и атмосферы. Эта универсальность осадочной интеграции (И), проникающая во все формы С, заставляет учение Л.В. Пустовалова (1940) об осадочной дифференциации (Д) дополнить осадочной интеграцией, всегда идущей вместе с дифференциацией. Их неразрывность свидетельствует по крайней мере о равноценности ролей в осадконакоплении. Лишь броскость “чистых” осадков и пород (известняка, доломита, силицита, кварцевого песка и др.) создает ложное впечатление о доминировании Д. В действительности все эти и многие другие (в т. ч. и руды) максимально отдифференцированные седилиты оказываются и максимально смешанными, интегрированными: кварцевый песок исторически и механически, а хемо- и биолиты – химически, динамически и геоисторически. На уровне вещества легче проступает общая интегрирующая особенность всех процессов осадконакопления – это одновременное протекание процессов дифференциации и интеграции атомов, их изотопов, химических соединений, минералов, а также микрофоссилий, в кластолитах – макрофоссилий и обломков пород.

В постоянном взаимодействии И и Д, по существу в их борьбе, идущей на коротких отрезках времени с переменным успехом то И, то Д, в общем итоге И оказывается доминирующей, определяющей большее число (практически все) седилитов (включая максимально чистых) и их сторон. Мономинеральный кварцевый песок апта разреза Воробьевых гор Москвы состоит практически из всех кварцев платформы и окружающих складчатых поясов – это показывает его детальное изучение по методике А.В. Копелиовича, М.Я. Каца, И.М. Симановича, О.В. Япаскурта и др. Мы можем уверенно ожидать нахождения в нем хотя бы в виде единичных зерен не только всех морфологических и генетических типов кварца, но и кварца всех формаций огромной провинции, начиная с архейских. И в чистом известняке, фосфорите, галитолите атомы собраны из самых разных источников. Научимся ли мы тонкому различению их атомов, как различаем типы некоторых минералов? Если будет нужно, возможно, с помощью физики научимся. Но это будет трудно, так как чем мельче и элементарнее объект, тем многочисленнее его популяции и однообразнее его особи, тем труднее найти родовые метки и отличия. Пока можно сформулировать только некоторые эмпирические правила уровня геологических закономерностей. 1. Чем меньше дифференцирован осадок, тем меньше он интегрирован (туфы, обвалы и др.). 2. Чем чище, однороднее осадок, тем больше он дифференцирован и интегрирован, сильнее смешан и максимально глубоко неоднороден (чистые силицит, песок кварцевый и др., см. выше). Из этих правил, как обычно в геологии, много исключений.

Процессы и способы С, т. е. генезис (*s. str.*) осадков зависят от *условий* С. Обычно эта зависимость преувеличивается, особенно в отношении тектоники [8–12]. Тектонические движения прямо практически не влияют на С ни в пассивных, ни в активных зонах. Они лишь создают условия для С, но не для образования элементарных осадочных слоев, а для накопления их региональных парагенезов формационного уровня, т. е. уже геологических тел *s. str.* Ближе всего к С – землетрясения, но и они – лишь первопричина (толчок), а не последняя причина (она-то и создает осадок, отложение) накоплений обвального типа, называемых иногда сейсмогенными (“сейсмолюбием”). Климат больше контролирует С – через нагревание воздуха и воды и вызываемые этим их движения – более непосредственные способы С, т. е. и климат чаще играет роль условий. Еще ближе к С вулканизм в главных трех формах (эксплозивной, эффузивной и гидротермальной), непосредственно создающих туфы, лавокластиты, гиалокластиты и гидротермалиты седиментационные. Солнечное и эндогенное тепло и с ним связанные растворы и газовые флюиды, а также кислород воздуха больше и непосредственнее для С участвуют через процессы выветривания (включая гидротермальное) и мобилизации вещества. Растворенные в морях и океанах газы, как известно, нагреванием изгоняются из гидросферы, что изгоняет карбонаты и другие вещества (в осадок).

Более полно и выпукло осадконакопление [8–11] предстает на фоне эндогенного петрогенеза, которому *экзогенная система* противоположна почти всеми сторонами: лабильностью, импульсивностью, всесторонней открытостью к экзосреде (к биосфере, флюидосферам, техносфере и Космосу), насыщенной энергией, с полной глобальной динамичностью, “нелинейностью” основных интегральных процессов и малой, лишь вероятностной их предсказуемостью. *Эндогенная система* тверди почти полностью закрыта, стабильна, зажата мало и медленно, в основном линейно меняющимися литостатическим давлением, температурой и уверенно предсказуемыми процессами и их производными. А в зоне осадкообразования с ее многофакторностью, лабильностью, открытостью и большой степенью свободы становятся возможными результирующие, строго непредсказуемые созидательные и деструктивные катастрофические процессы, когда за короткое время или мгновенно отлагаются толщи в десятки и сотни метров или, наоборот, смываются и исчезают миллионнолетние осадки, поднимаются горы и вырастают вулканы, и почти также геологически быстро они исчезают. В этих событиях участвует сильно смешанное вещество во всех трех состояниях, в коротких и длинных циклах много раз перерабатываемое, вызревающее до рудных концентраций. Помимо С разнообразны, энергичны и процессы мобилизации вещества и изменения осадков и новых, свежих пород в условиях открытой системы, т. е. при выветривании, а потом и в условиях все меньшей открытости, т. е. в литогенезе (s. str): дифференциация вещества продолжается, оно все больше очищается от примесей, руды обогащаются [8–12].

Литература

1. Бактериальная палеонтология. *Розанов А. Ю., Заварзин Г.А., Жегалло Е.А. и др.* М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2002. 130 с.
2. *Кузнецов В.Г.* Эволюция доломитообразования и ее возможные причины // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80. Вып. 4. С. 49–66.
3. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
4. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
5. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
6. *Лисицын А.П.* Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука, 1991. 271 с.
7. *Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г.* Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.
8. *Фролов В.Т.* Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
9. *Фролов В.Т.* Литология. Кн. 1. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 336 с.
10. *Фролов В.Т.* Литология. Кн. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 432 с.
11. *Фролов В.Т.* Литология. Кн. 3. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 352 с.
12. *Фролов В.Т.* Наука геология: опыт философского анализа. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004. 128 с.

Фэновые и молассовые формации как индикаторы палеоландшафтов и геодинамических режимов

Изучение геодинамических режимов развития земной коры на плитной стадии развития находится в ряду приоритетных задач современной геологии. При этом основным источником информации о развитии той или иной территории служат вулканогенно-осадочные отложения чехла, которые являются вещественным выражением геодинамической эволюции земной коры. Однако во многих районах мира, особенно подверженных вторичной тектонической активизации, плитные чехлы или изначально формировались лишь в изолированных дискретных структурах (впадинах, грабенах), или площадь их распространения значительно сокращена в процессе последующего размыва.

В этом отношении не является исключением и Байкальская горная страна, в пределах которой осадочно-вулканогенный мезозойско-кайнозойский чехол развит только в отдельных впадинах, разделенных относительно небольшими поднятиями (валами, хребтами). В современной литературе мезозойские и кайнозойские отложения Западного Забайкалья относятся к тафрогенным молассам, и их характеристике посвящены многочисленные публикации [4, 5, 7, 9, 11 и др.]. Считается, что накопление данных отложений происходило в эпиплатформенный орогенный или дейтероорогенный этапы развития [2, 9]. Предполагается также, что сероцветные и угленосные формации юры, мела и позднего кайнозоя формировались в однотипных горных палеоландшафтах [3, 10].

Индикаторами развития горных ландшафтов как в пределах покровно-складчатых поясов, так и активизированных платформ являются мощные толщи мелководно-морских и континентальных отложений, обогащенные грубообломочным материалом, которые выделяются в семейство моласс. Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения, развитые в Западном Забайкалье и содержащие в своем составе значительные объемы грубообломочного материала, вплоть до последнего времени также относились к категории моласс, и считалось, что они своим существованием отражают наличие во время их образования резко выраженного горного рельефа. Подобное заключение приводило и к соответствующим выводам относительно общей геодинамики региона на плитной стадии его развития.

Наши исследования, проведенные в течение последних лет на территории Забайкалья, позволили уточнить некоторые особенности строения и развития чехольных отложений мезозоя и кайнозоя данной территории и предложить несколько иную интерпретацию развития палеоландшаф-

⁹⁵ Геологический институт РАН, Москва; tsekhovsky@ginras.ru

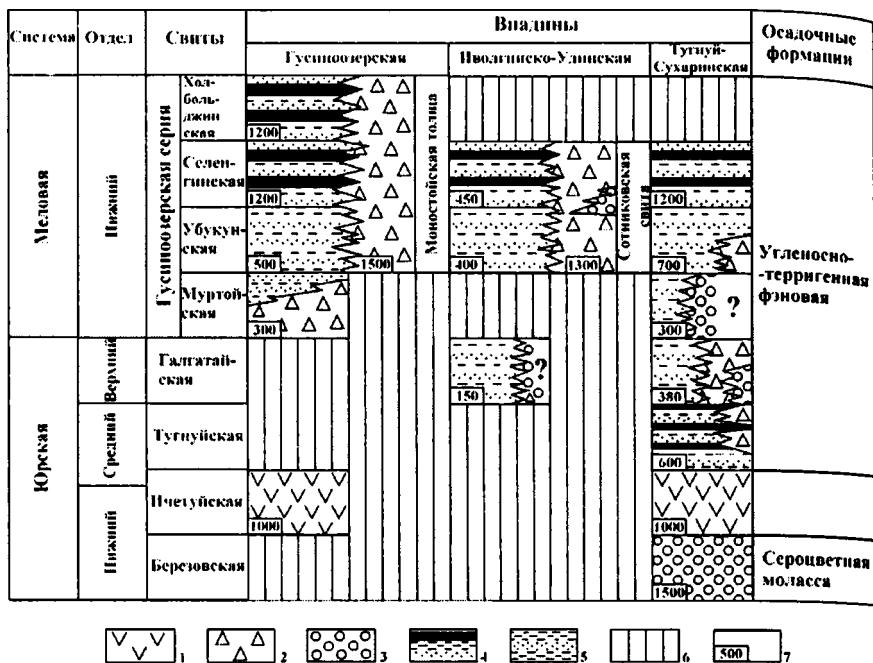


Рис. 1. Схема стратиграфии и корреляции юрско-меловых отложений и вулканогенно-плутонических пород в пределах Гусиноозерской, Иволгинско-Удинской и Тугнуй-Сухаринской впадин

1 – эффузивы; 2 – глыбы, дресвяники и брекчии; 3 – валунники, гравелиты, конгломераты; 4 – переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов с пластами углей; 5 – переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, нередко углистых, иногда слабо угленосных; 6 – перерывы в осадконакоплении; 7 – цифры в углу колонок – максимальные мощности отложений в метрах

тов и, соответственно, отвечающих им палеоструктур. В данной работе при этом сознательно не рассматриваются вопросы структурно-тектонического развития территории и вопросы, связанные с проявлением вулканизма. Это сделано с целью выделения в “чистом виде” осадочно-формационных особенностей осадконакопления, отражающих способ заложения и эволюцию дискретных осадочных бассейнов Западного Забайкалья.

Фактический материал. Мезозойские осадочно-вулканогенные отложения на территории Западного Забайкалья выполняют цепочки удлиненных долинообразных впадин (односторонних или двусторонних грабенов и грабен-синклиналей), вытянутых в ЮЗ-СВ направлении. Их протяженность составляет от нескольких десятков до ста и более километров при ширине от 2–3 до 20–30 км. Борты впадин обычно осложне-

ны разломами, а днища (по данным бурения и геофизических исследований) имеют ступенчато-синклинальную форму, обусловленную изгибом поверхности домезозойского фундамента и серией продольных по отношению к оси впадины разломов. В ряде мест наблюдается нормальное стратиграфическое залегание мезозойских толщ на породах кристаллического фундамента, нередко контакты эти сорваны по зонам разломов. Разломы относятся к разновидностям сбросов, сбросо-сдвигов, взбросо-сдвигов, сдвигов и надвигов, в целом образуя преобладающий трансстенционный структурно-кинематический парагенез. Однако в течение мезозоя и кайнозоя условия трансстении (сдвига с растяжением) неоднократно сменялись условиями транспрессии (сдвиг со сжатием).

В данной работе будут охарактеризованы три структуры, в пределах которых известны наиболее полные и представительные разрезы юры и мела, а именно, Гусиноозерская, Иволгинско-Удинская и Тугнуй-Сухаринская впадины (рис. 1). В их строении участвуют тонкообломочные (нередко угленосные) и грубообломочные отложения юры (березовской, тугнуйской и галгатайской свит) и нижнего мела (муртойской, убукунской, селенгинской и холбольджинской свит).

Первый тип характерен для центральных, осевых частей впадин и зон пологих бортов. Здесь доминируют терригенные тонкообломочные, нередко угленосные толщи (фации равнинного аллювия с преобладающим развитием пойменных, озерных и болотных осадков). Подобное строение имеют разрезы нижнего мела (убукунской, селенгинской и холбольджинской свит) и средней – верхней юры (тугнуйской и галгатайской свит). Суммарная максимальная мощность юрских отложений в Тугнуй-Сухаринской впадине достигает 980 м; для нижнемеловых отложений ее значения составляют 290 м, 850 м и 1900 м (соответственно в Гусиноозерской, Иволгинско-Удинской и Тугнуй-Сухаринской впадинах).

Второй тип разрезов представлен парагенезом с преобладающим развитием грубообломочных пород (коллювиальных, делювиальных, пролювиальных и селевых фаций). Он приурочен к крутым прибортовым частям впадин и образует относительно неширокие (от сотен метров до первых километров) шлейфы значительной (свыше 1000 м) мощности, имеющие большую (десятки километров, иногда свыше 100 км) латеральную выдержанность. Объем тонких осадков в пределах этого типа разрезов невелика, но в нем широко представлены плохосортированные и плохоокатанные коллювиальные отложения (продукты обрушения и оползания) с включениями крупных обломков и глыб (диаметром до 1 м и более). Нередко эти породы имеют “мусорный” облик (пески или алевриты с примесью щебня и дресвяника); объем грубых включений резко преобладает над песчано-алевритовым матриксом.

Подобные толщи грубообломочных пород в Гусиноозерской и Иволгинско-Удинской впадинах выделяются в составе самостоятельных нижнемеловых стратиграфических единиц: соответственно моностойской толщи и сотниковской свиты, мощности которых достигают 1500 м

и 1300 м. В пределах этих впадин доказан фациальный переход этих отложений в тонкообломочные (нередко угленосные) толщи убукунской, селенгинской и, местами, холбольджинской свит (см. рис. 1). Несколько необычное строение имеет муртойская свита базальных горизонтов нижнего мела. Вся она (за исключением верхней части) представлена грубообломочными породами.

Для рассматриваемых грубообломочных отложений (содержащих неокатанные или плохоокатанные обломки пород) не характерны гравийно-галечные образования (фации горного аллювия или пролювия). Они лишь изредка образуют сравнительно небольшие линзы в прибортовых шлейфах среди грубообломочных “мусорных” отложений и не встречаются в осевых частях впадин.

Третий тип разреза представлен отложениями березовской свиты, развитой в Тугнуй-Сухаринской впадине. В нем широко распространены гравийно-галечные, иногда с валунами, породы (фации горного аллювия или пролювия) содержащие преимущественно окатанные обломки. Подчиненную роль играют пески и алевролиты, а также щелнисто-дресвяные с глыбами отложения (фации прибортового коллювия и делювия). Подобное строение характерно и для верхнеплиоцен-четвертичных отложений, выполняющих многочисленные межгорные впадины Западного Забайкалья. Однако среди тонкообломочных пород в них выявляются лессы и суглинки.

Молассовая и фэновая формации: особенности строения и генезиса. Все отложения юры и мела, заполняющие впадины на территории Забайкалья, ранее относились к угленосным отложениям межгорных тафrogenных моласс [2, 8]. При этом отмечалось, что после позднемелового – ранненеогенового этапа стабилизации тектонических движений и накопления тонкообломочных отложений (молассоидов), образование моласс продолжилось в многочисленных впадинах этой территории в позднелиоцен-четвертичное время [3, 7]. Отсюда последовал вывод о наличии здесь в мезозое и позднем кайнозое контрастного горного рельефа.

Наши исследования показали, что характеризуемые мезозойско-кайнозойские отложения представлены двумя контрастными формационными типами пород, литолого-фациальный состав, геодинамический режим, палеоландшафтные обстановки и время формирования которых были различны [12] (рис. 2). При этом собственно к молассам, рассматриваемым в качестве индикаторов горного рельефа, могут быть отнесены лишь верхнеплиоцен-четвертичные отложения, а также отложения нижнеюрской березовской свиты (третий тип разреза). Большинство же мезозойских терригенных и терригенно-угленосных толщ региона принадлежат рифтогенной фэновой формации [12], в строении которой участвуют фациально связанные между собою два первых охарактеризованных выше типа разрезов.

Выявлены существенные отличия грубообломочных комплексов фэновой формации от отложений типичных межгорных моласс, которые

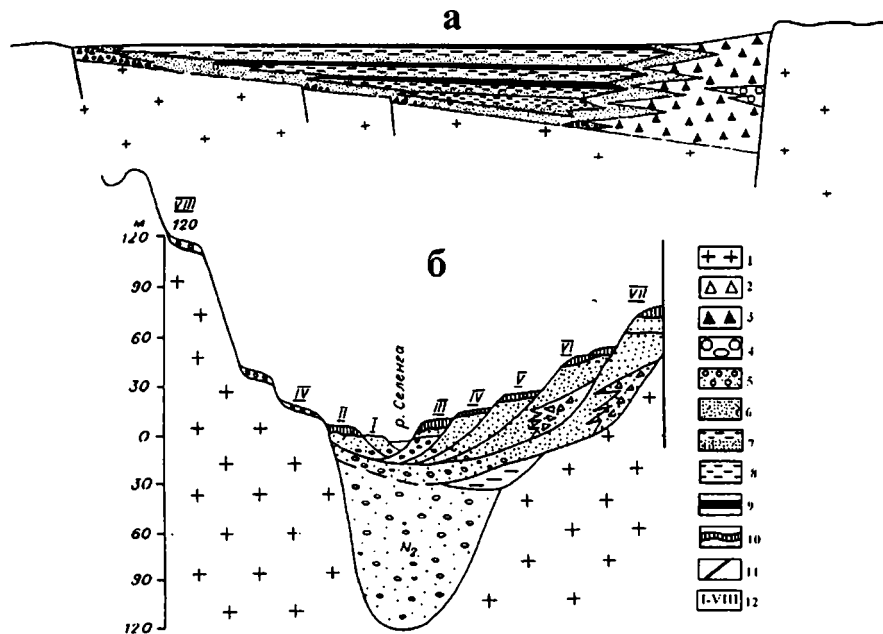


Рис. 2. Схемы строения в Западном Забайкалье: а – фэновой формации, заполняющей односторонний грабен (для среднеюрско-нижнемеловых отложений, по материалам авторов), б – межгорной молассы, выполняющей эрозионную долину (на примере верхнеэоцен-четвертичных отложений долины р. Селенги, по данным [1])

1 – породы фундамента; 2 – щебень и дресва; 3 – брекчии, брекчии с глыбами и валунами, конгломерато-брекчии, конгломераты (с плохоокатанными и плохосортированными обломками); 4 – галечники, конгломераты; 5 – гравийники, гравелиты; 6 – пески, песчаники; 7 – переслаивание алевритов (или алевролитов) и глин; 8 – глины; 9 – угли; 10 – четвертичные почвенные горизонты; 11 – разломы; 12 – номера четвертичных террас р. Селенги

сводятся к нижеследующим. Грубообломочные отложения фэновыи формации, нередко содержащие крупные обломки или глыбы (размером до метра и более), обычно характеризуются слабой окатанностью обломков, плохой их сортировкой, отсутствием слоистости и резким преобладанием (по объему) грубых включений над матриксом. Генетически эти отложения относятся к коллювию и характеризуют обстановки обрушения и оползания на уступах рельефа вдоль бортов грабенон или грабен-синклиналей.

Широкое развитие в составе фэновыи формации тонкообломочных (нередко угленосных) отложений, слагающих осевые участки впадин, а также развитых вдоль пологих прибортовых уступов, свидетельствует о

равнинном характере областей денудации. На окружающей грабены холмистой равнине скорость эрозионных процессов была невелика. Поэтому из областей денудации во впадины поступали незначительные объемы тонкообломочного материала, который накапливался в аллювиально-озерных фациях.

В целом важно подчеркнуть, что в строении фэновой формации, заполняющей неширокие удлиненные грабены или грабен-синклинали, грубообломочный материал (преимущественно с неокатанными обломками) получает распространение лишь у подножий высоких бортовых уступов грабенов, а на остальных участках он фациально сменяется тонкообломочными, нередко угленосными породами. В строении же межгорной молассы принимают участие преимущественно окатанные обломки, и при этом грубообломочные породы широко развиты как в прибортовых, так и в центральных (осевых) разрезах впадин.

Частое присутствие угленосных толщ, также характерное для фэновой формации, свидетельствует о существовании болотистых участков, лишенных привноса терригенного материала, где прогибание дна грабена компенсировалось лишь ростом торфяников. В отличие от этого при накоплении молассы в небольших межгорных впадинах обильное поступление обломочного материала из окружающего горного рельефа препятствовало широкому распространению торфяников и обычно затрудняло или полностью подавляло углеобразование.

Таким образом, резюмируя сказанное, подчеркнем главные черты сходства и различия двух парагенетических породных сообществ: межгорных моласс и фэновых формаций. Согласно общепринятой точке зрения [8, с. 31], “моласса или молассовая формация определяется как полифациальная совокупность существенно обломочных пород значительной мощности, образовавшихся в результате размыва тектонически активного горного массива и захоронившихся в смежных конседиментационных прогибах”. Рифтогенная фэновая формация – это совокупность мощных тонкообломочных (аллювиально-озерно-болотных) и фациально сменяющих их кластогенных, грубообломочных и плохо отсортированных породных парагенезов. Генетически они отвечают отложениям коллювия, делювия, а также конусам выноса пролювия и селей, формирующимся в области разгрузки дебризных потоков в зонах перегиба рельефа от крутых бортов грабенов к их пологим днищам. Такие образования относятся к хаотическим комплексам типа гравитационных микститов [6].

Палеогеография и типы ландшафтов. Характер строения, фациальный состав и генетическая принадлежность отложений юры и мела, выполняющих межгорные впадины Западного Забайкалья, позволили выделить два различных парагенеза (молассовую и фэновую формации), а также расшифровать палеогеографию и ландшафты времени их накопления.

Для юрско-меловых отложений Гусиноозерской, Иволгинско-Удинской и Тугнуй-Сухаринской впадин в целом характерно развитие фэно-

вых формаций, а не моласс, как это считалось ранее. Действительно, им не свойственно присутствие русловых фаций горного аллювия (гравийно-галечников с валунами), столь характерных для молассовых комплексов. Такие отложения отсутствуют в осевых частях впадин, где располагались русла равнинных рек с широким развитием пойменных озер и болот и создавались благоприятные условия для роста торфяников и формирования мощных пластов углей (см. статью Ю.Г. Цеховского, И.Е. Стукаловой и И.М. Гусева в этом сборнике). Лишь среди грубообломочных “мусорных” отложений, распространенных у подножий бортовых уступов грабен, изредка отмечаются непротяженные и маломощные линзы гравийно-галечного горного аллювия или пролювия, появление которых указывает на наличие небольших горных участков, возвышающихся над господствующими в регионе холмистыми равнинами [12].

В юрско-меловых равнинных ландшафтах пути транспортировки грубообломочного материала были невелики. Перемещение ограничивалось склонами уступов грабен и прилегающими к ним участками холмистых равнин, где возникали овраги и балки, временные водотоки которых и формировали пролювиальные или селевые конусы выноса. Последние (наряду с коллювием и пролювием) слагали прибортовой грубообломочный шлейф. Из-за коротких путей перемещения материала, обломки, формирующие прибортовой шлейф, обычно оставались плохо окатанными и слабо сортированными (их скопления нередко именуются “мусорными породами”).

Мезозойские равнинные реки, пересекавшие грабены, часто разливались, образуя подпрудные озера, нередко окруженные болотами. Эти водотоки обладали небольшими скоростями течения и транспортировали лишь тонкообломочный материал. Блуждая по дну грабен и перемещаясь к их бортам, они (в отличие от горных рек) не могли перемывать, окатывать, сортировать и переоткладывать грубые обломки, слагающие прибортовые шлейфы. Поэтому обломки, участвующие в строении фэновых формаций, так и оставались обычно неокатанными и плохо сортированными.

Исходя из особенностей строения и состава отложений мезозоя и кайнозоя на территории Западного Забайкалья, мы считаем, что к категории межгорных моласс здесь могут быть отнесены лишь раннеюрские и позднеэоцен-четвертичные отложения. В их строении доминирующая роль принадлежит русловым гравийно-галечным и валунным отложениям, которые широко распространены как в осевых, так и в прибортовых частях впадин. Реки обладали высокой гидродинамикой, в связи с чем часто перемывали “мусорные” грубообломочные породы прибортового коллювиально-делювиально-пролювиального шлейфа. В результате доля участия этих пород в строении межгорной молассы сравнительно невелика.

Отметим также, что преобладающее развитие в межгорной молассе русловых фаций горного аллювия и резко подчиненная роль пойменных отложений не способствовали широкому развитию здесь торфяных бо-

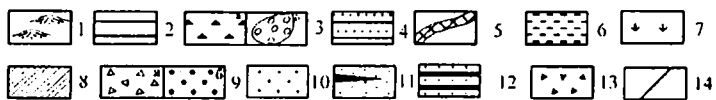
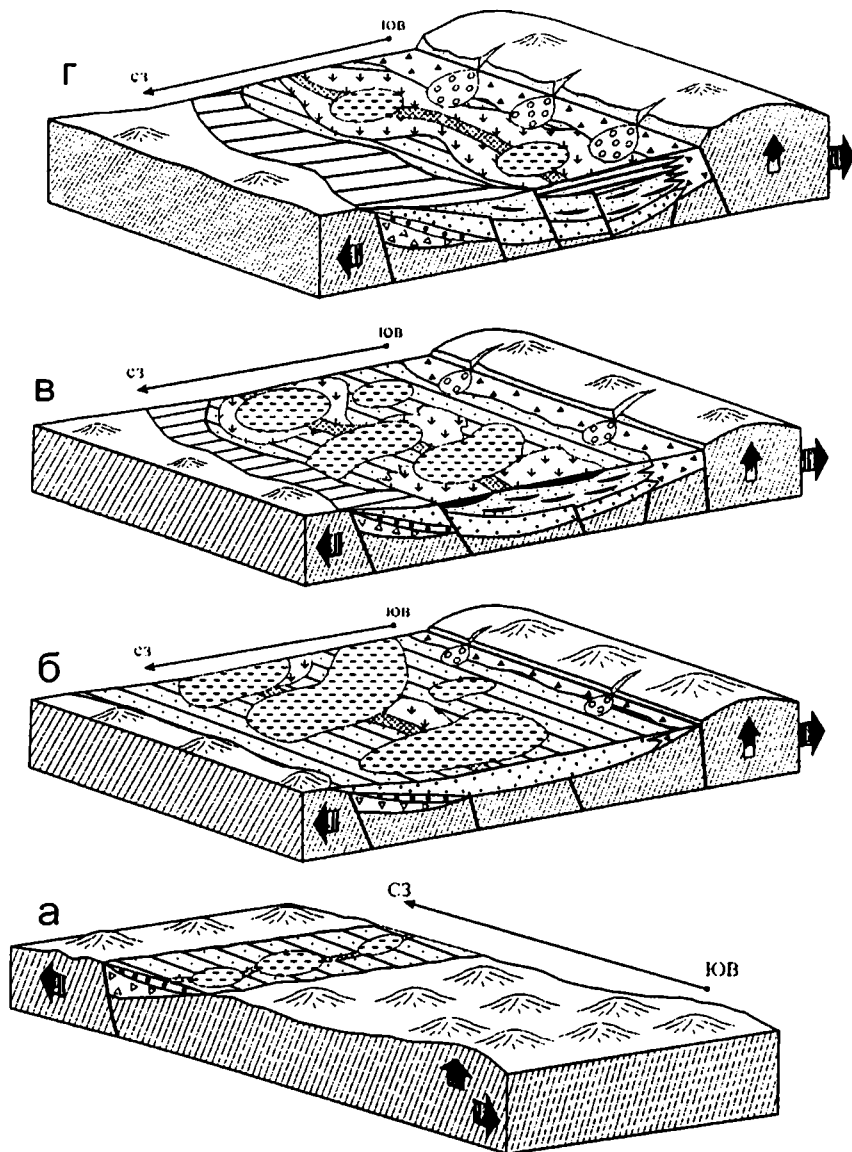


Рис. 3. Модели осадконакопления и эволюции нижнемеловых ландшафтов в Гусиноозерской впадине

Этапы: 1) грабенообразования в муртойское время с щелевой стадией (а); 2) депрессионный, с максимальным раскрытием впадины в убукунское время (б), сокращением площадей осадконакопления в селенгинское (в) и, особенно, в холбольджинское (г) время

Ландшафты (1–7): 1 – возвышенная денудационная холмистая равнина, 2 – низменная денудационная равнина, 3 – присклоновый шлейф грубообломочных отложений (с фациями: а – делювия и коллювия, б – временных потоков), 4 – долина транзитной равнинной реки, 5 – русло реки, 6 – пойменные озера, 7 – пойменные болота; породные комплексы (8–13): 8 – кристаллического фундамента, 9 – муртойской свиты (а – грубообломочные, б – песчаные), 10 – убукунской свиты (песчано-алевритовые), 11 – селенгинской свиты (тонкообломочные, угленосные); 12 – холбольджинской свиты (тонкообломочные, сильно угленосные), 13 – моностойской толщи (грубообломочные); 14 – разломы

лот и массовому углеобразованию. Последнее подавлялось поступлением из окружающих горных областей денудации больших объемов терригенного материала. Известно также, что образование грубообломочных пролювиальных отложений в бортовых участках межгорных впадин генетически связано с конусами выноса горных рек (Е.В. Шанцер, 1966 г.). Поэтому значительная часть этих обломков в процессе относительно длительных путей их транспортировки горными реками становится в той или иной мере окатанными и сортированными.

История формирования впадин и становления ландшафтов. Равнинные ландшафты на рассматриваемой территории существовали в течение длительного времени от средней юры до раннего мела включительно. В этот период тип ландшафтов и характер осадконакопления не оставался постоянным, что можно проследить на примере эволюции Гусиноозерской впадины в раннемеловое время (рис. 3).

Формирование этой структуры начиналось с заложения среди возвышенной холмистой равнины небольших изолированных щелевых грабенов (дугообразных в плане), ширина которых не превышала нескольких километров (рис. 3а). Они заполнялись грубообломочными коллювиальными и делювиально-пролювиальными отложениями муртойской свиты. По мере заполнения грабенов снижалась высота бортовых уступов, и в конце муртойского времени возник ландшафт аллювиальной равнины с отдельными пойменными озерами, где накапливались преимущественно гравийно-песчаные отложения.

В убукунское время проседание дна охватило всю площадь Гусиноозерской впадины. В ее центральной части располагалась долина реки с серией подпружных озер, где накапливались преимущественно алеврито-песчаные осадки, местами расслоенные линзами гравия. Более быстрое проседание дна у юго-восточного борта грабена привело к возникновению высокого бортового уступа, разрушение которого способствовало образованию у его подножья шлейфа грубообломочных пород.

В селенгинское и, особенно, в холбольджинское время прогибание и грабенообразование проявилось в отдельных, участках депрессии (рис. 3в и 3г), где возникали наложенные мульды. Как и раньше, юго-восточный их борт был высоким и крутым, а северо-западный оставался низким и пологим. С течением времени рельеф возвышенной денудационной холмистой равнины (окружавшей депрессию) выравнивался и снижался, что приводило к сокращению скорости эрозионных процессов и уменьшению объема тонкообломочного терригенного материала, поступающего во впадину. Одновременно уменьшалась скорость течения транзитной реки (пересекавшей грабен) и усиливалось заболачивание рельефа, достигшее максимума в холбольджинское время.

Согласно данным Е.В. Складорова с соавторами (1997) в раннем мелу образование Гусиноозерской депрессии сопровождалось “всплыванием” в ее юго-восточном борту гранито-гнейсовых пород на месте современного Заганского хребта. Хотя это и способствовало некоторому общему возвышению юго-восточного борта на фоне прилегающей денудационной холмистой равнины, но еще не приводило к появлению здесь горного рельефа.

Таким образом, раннемеловой процесс осадконакопления в пределах Гусиноозерской и других впадин Западного Забайкалья контролировался эволюцией ландшафтов окружающей возвышенной холмистой равнины, а также характером и скоростью погружения дна впадин (грабенов). Выявленные на примере Гусиноозерской впадины основные закономерности строения и условия образования нижнемеловой фэновской формации могут быть распространены и на другие мезозойские впадины Западного Забайкалья.

Выводы. Из материала статьи следует, что бытующее мнение о широком развитии на территории Западного Забайкалья в мезозое межгорных моласс и о существовании здесь в это время горного рельефа не совсем оправдано. Это мнение основано на объединении в единый комплекс двух разнородных формаций (молассовой и фэновской), содержащих в своем составе значительные объемы грубокластического материала. Однако, как было показано выше, литолого-фациальное строение и условия формирования этих породных парагенезов резко различны. Моласса является индикатором горных ландшафтов и доминирования обстановок сжатия земной коры или латерального нагнетания горных масс. Фэновская же формация накапливается в грабенах, заложившихся на относительно плоской поверхности домезозойского фундамента с равнинным рельефом, в условиях преобладающего растяжения со сдвигом (транстенсии).

По всей видимости, отложения фэновских формаций (на первый взгляд столь сходных с межгорными молассами) не ограничиваются районами Западного Забайкалья. Судя по публикациям, они могут быть развиты в Восточном Забайкалье, на тихоокеанской окраине Азии, на Урале и в других районах. Здесь, по мнению авторов, активное мезозойское или

кайнозойское углеобразование с синхронным накоплением грубообломочных пород, так же как и в Западном Забайкалье, могло происходить в небольших грабенах, заложившихся в обстановке общего растяжения (часто со сдвигом) на фоне пологих денудационных равнин. Таким образом, при исследованиях обогащенных грубообломочным материалом парагенезов, слагающих внутриплитные структуры (впадины, грабены), их подразделение на фэновую и молассовую формации позволяет получить важную информацию о геодинамической эволюции консолидированного слоя земной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 04-05-64148 и № 04-05-64045) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры”.

Литература

1. Базаров Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, С. О., 1986. 180 с.
2. Белоусов В.В. Геотектоника. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. 333 с.
3. Боголепов К.В. Мезозойская тектоника Сибири. М.: Наука, 1967. 325 с.
4. История верхнемезозойского угленакопления на территории Бурятской АССР и юго-восточной части Ленского бассейна. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 335 с.
5. Иванов Б.А. Мезозойские и другие континентальные отложения Забайкалья/Труды ВСГУ. Вып. 32. Иркутск: Изд-во Иркутского. геол. управления, 1949. 194 с.
6. Леонов М.Г. Олигостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 172 с.
7. Логачев Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны/ Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 71–101.
8. Мазарович О.А. Геотектонические условия формирования моласс // Геотектоника. 1972. С. 29–43.
9. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 295 с.
10. Писцов Ю.П. Осадочные формации Забайкальской рифтовой системы //Сов. геол. 1982. № 6. С. 59–69.
11. Скобло В.М., Лямина Н.А., Лузина И.В. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 329 с.
12. Цеховский Ю.Г., Япаскурт О.В., Гусев И.М. Равнинные фэновые формации в юрско-меловых грабенах Западного Забайкалья // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 6. С. 620–636.

Терригенно-минералогические модели фациальных комплексов продуктивных горизонтов к прогнозу качества коллекторов (на примере нефтегазоносных районов Западной Сибири)

В сороковых – семидесятих годах прошлого столетия широко использовался метод изучения тяжелых фракций пород в различных нефтегазоносных районах для корреляции разрезов крупных стратиграфических подразделений (свит), при палеогеографических реконструкциях и установлении регионально-зональной локализации терригенно-минералогических ассоциаций компонентов в бассейнах седиментации. Особенностью данного метода является то, что определенные минералы и их парагенетические ассоциации позволяют более надежно воссоздать характер распространения провинций и помогают выявлять критерии осадконакопления. В последние десятилетия во многих лабораториях России данный метод оказался в подчиненном положении или просто исчез из методик литологических исследований. В лаборатории литологии нефтегазоносных отложений СНИИГГиМСа данный метод используется достаточно широко по всем вышеперечисленным позициям, а в настоящее время еще применен при построении терригенно-минералогических моделей фациальных и микрофациальных комплексов отдельных песчаных тел. Этот метод на данном этапе геологического изучения бассейнов, перспективных на нефть и газ, при анализе отдельных продуктивных горизонтов, в том числе при поисках литологических и литолого-стратиграфических ловушек углеводородов, является весьма актуальным. В лаборатории по этому вопросу накоплен большой фактический материал по терригенно-минералогическим комплексам, по типоморфным особенностям основных компонентов, результаты исследований которых излагаются ниже в настоящих тезисах.

Для построения терригенно-минералогических моделей отобраны наиболее изученные по генетическим признакам фациальные комплексы прибрежно-морского, переходного от прибрежно-морского к континентальному и континентального генезиса. Среди них проанализированы прибрежно-морские: прибрежных баров, регрессивные пески барового типа; переходные: дельтового комплекса – преимущественно нефтеносные. Из континентальных: палеорусловые – нефтегазоносные, а также пойменные и пойменно-озерно-болотные с локальным слабым нефтегазонасыщением или без углеводородного флюида. Построение терригенно-минералогических моделей базируется на анализе ассоциаций мине-

⁹⁶ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск; lschernova@mail.ru

ральных компонентов тяжелой фракции в вертикальном разрезе и по латерали, количественного соотношения терригенно-минералогических компонентов в различных фациальных типах, установлении минералов-индикаторов, указывающих на улучшенные или ухудшенные коллекторские свойства песчано-алевритовых пород, количественного соотношения петрографических типов пород питающих провинций в формировании литогенетических типов пород отдельных песчаных пластов.

Установлено, что каждый фациальный тип и его отдельные части формировались в определенных гидродинамических условиях. Так, например, в баровом типе отложений в верхней части песчаного тела с повышением в породах содержания среднезернистой фракции, увеличением степени окатанности зерен кварца и повышением содержания в алевритовой (до 18 %) и особенно песчаной фракции (до 50 %) зерен граната можно предположить более активный гидродинамический режим осадконакопления. В дельтовом комплексе при сравнительно однородном распределении зерен граната и соотношении средне- и мелкозернистых песчаных фракций по разрезу в песчаном теле активный гидродинамический режим в бассейне седиментации постоянно сохранялся. В палеорусловых отложениях укрупненные фракции песчаников сосредоточены в основании палеорусел, песчаные разности в нижней части пласта имеют полимиктовый вещественный состав, слабую окатанность породообразующей и акцессорной частей с локальным повышенным содержанием во фракциях зерен граната. В пойменных и пойменно-озерноболотных фациальных типах терригенно-минералогический комплекс имеет иные ассоциации компонентов: повышенное содержание зерен турмалина и бурых, зеленых слюд при полном отсутствии зерен граната.

Определено соотношение петрографических типов пород и их минералов-индикаторов в рассматриваемых фациальных комплексах согласно предложенной классификационной таблице, по М.Г. Бергеру. В результате установлены определенные соотношения петрографических типов питающих провинций, участвующих в формировании алевритово-песчаных тел различного генезиса. Так, в отложениях прибрежного бара на объемной диаграмме выделено два подтипа, имеющих различное соотношение петрографических типов источников сноса. Ведущими по количественному содержанию (более 50 %) в том и другом случаях являются минеральные компоненты гранитоидного ряда – циркон, турмалин, с различным содержанием во фракциях пород биотита и мусковита. Особое положение во фракциях пород данного фациального типа занимают минералы метаморфического ряда – группы граната. В разрезах с увеличением зерен граната укрупняется зернистость осадка и улучшаются емкостно-фильтрационные характеристики пород. Положительную роль в составе терригенно-минералогических комплексов играют компоненты базитового ряда питающих провинций – зерна магнетита и шпинели, они также указывают на улучшенные коллекторские свойства пород прибрежных баров, сформированных в условиях активной гидро-

динамической среды прибрежного мелководья, коллекторов III–II, реже IV классов проницаемости. В дельтовом комплексе также доминируют минералы гранитоидного ряда при повышенном содержании и равномерном распределении по разрезу комплекса минеральных компонентов метаморфического ряда (до 15 %, локально 30 %), состоящего из зерен граната, минералов группы эпидота и тремолита. Следует заметить, что в составе осадков присутствуют переотложенные минералы тяжелых фракций (до 5–7 %), в которых видны изменения: следы пятнистого ожелезнения и повышенная окатанность зерен. По сравнению с вышеприведенными фациальными типами соотношение петрографических типов пород в регрессивных песках барового типа существенно изменяется за счет доли минералов метаморфического, базитового рядов: в гранитоидном – до 30 % в наборе минеральных компонентов повышено содержание слюдяного материала (до 20–50 %), что в нижней части песчаного пласта в значительной мере снижает коллекторские характеристики пород. Из континентального комплекса русловые отложения играют в бассейнах седиментации ведущую роль, имеют сравнительно улучшенные характеристики коллекторов. По терригенно-минералогическому набору компонентов в соотношении петрографических типов питающих провинций на существенном фоне пород гранитоидного ряда, что способствует улучшению коллекторских свойств пород, особенно в основании палеорусел. В фациальном комплексе пойменного типа в петрографических типах питающих провинций доминируют гранитоидный ряд – подтип 2, в составе которого наряду с повышенным содержанием в составе тяжелых фракций циркона и турмалина постоянно фиксируются минералы неустойчивого ряда из группы слюд (до 25 %), амфиболов и пироксенов (до 2–5 %). Перечисленные минералы в осадках снижают показатели емкости и фильтрации в породах.

Таким образом, на большом фактическом материале, для каждого фациального типа установлены зависимости между содержанием отдельных минералов и размерностью фракций пород, выявлены компоненты, которые концентрируются во фракциях средне-мелкозернистой размерности с положительным (гранат, шпинель, магнетит) и отрицательным (слюда, турмалин) трендом. На терригенно-минералогических моделях отражены ореолы улучшенных и пониженных коллекторских свойств пород.

Представленные модели синтезированы из терригенно-минералогических комплексов и фациальных типов отложений, которые будут способствовать дифференцированному прогнозу коллекторов.

Новые данные о роли эолового и ледового переноса в современном осадконакоплении в Арктике

Сравнительно с другими климатическими поясами, в Арктике существуют особые условия, определяющие количество, свойства и состав аэрозольного материала. Большая часть региона занята Северным Ледовитым океаном, и данных о закономерностях распределения аэрозольного вещества над территорией высоких широт, постоянно покрытых льдом и удаленных от источников аэрозолей, практически нет – почти все наблюдения проведены на полярных станциях, расположенных на суше или на крупных островах. Аэрозоли Арктики рассматривались ранее в основном как воздушный источник загрязнений экосистемы, а не как естественная составляющая часть атмосферы. Большинство авторов считало роль аэрозолей в поставке вещества в Арктику ничтожной.

Оценка роли эолового и ледового переноса вещества в современном осадконакоплении и формировании природной среды Арктики основана на результатах исследований аэрозолей приводного слоя, снежного покрова и осадочного материала, транспортируемого льдами, в морях Российской Арктики, а также в Центральной Арктике (включая район Северного полюса), проведенных авторами с коллегами в 1991–2005 гг., и обобщении литературных данных.

Во время экспедиций на научно-исследовательских судах фильтрация воздуха проводилась через ацетил-целлюлозные фильтры АФА-ХА-20 и фильтры Whatman-41, которые улавливают также субмикронные частицы, в том числе частицы морской соли. Для изучения минерального состава количества вещества, собранного фильтрами, оказывается недостаточно, кроме того, собранный материал засорен морской солью. Поэтому параллельно с фильтрацией использовался метод сбора больших количеств аэрозолей нейлоновыми сетями. Сети с общей площадью около 10 м² устанавливали в носовой части судна на высоте 4–9 м над палубой. После экспозиции (обычно 1 сутки) сети промывали дистиллированной водой. Частицы аэрозоля отделяли от промывной воды фильтрацией через ядерный фильтр с диаметром пор 0,45 мкм. Для предупреждения загрязнения проб со стороны судна отбор аэрозолей обоими методами проводился только на ходу судна при встречном ветре.

Пробы снега в Центральной Арктике для предотвращения загрязнения отбирались на расстоянии более 200 м от судна в направлении против ветра в полиэтиленовые пакеты. Керны льда получали бурением с помощью титанового бура. После отбора снег и лед растапливались при комнатной температуре и полученная вода фильтровалась через предва-

⁹⁷ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; vshevch@geo.sio.rssi.ru

рительно взвешенные мембранные фильтры с диаметром пор 0,45 мкм и стекловолокнистые фильтры GF/F. Пробы осадочного материала, сконцентрированного на поверхности льдин (так называемый “грязный лед”), отбирали с помощью совков из нержавеющей стали и пластмассы.

Полученный материал был исследован методами оптической и сканирующей электронной микроскопии. Элементный состав наших проб изучался в основном методами инструментального нейтронно-активационного анализа, атомно-абсорбционного анализа и рентгенофлуоресцентного анализа с применением синхротронного излучения.

Применение нескольких взаимодополняющих методов исследования аэрозолей и снега на поверхности льдов позволило определить количественное содержание и потоки аэрозольного материала Арктики вплоть до Северного полюса, его гранулометрический, минеральный и химический состав, определить виды загрязнений и районы их поступления. Выявлены и применены многочисленные маркеры аэрозольного материала, использование которых позволяет определить области его захвата с поверхности, траектории переноса и участки отложения (депоцентры).

Коренным отличием золотого материала в Арктике является то, что главная его поставка и разгрузка идут не летом, а зимой, когда поверхность питающих провинций скрыта слоем снега и скована льдом. Главное значение имеют аэрозоли дальнего и сверхдальнего происхождения (особенно зимой) – об этом свидетельствуют многочисленные маркеры.

Осаждение аэрозолей в Арктических морях и в Центральной Арктике идет не на водную поверхность, как в других зонах, а на поверхность льдов. В зоне паковых льдов типична круглогодичная аккумуляция золотого материала на льдах на протяжении 3–15 лет. Разгрузка аэрозолей паковых льдов и осадочного вещества, захваченного льдами в шельфовых морях идет в местах таяния льдов – в северной части Гренландского моря – именно здесь выявляется наибольшее их поступление в донные осадки, причем таяние идет под действием теплых атлантических вод. В Гренландском море возникают уникальные криодепоцентры с донными осадками особого состава.

Балансные подсчеты, проведенные на основе наших определений, показывают, что вклад аэрозолей в формирование осадочного материала в Арктике близок к вкладу речного осадочного вещества – за пределами маргинальных фильтров рек (ранее золотой материал в Арктике не принимался в расчет). Для многих элементов (Pb, Sb, Se, V и др.) аэрозольный источник – главный. В целом для Северного Ледовитого океана (пелагиаль) вклад аэрозолей в осадкообразование составляет примерно 10 %. Велика роль золотого и ледового переноса материала в поставке органического вещества и биогенных элементов в Северный Ледовитый океан.

Потепление климата в целом должно уменьшать роль атмосферного канала в загрязнении Арктики. При этом все большее количество вредных веществ, выбрасываемых в атмосферу в крупных промышленных регионах, будет осаждаться на поверхность, не доходя до самых север-

ных областей, загрязняя почву и водные объекты в среднеширотных и приарктических районах.

Наряду с всесторонним изучением золотого материала из атмосферы, крайне необходимы также систематические исследования литологии и геохимии снежного покрова (в Центральной Арктике он удерживается 9–10 мес.) – естественного коллектора как растворенного, так и взвешенного золотого материала. Необходимы также соответствующие исследования по литологии и геохимии морских льдов, на поверхность которых выпадает и где концентрируется золотой материал. Весь осадочный материал, включая загрязняющие вещества, фиксируется в толще донных осадков – уникальном природном самописце. Это не только подчеркивает необходимость одновременного изучения нановещества атмосферы, криосферы, биосферы, литосферы и седиментосферы, но и дает замечательную возможность изучения вещества в этих геосферах во времени, т. е. открывает век четырехмерных (4-D) исследований природной среды и климата. Соответствующие исследования начаты нами в последние годы.

Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 00-05-64389, 02-05-64968, 04-05-64925, 05-05-65159), Немецкого научно-исследовательского общества (грант DFG STE-412/10-2), российско-немецкой Лаборатории им. О. Ю. Шмидта, Отделения наук о Земле Российской академии наук (проект “Наночастицы во внешних и внутренних сферах Земли”), ФЦП “Мировой океан” (задание № 16 проекта “Состав и строение земной коры Мирового океана; прогноз и оценка минеральных ресурсов” и раздел “Исследование маргинального фильтра Белого моря, биоразнообразия и биоценозов прибрежной зоны моря” проекта “Североевропейские моря”), гранта поддержки ведущих научных школ № НШ-1940.2003.5.

С.Б. Шишлов⁹⁸

Структурно-генетический анализ осадочных формаций (концепция, алгоритм, результаты)

На третьем Всероссийском литологическом совещании В.Т. Фролов показал, что наиболее актуальными современными задачами формациологии являются: разработка теоретических положений, понятийной базы и методологии изучения формаций [4]. Такой перечень, представленный после полувековой работы над проблемой, указывает на то, что мы все

⁹⁸ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург; sshishlov@pochta.ru

еще находимся на начальном этапе становления этой области знаний. Ее дальнейшее развитие тормозит отсутствие удовлетворительной процедуры выделения объектов исследования, без четкого определения которой “трудно ожидать решающих успехов в развитии теории и практики формационного анализа” [1].

Некоторого прогресса в решении этой проблемы позволяет достичь методика структурно-генетического анализа, разработанная автором при исследовании верхнепалеозойских формаций Таймырского, Севера Печорского и Тунгусского бассейнов (далее – эпиконтинентальные формации).

Теоретической основой разработки является концепция уровней организации геологических объектов, впервые сформулированная В.И. Драгуновым и др. [1]. Здесь формационный уровень организации рассматривается как иерархический ряд естественных тел, каждое из которых является структурированной системой объектов предшествующего уровня. Из этого следует, что объекты более высокого уровня могут быть выделены и удовлетворительно охарактеризованы только после всестороннего исследования тел предыдущего уровня, а “прыжок через одну или несколько ступенек” неизбежно приведет к потере информации и ущербности следующих построений.

В рамках структурно-генетического анализа, рассматривается следующий иерархический ряд: **слои** – элементарное геологическое тело, система пород, ограниченная межслоевыми швами; **литом** – простейшая трансгрессивно-регрессивная система слоев; **парагенерация** – система литом, близких по структуре и генезису; **геоформация** – высшая единица формационного уровня организации, система парагенераций, которая формируется в течение полного цикла развития бассейна осадконакопления и ограничена региональными перерывами или коррелируемыми с ними поверхностями. Алгоритм структурно-генетического анализа обеспечивает последовательное исследование этого иерархического ряда.

Первый этап. Литолого-генетическая типизация пород на основе подходов, разработанных А.В. Македоновым [2], В.Т. Фроловым [3] и др. Ее минимальной единицей является **литолого-генетический тип** (или литотип) – абстрактное понятие, относящееся к множеству пород, имеющих одинаковый комплекс генетических признаков (вещественный состав, структура, текстура, цвет, конкреции, ихнофоссилии, ориктоценозы). Породы эпиконтинентальных формаций разделены на 32 литотипа, систематизированные по способам осадконакопления в разных энергетических зонах бассейна осадконакопления.

Второй этап. Структурно-генетическая типизация слоев. Критерии: набор литотипов, их вертикальная последовательность, морфология межслоевых швов. В эпиконтинентальных формациях установлено 23 типа слоев, которые систематизированы по структуре и генезису.

Третий этап. Выделение простейших трансгрессивно-регрессивных последовательностей слоев – **циклотем**, т. е. случайных вертикальных

сечений литом. В эпиконтинентальных формациях установлены тысячи циклотем мощностью от 3 до 40 м. Они разделены на шесть групп так, что каждая является множеством структурных вариаций одной идеальной циклотемы. Это группы циклотем: глубоководного шельфа, открытого побережья, изолируемого побережья, лагуны, дельты, флювиально-го потока.

Четвертый этап. Создание моделей **седиментационных систем**, развитие которых способно привести к формированию циклотем одной группы. Каждая модель, описывает особенности процессов поступления, сортировки и накопление вещества в течение одного трансгрессивно-регрессивного цикла изменения уровня моря и базируется на данных о современных процессах осадконакопления.

Пятый этап. Построение структурно-генетической модели литомы – геологического тела, которое образуется в течение трансгрессивно-регрессивного цикла развития седиментационной системы. Показано, что эпиконтинентальные формации состоят из литом шести типов. Мощность этих тел не превышает десятков метров, а протяженность может достигать сотни километров. Закономерности латеральных изменений слоевой структуры литом отражают эталонные профили.

Шестой этап. Выявление и типизация закономерных сочетаний литом, т. е. парагенераций. В эпиконтинентальных геотомациях установлены парагенерации литом: глубоководного шельфа; глубоководного шельфа и открытых побережий; открытых и изолируемых побережий; изолируемых побережий, дельт и лагун; лагун; дельт и флювиальных потоков. Выделенные тела имеют мощность в сотни метров и протяженность в сотни км.

Седьмой этап. Выявление закономерностей пространственной локализации парагенераций и создание структурно-генетических профилей геотомаций. Показано, что верхнепалеозойские геотомации Таймырского, Севера Печорского и Тунгусского бассейнов представляют собой закономерно структурированные системы парагенераций.

Результаты структурно-генетического анализа использованы для разработки местных и региональных стратиграфических схем, серийных и полистных легенд геологических карт масштаба 1:200000 и 1:1000000, при прогнозе угленосности и подсчете запасов каменных углей по категории Р₃.

Литература

1. Драгунов В.И., Айнемер А.И., Васильев В.И. Основы анализа осадочных формаций. Л.: Недра, 1974. 159 с.
2. Македонов А.В. Методы литофациального анализа и типизация осадков гумидных зон. Л.: Недра, 1985. 242 с.
3. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
4. Фролов В.Т. Основы геотомациологии / Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Материалы 3-го Всероссийского литологического совещания. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2003. С. 31–34.

Темпеститы в разрезах геологического прошлого Земли

Темпеститами (от английского *tempest* – буря, шторм) называются отложения, образование которых связано с крупными *штормами*. Термин “темпеститы” был использован в книге Г. Эйнзеле, А. Зейлахер [1] для *событийных* отложений, противопоставленных *периодитам* и обязанных в значительной мере аperiодическим, случайным, нередко *катастрофическим* явлениям.

В книге М.Н. Алексеева, А.А. Чистякова и Ф.А. Щербакова [2] штормовые образования отнесены к фациальному комплексу “*палимпсестовых*” (реликтово-переотложенных), классу – *динамических*, группе *гидрогенных* отложений течений. Считается, что основная форма аккумуляции образований *современных штормов* – средняя часть шельфов; штормовые течения возникают на внешней части шельфа, под воздействием штормового волнения какого-либо господствующего направления, при котором образуется однонаправленный перенос водной массы. Максимальное развитие они получают в условиях прихода на шельф длиннопериодных (длиной до 400 и высотой более 25 м) океанических волн зыби, формирующихся в штормовых зонах средних широт обоих полушарий. (В работе М.Н. Алексеева и др. в качестве примера палимпсестовых осадков приведен шельф Берингова моря и авандельта Нила). Современным мелководно-морским штормовым отложениям посвящены многие работы, в том числе статья Т. Aigner [3].

Укажем известные нам реконструированные штормовые обстановки *прошлого*: 1) *Раннеордовикские* отложения в окрестностях Санкт-Петербурга [4]. 2) *Средне- и позднеордовикские* образования на юго-востоке Северной Америки [5]. 3) *Позднесилурийские* темпеститы Пенсильвании [6]. 4) *Раннекаменноугольные* фации мелководно-штормовых карбонатных образований штата Арканзас (Оклахома) [7]. 5) *Среднетриасовые* темпеститы юго-запада Германии [8]. 6) *Поздне меловые* штормовые образования в разрезе мыса Себастьян (юго-запад Орегоны) [9].

По данным А.В. Дронова (с ссылкой на ряд авторов), преобладающий механизм при образовании штормовых слоев – снос материала с мелководья за счет образования компенсационного течения в направлении от берега, со скоростью порядка 0,2–0,3 м/сек. *Взмученный на побережье осадок* переносился в *более удаленные* от побережья области шельфа, где он и отлагался (при этом энергия отходящей волны больше наступающей).

По-видимому, подобный вариант процесса – среднесарматские ($N_1^3 sr_2$) (т. е. более молодые, чем упомянутые выше) темпеститы Черно-

⁹⁹ Кафедра литологии и морской геологии, геологический факультет МГУ, Москва; sediment@geol.msu.ru

морского побережья Тамани (к северо-западу от пос. Волна), изученные нами. Характерны их индивидуальные особенности: в среднесарматское время Таманский палеобассейн обмелел [10]. Как выяснилось, штормовая седиментация в среднем сармате активизировалась во времени. В разрезе среднего сармата Керченского п-ова (южнее пос. Заветное) обнаружен изохронный уровень темпеститов.

Наблюдаемые нами мощности горизонтов темпеститов (первые сантиметры), по-видимому, характерны для других районов их распространения – так, для позднесурийских темпеститов [6] приводятся близкие цифры – от 5 до 40 см. В относительно более удаленной от берега обстановке за счет компенсационного течения в нашем случае собралась битая ракушка (*Macra caspia Eichw.*, типичная для сублиторали) и уплощенная по форме галька, которая могла легко “прыгать” в потоке воды. По Дж.Л. Уилсону [11] это т. н. “flat-pebbles conglomerates”. Если говорить о фациях – то это фации открытого шельфа (open shelf facies), о чем писал R.D. Kreisa [5]. Фациальный профиль с указанием положения штормовых отложений приведен в статье С.R. Handford [7]: в разрезе раннего карбона Оклахомы штормовые образования показаны на среднем шельфе на расстоянии менее 30 км от берега, на глубине около 30 м, сменяясь образованиями “глубокого” шельфа. Те же параметры даны в [12]: максимальная глубина воды, на которой распространены образцованные во время шторма слои, равна 40 м.

Выводы (для темпеститов сармата). 1) Изученный разрез позволил обозначить временную позицию темпеститов – верхняя часть среднего сармата (в 33 м выше по разрезу в 1984 г. И.С. Чумаковым был обнаружен 0,5-сантиметровый горизонт пирокластики, датированный в 2004 г. Д.И. Головиным 12 млн лет). 2) До активизации штормовой деятельности в бассейне периодически накапливался пеллетовый карбонатный ил, сформировавший горизонты пеллетовых известняков. 3) Накопление карбонатного материала (бассейнового) прерывалось подачей терригенного, глинистого материала с низкой, близко расположенной суши. 4) Глины содержат фауну сублиторальных мактрид. 5) Наличие значительного количества глин с ярозитом позволяет предполагать, что подача терригенного материала с низкой суши происходила активно и “подавляла” карбонатонакопление в бассейне седиментации. 6) Горизонты ракушки (*Macra* и мелких планктонных фораминифер) с включением уплощенной гальки, способной легко “прыгать”, по английской терминологии называются “пакстоун” (packstone [13] – первичные компоненты не были скреплены во время отложения). 7) По завершении штормового периода формировались “фоновые” образования, названные “полосатиками” за тонкое (мм) переслаивание карбонатного и глинистого материала.

Итак, шторма представляют собой явления, характерные для Земли, многократно, но кратковременно повторяющиеся. Это катастрофические явления, поэтому они могут быть изохронными, что очень важно для геологических корреляций.

Литература

1. Циклическая и событийная седиментация. Edited by G. Einsele and A. Seilacher. Berlin – Heidelberg – New York, 1982. Перевод с английского под редакцией В.Т. Фролова. М.: Мир, 1985. 499 с.
2. Алексеев М.Н., Чистяков А.А., Щербаков Ф.А. Четвертичная геология материковых окраин. М.: Недра, 1986. 242 с.
3. Aigner T. Storm Depositional Systems Dynamic Stratigraphy in Modern and Ancient Shallow-Marine Sequences. Springer, 1985. 174 с.
4. Дронов А.В. Штормовая седиментация в нижеордовикских карбонатно-терригенных отложениях // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73. Вып. 2. С. 43–51.
5. Kreisa R.D. Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia // Journal of Sedimentary Petrology. 1981. V. 51. N 3. P. 823–848.
6. Cotter E. Storm effects on siliciclastic and carbonate shelf sediments in the Middle Silurian succession of Pennsylvania // Sedimentary Geology. 1990. 69. N 3/4. P. 245–258.
7. Handford C.R. Facies and bedding sequences in shelf-storm-deposited carbonates-fayettevills shale and pitkin limestone (Mississippian) Arkansas (Oklahoma) // Journal of Sedimentary Petrology. V. 56. N 1. 1986. P. 123–137.
8. Aigner T. Calcareous tempestites storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany) / Cyclic and event stratification. Edited by G. Einsele and A. Seilacher. Springer, 1982. P. 180–198.
9. Hunter R.E., Clifton H.E. Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable stormorigin in Upper Cretaceous rocks of the cape Sebastian area, Southwestern Oregon // Journal of Sedimentary Petrology. V. 52. N 1. 1982. P. 127–143.
10. Ростовцева Ю.В., Коновалова Е.А. Желваковые карбонатные образования Тамани (Восточный Паратетис) / Международное совещание “Геология рифов”. Сыктывкар, 2005. С. 136–138.
11. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
12. Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
13. Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. 1962. 1. P. 108–121.

СЕКЦИЯ 2. ПРОЦЕССЫ И ФАКТОРЫ ПОСТСЕДИ- МЕНТАЦИОННОГО ПОРОДООБРАЗОВА- НИЯ: СТАДИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ, ТИ- ПИЗАЦИЯ, МОДЕЛИРОВАНИЕ

О.В. Андреева, А.А. Носова¹

О роли катагенеза рифейских осадков и позднепротерозойского магматизма в формировании уранового оруденения “типа несогласия” в Ладожском прогибе

В северной части Ладожского прогиба находится единственное в России U-месторождение “типа несогласия” Карку [1]. Этот тип месторождений, часто гигантских по масштабам, относится к основным объектам добычи урана в мире, а вопросы их генезиса по-прежнему являются дискуссионными. Предлагаемая работа представляет результаты петрографо-минералогических и изотопно-геохимических исследований вмещающих пород в районе указанного месторождения.

Окраинная часть Ладожского прогиба, где расположено урановое месторождение Карку, занимает часть северо-восточного побережья Ладожского озера. Этот прогиб, относящийся к ранне-среднерифейской Финско-Ботническо-Балтийской рифтовой системе, выполнен вулканогенно-осадочным комплексом пород, современная мощность которого составляет около 650 м. Основание прогиба образовано протерозойскими кристаллическими сланцами и гнейсами южной части Балтийского щита. В состав осадочной части комплекса входят аллювиально-дельтовые и мелководные красноцветные и пестроцветные кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники, гравелиты, мелкогалечниковые конгломераты, осадочные брекчии при подчиненном значении тонкообломочных пород. В низах разреза наблюдается обогащенность осадков

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва; akimolan@igem.ru, nosova@igem.ru

твердыми битумами (содержание $C_{\text{угл.}}$ в гравелитах достигает 1,34 %) [1]. Раннерифейская вулканическая ассоциация Ладожского прогиба представлена: 1) базальтами приозерской свиты (1499 ± 68 Ма [2]), слагающими пакет лавовых потоков; 2) трахибазальтами салминской свиты, залегающими на пачке терригенных пород, которая с размывом ложится на базальты приозерской свиты; 3) трахибазальтами и латитами пашской свиты, представленными лавовыми потоками и субвулканическими телами; 4) габбромонцититами – граносиенитами Валаамского силла ($1457,4 \pm 2,7$ Ма [3]).

Все породы залегают субгоризонтально, разрывные нарушения в пределах рифейского комплекса в основном выражены нечетко. Урановое оруденение представляет собой пластообразную залежь и локализовано в гравелитах низов рифейской толщи, вблизи контакта их с выветрелыми кристаллическими породами фундамента.

Все породы рифейского вулканогенно-осадочного комплекса претерпели в разной степени проявленные постдиагенетические преобразования, причем, базальтоиды затронуты ими в гораздо меньшей степени, чем осадки. В терригенной части разреза широко проявились процессы региональных катагенетических и более поздних наложенных изменений. Катагенез выражен в характерных для него структурных и минеральных преобразованиях – гравитационной коррозии и уплотнении, регенерации обломочных зерен, повсеместном развитии в составе цемента смешанослойного иллит-сметкита с преимущественно упорядоченным переслаиванием при высоком содержании пакетов иллитового типа. Катагенез осадков мог происходить при их погружении на глубину не менее 1,5–2 км. На этом фоне в дальнейшем проявились более поздние и более локальные процессы хлоритизации, карбонатизации, пиритизации, а также отложение урановых минералов и сульфидов Mo, Pb, Zn и др. Урановое оруденение залегают в интенсивно хлоритизированных и пиритизированных породах. Вмещающие оруденение измененные породы не имеют аналогов среди метасоматитов гидротермальных рудных месторождений эндогенного типа. Структурно-минералогические особенности урановых руд (тонкие взаимные прорастания, отсутствие временной последовательности минералообразования и др.) значительно отличаются от руд гидротермального типа. Ниже поверхности несогласия, в выветрелых кристаллических породах все минеральные преобразования быстро затухают.

Данные K-Ar изотопного датирования по смешанослойным иллит-сметкитам из песчаников и гравелитов, вмещающих оруденение, отвечают интервалу 1205 ± 25 – 1252 ± 25 млн лет. Rb-Sr изохронный возраст этих пород, полученный по определениям изотопных параметров 4 гидрослюд и I смектита, соответствует 1225 ± 4 млн лет ($СКВО = 1$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0,70426$) (определения В.А. Лебедева и Ю.В. Гольцмана, ИГЕМ РАН). Таким образом, катагенез осадков происходил значительно позже их накопления (через ~ 250 млн лет). По данным В.А. Голубева, анализиро-

вавшего изотопный возраст радиогенного свинца из пострудного галенита, формирование уранового оруденения происходило не позже 1180 млн лет [4].

Поровый флюид, в равновесии с которым образовывались аутигенные фазы, имел Sr с низкорadiогенным изотопным составом, что свидетельствует о значительном вкладе раннерифейских базальтов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{1225} = 0,70445$ [5]) в формирование изотопного состава Sr флюида.

Возраст завершения катагенетических процессов в рифейском осадочном бассейне, возраст развития наложенных преобразований и уранового оруденения соответствует времени активизации магматической деятельности в среднем рифее. Среднерифейский базитовый магматизм, связанный с расколом Балтики и Лаврентии, проявился в свекофенском домене роями долеритовых даек и силлами Центрально-Скандинавской долеритовой группы, в пределах того же возрастного интервала внедрились лампроитовые дайки Костомукши, образовались базальтовые лавовые потоки, дайки и силлы Онежско-Двинского рифта. Этот магматизм связывают с воздействием крупного плюма [6]).

Общее возрастание интенсивности минералообразования, формирование разнообразных наложенных изменений и образование рудных залежей месторождения Карку, вероятно, и было индуцировано проявлениями среднерифейского основного магматизма в регионе. Образованию рудных залежей при повышенных РТ-условиях в глубинных частях осадочного бассейна могло способствовать проникновение инфильтрационных металлоносных вод и взаимодействие их с восстановителями (углеводородами, сероводородом). Поскольку магматизм основного типа не обладает металлогенической специализацией на уран и сопутствующие ему элементы, его можно рассматривать только как генератор тепла. Возрастание теплового фона, в свою очередь, усиливает как скорости флюидопотоков, так и интенсивность реакций флюид–порода. Определяющая роль в увеличении температурного градиента, вероятно, принадлежала глубинному плюмовому источнику.

Литература

1. Величкин В.И., Кушнеренко В.К., Тарасов Н.Н. и др. Геология рудн. месторожд. 2005. Т. 47. № 2. С. 99–126.
2. Богданов Ю.Б., Саватенков В.В., Иванников В.В. и др. Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб.: Центр информ. культ., 2003. С. 71–72.
3. Ramo O.T., Kohonen J., Upton B.G.J. et al. EGS-AGU-EUG Joint Assembly. 2003. Abstract # 8132.
4. Velichkin V.I., Tarasov N.N., Andreeva O.V. et al. Intern. Conf. Uran. Geochem. Nancy, France. 2003. P. 371–373.
5. Носова А.А., Веретенников Н.В., Левский Л.К. ДАН. 2005. Т. 401. № 4. С. 521–525.
6. Elming S.A., Mattsson H. Precambrian Res. 2001. 108. P. 215–236.

Минеральные ассоциации диагенеза и катагенеза келловой-оксфордских отложений Обь-Иртышского междуречья

Келловой-оксфордские отложения Обь-Иртышского междуречья, представленные алеврито-песчаными, глинистыми, реже терригенно-карбонатными породами, залегают на глубинах 2450–2790 м и затронуты постседиментационными изменениями стадий диагенеза и катагенеза. В данной работе сделана попытка выявить ассоциации аутигенных минералов, характерные для указанных стадий.

В изученных породах диагенетические минералы представлены сидеритом, пиритом, каолинитом, хлоритом, глауконитом, анатазом, кальцитом и лейкоксеном. Образование глауконита связывается с окислительным, а остальных перечисленных минералов – с восстановительным этапами диагенеза. Диагенетический сидерит отмечен как в алеврито-песчаных, так и в глинистых породах. В алеврито-песчаных породах микрозернистый и пелитоморфный сидерит формирует поровый, реже пленочный типы цемента. В сгустковой форме он концентрируется послойно, часто развиваясь по органическим остаткам. В аргиллитах и терригенно-карбонатных породах сидерит распределен неравномерно, часто пятнисто, формируя конкреции разного размера. По результатам рентгеноструктурного анализа сидерит совместно с родохрозитом постоянно присутствуют в качестве примесей в аргиллитах и цементе глинистых алевролитов в базальном пласте Ю₂⁰. Формы нахождения аутигенного пирита разнообразны: 1) отдельные кристаллы и их сростки, округлые и лепешковидные конкреции различного размера, распределенные неравномерно по породе; 2) псевдоморфозы по фауне и флоре, часто концентрирующиеся послойно. Диагенетический каолинит, неравномерно раскристаллизованный, выполняет поры песчаников горизонта Ю₁, редко полости в органигенных остатках. Рентгеноструктурный анализ глинистого вещества из глинистых алевролитов и аргиллитов васюганской и наунакской свит показал, что в его составе присутствует аллотигенный каолинит низкой степени структурной упорядоченности и неупорядоченный, а также каолинит средней степени структурной упорядоченности, характерный для стадии диагенеза. Аутигенный глауконит имеет глобулярное строение, часто отмечены трещины синерезиса. Распределение глауконита в песчаниках носит очень неравномерный характер (1–3 %). Часто по глаукониту развиваются более поздние минералы: хлорит, реже пирит и кальцит. Также с этапом диагенеза связано образование железистого пластинчатого хлорита, развивающегося по биоти-

² Институт геологии нефти и газа СО РАН, Новосибирск; *BurlevaOV@uiggm.nsc.ru*

ту, глаукониту, обломкам глинистых пород. Ряд исследователей считают, что формирование хлорита по биотиту и обломкам глинистых пород продолжается и на начальной стадии катагенеза. Аутигенный анатаз встречается в виде нескольких разновидностей: 1) таблитчатые или прямоугольные кристаллы буровато-желтого цвета, 2) неправильные землистоподобные зерна, состоящие из агрегатов мельчайших, трудно различимых кристаллов. Аутигенный лейкоксен встречается в виде цемента песчаников, образуя пленки вокруг терригенных зерен и отдельные сгустки, заполняющие поры. Диагенетический кальцит отмечается в виде реликтов среди более позднего перекристаллизованного мелко-среднекристаллического агрегата в цементе алеврито-песчаных пород. В отдельных случаях в цементе зафиксировано диагенетическое органическое вещество типа битума от <1 до 3 %, образующее порово-пленочный тип цемента.

Стадия катагенеза характеризуется более широким проявлением процессов минерального новообразования, теснейшим образом связанных с явлениями растворения. Среди катагенетических аутигенных минералов отмечены кальцит, кварц, каолинит, сидерит, полевые шпаты и др. Наибольшее распространение среди катагенетических минералов в изученных алеврито-песчаных породах имеет кальцит, формирующий разнокристаллический, часто пойкилитовый цемент порово-базального типа, характерный для позднего катагенеза (градации МК₂, МК₃¹ по классификации [1]). Кристаллизация катагенетических карбонатов сопровождается интенсивной коррозией обломочного материала, уровнями она приводит к изменению состава пород (увеличивается содержание обломков кварца и уменьшается – обломков пород). Распространение пород с катагенетическим кальцитовым цементом носит закономерный характер и приурочено к кровле и подошве пластов. Аутигенный кварц образует неполные регенерационные каемки толщиной преимущественно 0,02–0,04 мм. Отмечены каемки: 1) на кварцевых зернах, образующие кристаллографические грани; 2) каемки, отделенные от основного зерна тонкими пылеватыми частичками глинистого материала, часто выполняющие поры. Другая форма аутигенного кварца проявлена в терригенно-карбонатных породах, где кремнезем выполняет трещины и замещает карбонат форменных элементов (оолитов, остатков фауны). Растворение кварца и развитие кварцевого регенерационного цемента обычно связывают со стадией среднего катагенеза (градации МК₁¹, МК₁²). В изученных песчаниках в порах наблюдаются все стадии изменения каолинита – от плохо раскристаллизованного седиментационно-диагенетического до крупночешуйчатого катагенетического. По сравнению с каолинитом “сухих” и нефтенасыщенных песчаников каолинит водонасыщенных песчаников имеет крупные размеры и наиболее морфологически развитые кристаллы, обладающие большей степенью совершенства структуры. Катагенетический каолинит образуется двумя путями: 1) за счет слюд с образованием вермикулитоподобных и веерообразных агрегатов;

2) за счет каолинизации полевых шпатов, преимущественно калиевых разновидностей. С этапом катагенеза связано образование пелитоморфного “хлопьевидного” сидерита по биотиту и сферолитовых и мелко-ромбоэдрических модификаций сидерита, а также развитие по кальциту более позднего тонкокристаллического доломита. Многие исследователи появление сферолитовых модификаций сидерита считают индикатором позднего катагенеза. В небольшом объеме, но практически повсеместно, встречаются катагенетические изменения полевых шпатов (развитие по полевым шпатам глинистых минералов, иногда альбита); гидратация, хлоритизация слюд и образование аутигенных слюд высокотемпературной модификации $2M_1$.

Данные А.Н. Фомина по отражательной способности витринита рассматриваемых отложений свидетельствуют о том, что на сводовых структурах степень катагенеза органического вещества соответствует градации MK_1^{1-2} , а на отрицательных структурах не превышает MK_2 . Проведенный стадийный анализ минеральных ассоциаций келловей-оксфордских пород, а также количественная оценка степени структурно-минералогических преобразований обломочной части песчаников по методике Дж. Тейлор – Г.Н. Перозио [2, 3] показали, что изученные породы затронуты изменениями, соответствующими стадиям среднего и началу позднего катагенеза – градациям MK_1^2 – MK_2 . В большинстве случаев результаты стадийного анализа совпадают с результатами по метаморфизму органического вещества, за исключением ряда площадей (Двуреченская, Болтная и др.). Здесь степень катагенеза по отражательной способности витринита соответствует градации MK_1^1 , а по структурно-минералогическим параметрам – градациям MK_1^2 – MK_2 , что является одним из признаков проявления наложенных постседиментационных процессов на этих площадях.

Литература

1. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 2. Западно-Сибирский бассейн. *Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. и др.* Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 201 с.
2. *Taylor J.H.* The aspect of diagenesis // *Advancement of Sci.* 1946. N 1. P. 417–436.
3. *Перозио Г.Н.* Катагенез и глубинный эпигенез в гранулярных коллекторах нефти Усть-Балыкского месторождения / Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. М.: Наука, 1967. С. 70–98.

Роль процессов окремнения в формировании каверново-трещинных коллекторов Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления (Восточная Сибирь)

Основные запасы углеводородов в Восточной Сибири приурочены к рифейским отложениям Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления, в составе которых преобладают карбонатные породы, преимущественно раннедиагенетические доломиты, представленные строматолитовыми (столбчатыми и пластовыми), зернистыми, микритовыми и микритово-зернистыми типами. В сводном разрезе выделяются несколько толщ (снизу вверх): зелендуконская, вздрэшевская, мадринская, юрубченская, долготкинская, куюмбинская, копчерская, юктенская, токурская, ирэмэкэнская.

В продуктивной толще рифея в основном развиты трещинный и каверново-трещинный типы коллекторов, особую роль в формировании которых сыграли процессы окремнения. Кремнезем в изученных отложениях распределен неравномерно и встречается, главным образом, в толщах, сложенных зернистыми и/или пластово-строматолитовыми доломитами (юрубченская, куюмбинская и юктенская). В целом диапазон окремнения колеблется от первых до нескольких десятков метров.

Окремнение проявляется в следующих формах: 1) частичное или полное замещение зерен и микровключения, не образующие обособленных тел; 2) конкреции (мощностью от миллиметров до 5–10 см); 3) пластовые линзы и прослои (мощностью от нескольких до десятков сантиметров); 4) выделения неправильной формы; 5) выполнение пор и каверн.

Окремнение первых двух форм приурочено преимущественно к зернистым доломитам. Причем окремнение зерен и отдельные микровключения в цементе отмечаются относительно редко. Чаще в этих породах встречаются кремнистые агрегаты раскристаллизованного кварца и халцедона, которые образуют округлые или более неправильные конкреционные обособления. В строматолитовых доломитах конкреции кремней, как правило, вытянуты по слоистости. Контакт конкреций с вмещающей карбонатной массой может быть четким и резким или расплывчатым с постепенными переходами.

Пластовое окремнение связано, главным образом, с пластово-строматолитовыми породами, особенно с битумсодержащими разновидностями. Кремнистые образования могут развиваться по отдельным микрослойкам строматолитов, но чаще они образуют согласные со слоистостью прерывистые линзы и прослои, в которых сохраняются текстурные особенности пород. Окраска окремненных прослоев серая, темно-серая,

³ Институт геологии нефти и газа СО РАН, Новосибирск; varaka@ngs.ru

серо-коричневая до темно-коричневой. Коричневый цвет они наследуют от битумсодержащих доломитов, при этом распределение пигментного битума становится более контрастным и текстурный рисунок пород усиливается.

Кремнистые выделения неправильной формы отмечаются, главным образом, среди пятнистых неравномерно перекристаллизованных доломитов. Кремнезем замещает более перекристаллизованные участки пород, где образует светлые пятна причудливых “узорчатых” очертаний среди микрокристаллического доломита, который часто имеет комковатое или неяснокристаллическое строение. Окремненные участки слагаются тонко- или мелкокристаллическим кварцем, размер кристаллов которого в большинстве случаев к периферии заметно уменьшается, и реже радиально-лучистыми агрегатами халцедона. Первичная структура пород в окремненных участках не сохраняется, зато часто отмечаются реликты замещаемого доломита.

Окремнение рифейских доломитов началось еще в раннем диагенезе, о чем можно судить по хорошо сохранившимся текстурам пород и огибанию кремневых конкреций слойками окружающего осадка. Вполне вероятно, что накопление кремнезема происходило еще на стадии бассейна, во всяком случае, до литификации толщи в целом. В дальнейшем произошло его многократное перераспределение и перекристаллизация. Преобладание агрегатов микро-тонкокристаллического кварца над халцедоном, вероятно, связано с катагенетическими преобразованиями кремнезема [1].

Самая поздняя генерация представлена белым халцедоном и прозрачным тонко-мелкокристаллическим кварцем, которые выполняют поры, каверны и трещины как в кремнях, так и в доломитах. Халцедон выделяется в виде агрегатов, имеющих сферолитовое строение, а кварц – в виде правильно ограненных кристаллов. Кремнезем выполняет пустоты полностью или развивается только по стенкам, не затрагивая центральных частей, которые заполняются еще более поздним крупнокристаллическим доломитом и крайне редко остаются пустыми. Поздние выделения кремнезема распространены в верхней части рифейской толщи, тяготея к границе предвендского размыва.

Вблизи зон окремнения наблюдается усиление перекристаллизации карбонатных пород, что связано с высвобождением доломита и переходом его избытка в раствор [2]. В результате перекристаллизации и окремнения первичное пустотное пространство пластово-строматолитовых и зернистых доломитов было почти полностью заполнено. На поздних этапах литогенеза в связи с активизацией тектонических движений в результате деформаций происходило растрескивание плотной и относительно хрупкой матрицы пород. В продуктивной толще наблюдается несколько систем тектонических трещин [3], которые наиболее развиты в интервалах окремнения, а также в участках интенсивной перекристаллизации доломитов. Отмечается явно выраженная связь зон повышенной трещиноватости и окремнения, что подтверждается лабораторными исследованиями на кубических образцах [4]. Последующее выщелачивание по этим трещи-

нам привело к образованию вторичных пор и каверн и способствовало формированию преимущественно каверново-трещинного типа коллектора.

Необходимо отметить, что максимальное проявление окремнения и перекристаллизации, а также трещинообразования и особенно выщелачивания наблюдается вблизи поверхности предвендского перерыва и связано с гипергенными процессами, в результате которых проходил вынос и переотложение карбонатов и кремнезема. Проблема в том, что пределах Юрубчено-Тохомской зоны на эрозионную поверхность выходят различные стратиграфические уровни рифея. Поэтому наиболее перспективны для поисков нефти и газа участки выходов тех толщ, где широко проявилось окремнение.

Литература

1. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
2. Чилингар Дж.В., Биссел Х.Дж., Вольф К.Х. Диагенез и катагенез карбонатных пород / Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 165–290.
3. Пустыльников А.М., Вотинцев А.Н., Краевский Б.Г. и др. Стратиграфия, литолого-петрофизические особенности и нефтегазоносность рифейских отложений Юрубчено-Тохомской зоны / Строение и нефтегазоносность карбонатных резервуаров Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 120–127
4. Багринцева К.И. Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа. М.: РГГУ, 1999. 285 с.

А.А. Галеев⁴, Л.В. Леонова⁵, А.А. Чурбанов⁴

Парамагнитные свойства кристаллических кальцитов из верхнепермских карбонатных пород

На территории Республики Татарстан в карбонатных отложениях стратотипического разреза верхнеказанского подъяруса встречаются различные кремнистые, карбонатные и сульфатные стратиформные образования: конкреции кремнисто-халцедон-доломитового состава, реже – шарообразные стяжения, сложенные мелкозернистым целестином. К доломитово-кремнистым конкрециям и зонам окремнения карбонатных пород приурочены жеоды с хрусталем, халцедоном и агатом, иногда осложненные кристаллами минералов другой генерации: светло-желтым кальцитом, целестином и гипсом “марьино стекло”. Известны также жеоды с кристаллическим кальцитом и целестином, встречающиеся непосредственно в доломитах и известняках. Принято считать, что последние

⁴ Казанский государственный университет, Казань; Akhmet.Galeev@ksu.ru

⁵ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург; soroka@igg.uran.ru

образовались в уже литифицированных толщах карбонатов путем выщелачивания гипса и переотложения в пустотах вторичного кальцита. Однако в процессе детального изучения жеод с кристаллическими кальцитами было установлено, что они формировались на разных стадиях литификации карбонатных толщ.

Образцы для исследований отобраны на правом берегу р. Волга в районе населенных пунктов Нижние Вязовые, Печищи, Верхний Услон, Ключищи, Матюшино, Камское Устье из карбонатных отложений верхнеказанского подъяруса. В данной работе методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР, ПС100.X) изучались жеоды из доломитов, сложенные кристаллами желтого кальцита, розоватого или прозрачного, а также кальциты бледно-желтой окраски, наросшие на шетку хрустала внутри доломитово-кремневой конкреции. Задачами исследований являлись: установление и анализ дефектов структуры карбонатов, в частности, радиационных центров; сравнение ЭПР характеристик вмещающих пород и кристаллических кальцитов из жеод с различным по окраске кальцитом.

По спектрам ЭПР в карбонатах кальция устанавливались изоморфные примеси марганца, железа, свинца, серы и фосфора. Так, парамагнитные примеси Mn и Fe, практически постоянно присутствующие в карбонатах, изоморфно замещают собственные катионы в структуре кальцита и доломита. Изоморфная примесь Fe^{3+} наблюдается в карбонатах, образовавшихся в среде с преобладающей окислительной обстановкой. Примесные и собственные анионные комплексы в структуре минералов становятся метастабильными парамагнитными радикалами AO_m^{n-} (здесь А может обозначать элементы С, S и Р, n и m – целые числа) за счет потери или захвата избыточного электронного заряда в результате радиационного воздействия в природных или лабораторных условиях. Влияние ионизирующей радиации приводит в первую очередь к образованию зарядовых дефектов на собственных анионных комплексах CO_3^{2-} структуры карбонатов. Непосредственно в процессе облучения создаются в основном электронно-дырочные центры $CO_3^{\cdot-}$, CO_3^{3-} и частично $CO_2^{\cdot-}$. Со временем избыточные заряды перераспределяются в системе примесных анионных дефектов с образованием более стабильных центров $SO_2^{\cdot-}$, $SO_3^{\cdot-}$, PO_2^{2-} (или PO_2^0) и $CO_2^{\cdot-}$, регистрируемых в мезозойских, палеозойских и протерозойских карбонатах.

Спектры ЭПР кристаллов кальцита желтого цвета, выполняющих жеоды, представлены в основном интенсивными сигналами примесных ионов Fe^{3+} и радиационных дефектов $SO_3^{\cdot-}$ в структурных позициях Са и $CO_3^{\cdot-}$ групп. Вмещающий доломит имеет более богатый спектр радиационных центров, но не содержит примесей ионов Fe^{3+} . Преобладание окисленных форм серы и железа в кристаллах кальцита, свидетельствует о существенно более окислительной обстановке при их образовании, по сравнению с доломитом вмещающей породы.

Взаимопрорастающие кристаллы розоватого и прозрачного кальцита в спектре ЭПР представлены преимущественно радиационными центрами

SO_2^- и CO_2^- , а также более слабыми сигналами SO_3^- и (PO_2) комплексов. Доломит вмещающей породы имеет аналогичный набор радиационных центров на основе собственных и примесных анионных комплексов, а также слабый сигнал примесных ионов Fe^{3+} . Сходство примесного анионного состава кальцита и доломита позволяет предположить сходство в составе минералообразующих растворов и радиационной обстановки. При этом образование кальцита происходило в более восстановительных условиях, например, в придонном слое на ранней стадии диагенеза осадка.

В бледно-желтом кальците из доломитово-кремневой конкреции, выросшем на шетку хрустала, радиационные центры отсутствуют. Кристаллы хрустала также бездефектны. Отсутствие радиационных центров в кристаллах кальцита и хрустала свидетельствует о том, что они образовались в пустотах выщелачивания уже сформированной конкреции в иной химической среде и при пониженном уровне ионизирующей радиации. Следует отметить, что минеральные агрегаты, слагающие конкрецию, содержат радиационные центры кварца (E') и доломита, при этом по набору радиационных центров доломит конкреции полностью идентичен доломиту вмещающей породы. Наличие дефектов одинаковой природы в кремнисто-доломитовой конкреции и вмещающей породе подчеркивает их близкое по времени образование.

Таким образом, сравнение парамагнитных свойств позволило нам установить относительную стадийность и детальность микрофациальной обстановки при формировании кристаллического кальцита в жеодах из верхнепермских карбонатных отложений. Дальнейшие исследования предполагается провести для жезд с целестином, кварцем и гипсом "марьино стекло".

**И.М. Горохов⁶, А.Б. Кузнецов⁶, М.М. Аракелянц⁷,
Т.Л. Турченко⁶, Н.Н. Мельников⁶, Т.С. Зайцева⁶, Э.П. Кутявин⁶**

Две разновозрастные генерации аутигенного иллита в верхнерифейских аргиллитах зильмердакской свиты (Южный Урал): Rb-Sr и K-Ar изотопное доказательство

Глинистые породы представляют собой совокупность минералов, возникших на разных стадиях литогенеза. Датирование таких минералов

⁶ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург;
gorokhov@ig1405.spb.edu

⁷ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

позволяет проследить этапы образования и преобразования вещества в осадочных бассейнах.

Тонкозернистые глинистые субфракции (СФ) с номинальными размерами частиц 1–2, 0,6–1, 0,3–0,6, 0,2–0,3, 0,1–0,2 и <0,1 мкм выделены методами центрифугирования и ультрафильтрации из образца аргиллитов зильмердакской свиты, представляющей нижнее подразделение каратавской серии – стратотипа верхнего рифея на Южном Урале. Зильмердакские отложения несогласно залегают на среднерифейских породах авзянской свиты и выше постепенно сменяются глинистыми известняками катавской свиты. Образец аргиллитов отобран из бедерышинской пачки в 0,5–1 м ниже контакта с катавскими известняками вблизи пос. Бакеево на западном склоне Башкирского мегантиклинория.

Выделенные разноразмерные СФ исследованы методами рентгеновской дифрактометрии, сканирующей электронной микроскопии и Rb-Sr и K-Ag изотопными методами. Методика Rb-Sr анализа включала выщелачивание СФ 1N раствором ацетата аммония. Рентгеновское изучение показало, что глинистые СФ практически нацело составлены иллитом, лишь в крупнозернистых СФ (1–2 и 0,6–1 мкм) наблюдаются следы смектита и кварца. Иллиту свойственны высокие значения стандартизованного индекса кристалличности (CIS), характерные для зоны диагенеза/катагенеза, при этом CIS увеличивается от 0,95° в СФ 1–2 мкм до 1,63° в СФ 0,1–0,2 и <0,1 мкм. В крупнозернистых СФ (0,6–1 и 0,3–0,6 мкм) структура иллита более совершенна (политип 1M–1M_d), чем в мелкозернистых (0,2–0,3 и 0,1–0,2 мкм), в которых иллит представлен политипом 1M_d. Самые крупнозернистые СФ (1–2 и 0,6–1 мкм) содержат следы политипа 2M₁. Отношение 5Å- и 10Å-рефлексов (I₀₀₂/I₀₀₁) растет с уменьшением размера частиц от 0,25 в СФ 1–2 мкм до 0,46 в СФ 0,1–0,2 мкм и вновь падает до 0,32 в СФ <0,1 мкм. Величина этого отношения многими исследователями рассматривается как показатель содержания в октаэдрическом слое иллита Al, с одной стороны, и Fe+Mg, с другой. Полученные данные могут свидетельствовать, таким образом, о заметном повышении содержания Al в мелкозернистых СФ по сравнению с крупнозернистыми.

Во всех изученных СФ Rb-Sr и K-Ag параметры связаны с размером частиц. По мере его уменьшения от 1–2 до 0,1–0,2 мкм доля выщелоченного Sr постепенно растет от 11 до 59 %, а отношение ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr в остатках от выщелачивания увеличивается от 8,9 до 62,3. Концентрация K в СФ повышается в том же направлении от 5,2 до 6,1–6,2 %, отношение K/Rb плавно изменяется от 228 до 254, а содержание ⁴⁰Ag падает от 329 до 262 нг/г. Таким образом, между содержаниями K и ⁴⁰Ag в СФ наблюдается отрицательная корреляция. В координатах ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и 1/Sr – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr точки остатков от выщелачивания разноразмерных СФ располагаются на прямых линиях. Все эти зависимости вместе с рентгеновскими данными означают, что силикатная составляющая размерных субфракций образована смесью двух аутигенных генераций иллита с различающимися отношениями K/Rb и ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr.

Модельный Rb-Sr возраст первой генерации этого минерала, представленной политипом 1M–1M_d и преобладающей в крупнозернистых СФ, составляет 900–960 млн лет, а возраст второй генерации (политип 1M_d), обогащенной в мелкозернистых СФ, – 550–560 млн лет. Кажущиеся Rb-Sr и K-Ar возрасты СФ плавно уменьшаются с уменьшением размера глинистых частиц, подчеркивая смешанный характер глинистого материала, однако K-Ar значения всегда меньше соответствующих величин Rb-Sr возраста. Подобное соотношение неоднократно наблюдалось в практике геохронологических исследований, но причины его недостаточно ясны.

Rb-Sr возраст первой генерации иллита (900–960 млн лет) хорошо согласуется со стратиграфическим положением зильмердакской свиты и палеонтологическими данными. Появляющиеся в бедерышинской пачке акантоморфные акритархи рода *Trachyhystrichosphaera* типичны для верхнего рифея, и в сибирских разрезах они присутствуют в отложениях моложе 1030 млн лет. Таким образом, геологической причиной, вызвавшей формирование первой генерации иллита, могло быть простое литостатическое погружение. В этом случае отложение пород свиты должно было происходить несколько ранее, чем 900–960 млн лет назад, а максимальный возрастной предел для этого процесса устанавливается границей среднего и верхнего рифея, т. е. значением 1030 млн лет.

Среди возможных причин образования второй генерации иллита 550–560 млн лет назад следует упомянуть позднепротерозойское (кадомское) орогеническое и метаморфическое событие на востоке Башкирского мегантиклинория. Это событие, связанное с эволюцией Белорецкого метаморфического комплекса, несмотря на географическую удаленность мест его проявления, могло влиять на гидрологический и температурный режим рифейских отложений и вызывать широкомасштабные катагенетические изменения слоистых силикатов. Средой формирования иллита второй генерации в этом случае были бы инфильтрационные воды, проникавшие в породы зильмердакской свиты по ослабленным зонам в ходе тектонических подвижек.

Другой причиной возникновения второй генерации иллита могло быть поднятие и регрессивный катагенез пород зильмердакской свиты в посташинское – предордовикское время, когда в осадконакоплении на территории Башкирского мегантиклинория существовал значительный перерыв. Вертикальные движения, связанные с тектонической инверсией, влияют на температуру и состав поровых флюидов и способствуют трансформации и новообразованию глинистых минералов. На поздних стадиях восходящих движений иллит может возникать в результате подпитывания порового пространства метеорными водами. В любом случае очевидно, что образование иллита второй генерации в зильмердакских аргиллитах было обусловлено значительным изменением гидрологического режима.

Работа выполнена в рамках фундаментальных исследований ОНЗ РАН по программе № 6 “Изотопная геология: геохронология и источники вещества” при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-64298).

Н.В. Еремеев⁸

Постседиментационные преобразования отложений неокома Западной Сибири и формирование коллекторов

Породы неокома Западной Сибири прошли все стадии литогенеза – от начального катагенеза до метагенеза – начального метаморфизма. Катагенетические преобразования, вызванные литостатическим давлением, являются фоновыми. Установлено, что характер и интенсивность их определяется фациальной природой отложений, в составе неокома преобладают комплексы дельты, подчиненную роль играют отложения баров, кос, склонов поднятий.

Высокая степень катагенетических преобразований пород неокома привела к низким фильтрационно-емкостным свойствам первичных коллекторов севера Западной Сибири (V и VI классы, по А.А. Ханину). Этому способствует широкое развитие конформно-регенерационных и инкорпорационных структур, кварц-полевошпатовый поровый цемент и высокая степень кристалличности структур иллита, хлорита и каолинита.

Промышленное значение для неокома севера Западной Сибири имеют трещинно-поровые коллекторы IV класса, сформировавшиеся в песчано-алевритовых отложениях периферических частей дельты – граувакковых аркозах и собственно аркозах горизонтальнослоистых, тонкоплитчатых, с обилием послонных скоплений иллита и гумусовой органики (2–3 %). Формирование коллекторов происходило за счет общей литостатической нагрузки в сочетании с деятельностью иллизионных растворов, формировавшихся в результате преобразования иллита (триоктаэдрического биотита) и смектита, за счет чего происходило высвобождение водных растворов с температурой до 120 °С, которые обогащались продуктами разложения гумусовой органики, в том числе и углекислотой, увеличивалось содержание гидрокарбонат-иона, кристаллизовался кальцит, замещавший первичные минеральные компоненты. Происходило последующее растворение кальцита и образование полых трещин и микротрещин вертикального и субвертикального направления

⁸ Лаборатория физики пласта ООО “Научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий – ВНИИГАЗ”, Московская область, Ленинский район, пос. Развилка; *N_Eremeev@nv.vniigaz.gazprom.ru*

и микропор. Так, на глубинах 2500–2800 м значение пористости доходит до 30 %, и там присутствуют высокоемкие коллекторы.

Вторично-поровые коллекторы встречаются эпизодически, вблизи зон разломов, метагенетические образования, проявляющиеся в появлении наложенных на конформно-регенерационные структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза и структур дифференциального скольжения. В этих зонах особенно увеличивается трещинообразование. Эти преобразования являются наложенными на позднекатагенетические структуры и показателями динамического и термического воздействия. Создавался аномально высокий тепловой фон, разогретые флюиды циркулировали по зонам трещиноватости, определяли концентрированный тип минерализации, при этом формировались избирательно линзы кальцита, каолинита. В дальнейшем линзы и межзерновые контакты выщелачивались, возникали межпоровые каналы и формировались локальные вторично-поровые коллекторы.

П.В. Зарицкий⁹

Эволюция диагенетического минералогического и конкрециеобразования в мегаформации карбона Донецкого бассейна

Для решения ряда научных и прикладных вопросов угольной геологии и литологии и, особенно, для суждения о формационном значении карбонатных конкреционных комплексов необходимо было при изучении аутигенных минеральных образований выйти за пределы угленосной части нижнего, среднего и нижней свиты верхнего карбона бассейна. Учитывая установленную нами тесную парагенетическую связь и зависимость химико-минерального состава конкреций от фациальных условий накопления вмещающих их пород, мощная толща каменноугольных угленосных отложений бассейна, сменяющаяся постепенно отложениями безугольными и красноцветной толщей нижней перми, является благоприятным и уникальным объектом для такого изучения [3].

Многолетними исследованиями было показано, что наряду со снижением интенсивности диагенетического минералообразования и конкрециеобразования по мере перехода от среднего к верхнему карбону (коэффициент конкрециенности для C_2 – 1,52 %, для C_3^1 , C_3^2 , C_3^3 – соответственно: 1,09; 0,60; 0,45 %) изменяется и средний состав карбонатных конкреционных комплексов, уменьшается роль преобладающего в

⁹ Харьковский национальный университет им. В.Н. Каразина, Украина;
vkatrich@univer.kharkov.ua

среднем карбоне и даже в нижних двух свитах (C_3^1 и C_3^2) верхнего $FeCO_3$ в сложении конкреций и соответственно возрастает роль $CaCO_3$. Темп изменения состава конкреций особенно усиливается при переходе к венчающей разрез карбона араукаритовой свите (C_3^3), характеризующейся специфическим (известковым) конкреционным комплексом в терригенных породах и значительным развитием кремневых конкреций в известняках [1, 2].

Изменение состава конкреционных комплексов в нормальном разрезе карбона обусловлено интегральным действием как изменяющихся во времени фациально-геотектонических условий осадконакопления, так и прогрессирующей аридизацией климата. Причем, к концу каменноугольного периода значение второго фактора становится определяющим.

Состав конкреционных комплексов не остается постоянным и на площади развития каменноугольных отложений, так же, как и интенсивность конкрециеобразования в различных районах Большого Донбасса (открытый Донбасс и северо-восточное его продолжение): неуклонно возрастает развитие известковых и анкерито-кальцитовых конкреций и соответственно сокращается – конкреций смешаннокарбонатных (Fe, Mg, Ca) и существенно Fe -карбонатных. Все это согласуется с изменением литолого-фациального характера отложений в северо-восточном направлении, откуда трансгрессировало море, уменьшением угленосности, возрастанием количества и мощности известняков, т. е. увеличением роли собственно морских фаций.

Благодаря установленной нами количественной корреляции между угленосностью и конкрециеносностью, угленосная формация нижнего (свита C_1^3), среднего и верхнего (свита C_3^1) карбона представляет собой как бы гигантскую асимметричную линзу, перекрываемую сверху и переходящую в северо-восточном направлении в отложения с низкой угленосностью и соответственно низкой конкрециеносностью. Кстати, и кремнистые конкреции в известняках также развиты именно в отложениях, подстилающих угленосную толщу (известняковая толща свиты C_1^1) и перекрывающих ее (известняковые горизонты верхнего карбона), а также в некоторых известняковых горизонтах среднего карбона, но в пределах северо-восточной части бассейна, т. е. приурочены в основном к неугленосной "оболочке" мегаформации карбона. Таким образом, "изолинии" сходных по составу конкреционных комплексов не считаются со стратиграфическими границами, а носят концентрический характер по отношению к "ядру" – угленосной формации.

Вместе с тем, подугленосная формация не может отождествляться с надугленосной, характеризующейся своеобразным неповторимым конкреционным комплексом. В этой асимметрии находит отражение направленная (с элементами периодичности различных порядков) эволюция диагенетического минералообразования в течение всего каменноугольного периода. Нельзя не видеть также существенного различия в изменении химико-минерального состава диагенетических образований

в нормальном разрезе и на площади развития карбона, что связано с преобладающим влиянием в том и другом случаях разных ведущих факторов: в первом случае – это ландшафтно-климатические условия, а во втором – фациально-геотектонические.

Повышенное содержание диагенетических карбонатов в угленосных толщах (а это многомиллиардные запасы конкреционных сидеритовых руд в бассейнах Аппалачей, Великобритании, Германии, Кузбассе и др.) и в известной мере в сероцветных безугольных отложениях (в виде конкреций и в цементе пород) заставляет внести соответствующие коррективы в представления о количестве карбонатов (по крайней мере, на минеральном уровне) в осадочной оболочке земной коры – стратисфере, основанные только на учете седиментационных карбонатных пород.

Литература

1. *Зарицкий П.В.* Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. Харьков: Изд-во Харьк. ун-та. Ч. 1, 1970, 223 с. Ч. 2, 1971, 176 с.
2. *Зарицкий П.В.* Конкреции и значение их изучения при решении вопросов угольной геологии и литологии. Харьков: Высшая школа, Изд-во при Харьк. ун-те, 1985. 176 с.
3. *Зарицкий П.В.* Конкреционный анализ и его роль при решении некоторых теоретических и практических вопросов литологии и геологии / Постседиментационное минералообразование в осадочных формациях. Сб. науч. тр. Тюмень, 1985. С. 3–15.

А.В. Ивановская¹⁰

Постседиментационные преобразования кварцевых комплексов позднего докембрия Сибирской платформы

Кварцевые комплексы представляют собой закономерное и естественно сочетание (парагенез) пород и минералов, образовавшихся в близких геотектонических, климатических и геохимических условиях среды выветривания и осадконакопления в позднем докембрии на протяжении почти 1 млрд лет, с которыми связаны такие полезные ископаемые на Сибирской платформе как нефть и газ [1]. Они имеют четко выраженный облик, это литологические (породно-слоевые) ассоциации, определяющиеся составом, характером соотношения и распределения минералов в пределах комплексов. По количественному участию пород, образующих ряды литологических ассоциаций, различаются два типа

¹⁰ Всероссийский нефтяной геологоразведочный институт, Санкт-Петербург;
ins@vniigri.spb.su

сообществ: монотипный (содержание кварца составляет 90 %) и политипный или переходный с содержанием кварца 50–90 %. Политипными являются олигомиктовые кварцевые, состоящие из трех групп: 1) собственно олигомиктовые или олигомиктово-кварцевые, аркозово-кварцевые, граувакково-кварцевые.

Анализ вторичных изменений терригенных пород кварцевых комплексов осуществлялся на типизированных разрезах по следующим признакам: 1) тектоническая позиция в период осадконакопления, 2) состав пород, 3) особенность обстановок седиментации (фации).

Кварцевые комплексы занимают определенное место в латеральных рьядах от области размыва (выветрелой суши) – к открытому морю, накапливаясь в аллювиально-делювиальных и прибрежно-морских фациях, обогащаясь за счет перемыва и переотложения осадков, выклиниваясь или замещаясь глинистыми и (или) карбонатными отложениями. Обычно толщи этого состава слагают нижние части циклично построенных трансгрессивных серий рифея и венда. Было установлено, что кварцевые комплексы появляются в разрезах рифея не менее чем на пяти стратиграфических уровнях в рифее и до трех уровней в отложениях венда Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА).

Метод определения вторичных преобразований включает в себя стадийный анализ, основанный А.В. Копелиовичем, А.Г. Коссовской, В.Д. Шутовым, И.М. Симановичем и др. Для выделения стадий литогенеза использовался системный подход, включающий соотношение зон минеральных и структурно-текстурных преобразований, шкалу типоморфных особенностей глинистых минералов. В красноцветных отложениях оценка вторичных изменений пород проводилась по шкале, построенной на основе определения фазового анализа рентгеноаморфных оксидов железа (ЯМР). Градации литогенеза соответствуют шкале изменений ОВ, предложенной Н.Б. Вассоевичем, С.Г. Неручевым и др.

Отложения кварцевых комплексов рифея изменены от стадии глубинного эпигенеза (катагенеза) – метagenеза, венда – до стадии глубинного эпигенеза (катагенеза).

На ранней стадии диагенеза на этапе рассеянного минералообразования в песчаниках кварцевых комплексов рифея распространены минералы оксидов и гидроксидов железа в красноцветах и глауконит в сероцветах. На поздней стадии диагенеза формируются конкреции (фосфатноглинистые, сидеритовые, пиритные и др.).

Характерными структурами стадий глубинного эпигенеза (катагенеза) являются регенерация полевых шпатов и кварца вплоть до восстановления первичных кристаллографических очертаний. Характерными текстурами являются конформные, инкорпорационные. Среди глинистых минералов распространены гидрослюда политипа 1M и 2M₁, сохраняется гидрослюда обломочного происхождения 1Md. В доманикоидных и субдоманикоидных нефтепроизводящих толщах рифея диапазон катагенеза ОВ соответствует градации МК₁–АК₃.

В наибольшей степени преобразованными процессами метагенеза оказались псаммитовые породы, в которых наблюдаются структуры рекристаллизационного и рекристаллизационно-грануляционного собирательного бластеза. В сланцах гидрослюда перекристаллизовывается в слюдястый минерал со структурой $2M_1$.

Особое значение вторичные изменения приобретают в кварцевых комплексах нефтегазоносных отложений венда НБА, т.к. они формируют поровое пространство и определяют коллекторские свойства пород. Распределение минералогических ассоциаций обусловлено составом пород кристаллического фундамента. Основные породы фундамента распространены на северо-востоке антеклизы, а более щелочные – на юго-западе, что обусловило разную схему выветривания и приуроченность олигомиктовых кварцевых пород на юго-западе и кварцевых на северо-востоке.

Показателен состав песчаников нефтегазоносных горизонтов: для нижнего горизонта В-14 характерен граувакково-кварцевый и олигомиктово-кварцевый состав, в горизонте В-13 преобладают олигомиктовые кварцевые и аркозово-кварцевые песчаники, горизонт В-10 сложен кварцевыми песчаниками, которых в два раза больше, чем олигомиктовых кварцевых разновидностей, горизонт В-5 характеризуется максимальным распространением кварцевых пород.

Разрез венда носит трансгрессивный характер, что отражается на granulometрии пород. В отложениях, залегающих на породах фундамента, нередко встречаются грубообломочные разности – конгломераты, гравелиты. При этом за счет перемыва и переотложения вышележащие горизонты отличаются от нижележащих постепенной сменой размеров зерен в сторону их уменьшения и увеличения количества доли кварцевых песчаников.

Диagenез вендских отложений проявлялся в рассеянных, чечевичных зернах и микроконкрециях сидерита, пирита, в оолитах доломитизированных известняков.

Отложения венда НБА преобразованы до стадии глубинного-эпигенеза (катагенеза), который выражается в минеральных и структурно-текстурных парагенезах. В песчаниках широко развиты регенерация и инкорпорация зерен кварца с образованием конформных и сливных структур. Характерна коррозия зерен кварца, крустификация битумом и гидрослюдисто-хлоритовым цементом. Наблюдается регенерация микроклина альбитом, в зернах микроклина нередко открытые поры, часть из которых замещены ангидритом или битумом. Поровое пространство часто выполнено ангидритом (10–15 %) и доломитом (30–35 %), которые замещают и корродируют обломочные зерна. В отложениях венда в нижних горизонтах распространены алюминиевая неупорядоченная гидрослюда $1Md$ и алюмо-железистая гидрослюда политипа $2M_1$, в верхних горизонтах – политип $2M_1 = Md+1M$. Катагенетические превращения OB и глинистых минералов совпадают и соответствуют подэтапам MK_1 – MK_2 раннего катагенеза.

Влияние тектоники на литогенез исследовались на Пеледуйском вы-
ступе, где наиболее древние и наиболее измененные горизонты (тала-
канский В-14) занимают сегодня более высокое гипсометрическое по-
ложение, чем наиболее молодые отложения (ботуобинский горизонт В-5).
Процессы максимального погружения на большие глубины – около
4000 м (в раннем девоне) – способствовали развитию процессов глубин-
ного эпигенеза (катагенеза). Инверсия отложений сопровождалась рег-
рессивным эпигенезом и широким развитием процессов привноса – вы-
носа вещества с образованием открытых пор и рыхлых прослоев среди
цементированных разностей, образованием трещин, избыточной доло-
митизацией и сульфатизацией, оказывающими большое влияние на
формирование коллекторов нефтегазоносных горизонтов.

Литература

1. Белонин М.Д., Новиков Ю.Н. Месторождения гиганты: закономерности рас-
пределения и возможности прогнозирования // Геология и геофизика. 2001. № 11–
12. С. 1739–1751.

Н.В. Клавдиева¹¹

Стадиальные преобразования нижнеюрских отложений среднего течения р. Белая (Северный Кавказ)

Район исследований находится на западной окраине Центрального Кавказа, в южной части Лабино-Малкинской зоны, включая северную окраину Пшекиш-Тырныузской зоны. На герцинском складчатом фундаменте залегают в разной степени дислоцированные мезозойские (триас – средняя юра) отложения субплатформенного типа. В северной части зоны (к северу от пос. Каменноостского) они перекрыты моноклиально залегающими келловейско-палеогеновыми отложениями платформенного типа (Северо-Кавказская моноклираль). Лабино-Малкинская зона в альпийский этап развития являлась южной краевой частью Скифской эпигерцинской платформы и лишь на орогенной стадии, в неогене была вовлечена в воздымание мегантиклинория Большого Кавказа.

Стратиграфическое расчленение толщ низов юры сталкивается с большими трудностями (редкость находок ископаемых, сильная нарушенность разрывами, плохая обнаженность), и для одного и того же района разные исследователи дают различные варианты возраста в ин-

¹¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва; atb5783@oues.ru

тервале от синемюра до тоара, и даже до аалена – нижнего байоса. Разнятся и варианты геологической структуры, показываемой на геологических картах.

Нижнюю юру слагают глины, песчаники, алевролиты, глинисто-алевроито-криноидные хлидолиты, базальные конгломераты (2000–2500 м). Верхняя юра прилегающих территорий сложена известняками, мергелями, глинами, песчаниками (500–800 м), нижний мел – песчаниками, алевролитами, глинами (200–300 м).

Нижнеюрские толщи смяты в пологие складки (углы падения на крыльях 10–30°) и нарушены многочисленными разрывами, вероятно, в большинстве крутыми сбросами и взбросами, часто с заметной сдвиговой компонентой.

Рентгендифрактометрическим методом определен состав пяти образцов глинистых пород из нижней части нижнеюрского разреза. Съемка на рентгеновском дифрактометре ДРОН-2 и количественный анализ диффрактограмм проведены В.Л. Косоруковым (кафедра литологии и морской геологии Геологического факультета МГУ). Анализ полуколичественный: съемка без эталона, расчет содержаний глинистых минералов методом уравнивающих коэффициентов, по площади пиков, сумма глинистых минералов принимается за 100 %.

Породы, описывавшиеся ранее как аргиллиты [2, 3, 1 и др.], оказались глинами, которые довольно быстро размокают в воде. В составе глин (рис. 1) основными минералами являются диоктаэдрическая гидрослюда сильно гидратированная, т. е. дефицит ионов K^+ составляет 10–15 % (37–52 %), хлорит железистый термостойкий (20–29 %) и каолинит (15–23 %). В количестве 6–11 % присутствует смешанослойный слюда-смектит, в основном неупорядоченный, с соотношением пакетов слюда:смектит 30:70 и 60:40. В двух образцах обнаружен смектит (1 и 5 %).

Состав глин указывает на то, что породы претерпели преобразования до конца стадии раннего катагенеза (по О.В. Япаскурту [4, с. 81], эта фаза может выделяться в отдельную стадию – среднего катагенеза). Почти весь смектит в составе глин преобразован в смешанослойный, гидрослюду и хлорит.

Изучение шлифов песчаников из той же толщи пород подтвердило это предположение. Состав песчаников – субграувакковый, реже граувакковый (по классификации Г.Ф. Крашенинникова). Во всех шлифах наблюдается умеренная механоконформность. Полевые шпаты частично подвергнуты серицитизации и каолинитизации. Биотит частично трансформирован в гидробиотит и хлорит с выделением комочков железистого вещества черного цвета. Часто отмечается регенерация кварцевых зерен. Это явление обычно характерно для стадии позднего катагенеза [4], однако в изученных породах она не сопровождается признаками растворения под давлением. Для регенерации необходимы два условия: наличие “зародышей” (кварцевых зерен) и перенасыщенность кремнеземом поровых растворов. Если оба эти условия обеспечиваются до наступления

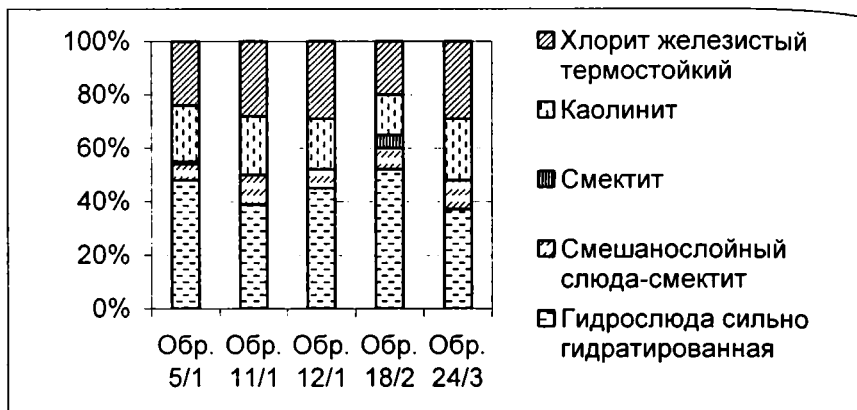


Рис. 1. Состав глин

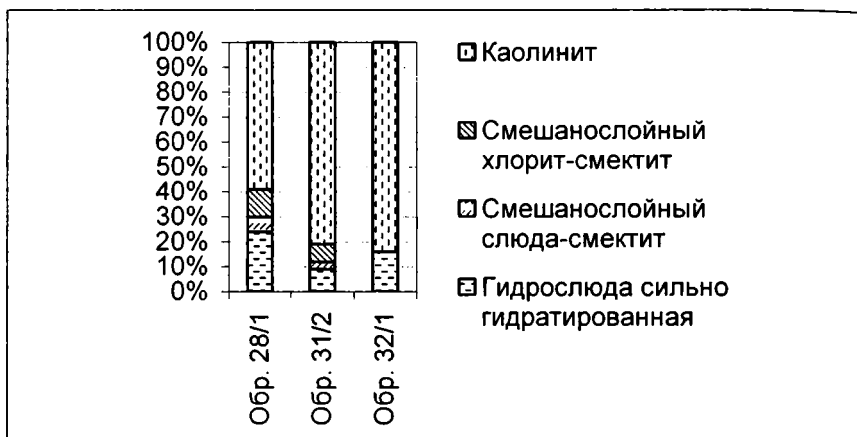


Рис. 2. Состав глинистого материала песчаников

позднего катагенеза, то регенерация кварца ему предшествует. В данном случае из глин, в которых происходила трансформация смектита в гидрослюда и хлорит с выделением кремнезема, в песчаные пласты отжималась вода, насыщенная кремнекислотой.

Из трех образцов песчаников был проанализирован состав глинистого материала цемента – тем же способом, что и глины (рис. 2). Преобладающим глинистым минералом здесь оказался каолинит (59–84 %). Второй по количеству компонент – гидрослюда сильно гидратированная (9–24 %). Обнаружены также смешанослойные хлорит-сметит (неупорядоченный, с соотношением пакетов хлорит : смектит 80:20) в количестве

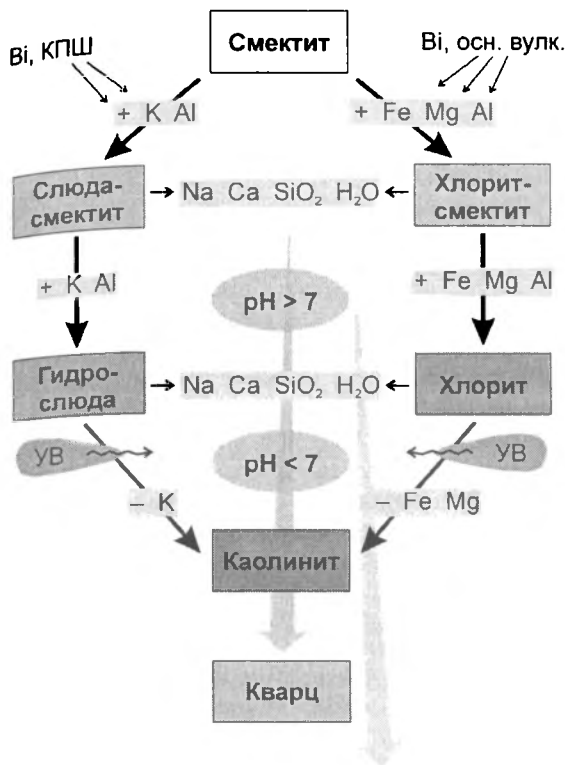


Рис. 3. Схема минеральных преобразований изученных песчано-глинистых отложений

Bi – биотит, КПШ – калиевые полевые шпаты, осн. вулк. – основные вулканиды, УВ – углеводороды

7–11 % и слюда-смектит (неупорядоченный, с соотношением пакетов слюда : смектит 70:30) – 3–6 %.

Изучение шлифов показало, что цемент песчаников полистадийный. Наиболее ранний цемент – как правило, пленочный железисто-глинистый или железистый, цемент второй генерации – поровый глинистый смешанослойно-гидро-слюдистый, а третью генерацию составляют каолинитовый (поровый) и кремневый (поровый и регенерационный) цементы, которые формировались почти одновременно.

Анализ мезозойского разреза и истории геологического развития изучаемого района и прилегающих территорий [2, 3, 1 и др.] приводит к выводу, что изученные породы были погружены на максимальную глубину – около 2,5–3 км – к концу раннего мела. Эти глубины примерно соответствуют главной зоне нефтеобразования. В глинах и песчаниках обнаружены многочисленные остатки рассеянного органического вещества. Вероятно, нефтяные углеводороды эмигрировали из глин в песчаники вместе с водой, интенсивно выделявшейся при трансформациях глинистых минералов. В песчаниках, в кислой среде, при этом образовывались кварц и каолинит (рис. 3). Сейчас в шлифах песчаников и глин

можно наблюдать лишь небольшие сгустки органического вещества, местами, однако, довольно многочисленные. Содержание $C_{орг}$ в глинах незначительно – около 1 %, но, по оценке Ю.О. Гаврилова, первоначально в осадках было не менее 6–8 % $C_{орг}$ (см. тезисы Ю.О. Гаврилова в настоящем сборнике).

В изученных шлифах песчаников в небольшом количестве отмечаются проявления грануляции, единичные случаи рекристаллизационного бластеза кварца и инкорпорации гидрослюдистых чешуек цемента в кварцевые зерна. Эти явления обычно свойственны породам в конце катагенеза или начале метагенеза. Однако они могут возникать при локальных наложенных литогенетических преобразованиях катакластического типа – в зонах динамического влияния крупных разломов [4]. В изученных породах вышеуказанные явления сопровождаются сильной трещиноватостью крупных изометричных зерен калиевого полевого шпата по спайности и обнаруживаются в образцах, отобранных в разломных зонах.

Литература

1. Грановский А.Г., Рышков М.М., Пушкарский Е.М. Геодинамические аспекты формирования ранне-среднеюрских отложений Северо-Западного Кавказа // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2001. № 2. С. 71–74.

2. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1963. 357 с.

3. Щиров В.Т. Введение в учебную практику по геокартированию. Методическое пособие. Ростов-на-Дону: РГУ, 1995. 48 с.

4. Япаскurt О.В. Стадиальный анализ литогенеза. Учеб. пособие. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 143 с.

Н.С. Клещенок¹², Г.А. Мизенс¹³

Некоторые особенности катагенеза средне-верхнепалеозойских осадочных и вулканогенно-осадочных образований Южного Урала

Проявления процессов катагенеза осадочных образований более или менее хорошо изучены на примерах относительно зрелых пород. Прежде всего, это работы таких исследователей как Н.М. Страхов, Н.В. Логвиненко, А.Г. Коссовская, А.В. Копелиович, И.М. Симанович, О.В. Япаскurt, В.И. Копорулин, В.Н. Холодов и др., посвященные литогенезу

¹² Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

¹³ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург; mizens@igg.uran.ru

палеозойских и мезозойских отложений Русской платформы, Центральной и Восточной Сибири, а также зарубежных геологов Д. Кумбса, Э. Делеса, В. Энгельгардта, Р. Хая, Б. Велде, А. Иижима и др. Упомянутые толщи послужили основой для разработки представлений о стадиях и фациях литогенеза. Но характер постседиментационных преобразований зависит от многих факторов, в том числе и от состава исходных отложений, количества и типа органического вещества, особенностей тектоники, состава поровых вод и т. д.

Рассматриваемые в данной статье породы представлены незрелыми (преимущественно петрогенными) граувакками различного состава, но формировавшимися в глубоководных морских обстановках. Именно такие породы наименее изучены в отношении вторичных преобразований.

Верхний палеозой ($C_2 - P_1$) Предуралья прогиба. Это преимущественно полевошпатовые и кварц-полевошпатовые граувакки с участием обломков разнообразных осадочных и вулканогенных пород. Спецификой этих пород является широкое распространение мозаичного кальцитового цемента двух или трех генераций, порового и базального, как правило, сильно корродирующего обломочные зерна. Лишь в редких случаях, когда этого цемента почти нет, наблюдаются конформные контакты обломочных зерен. Наличие раскристаллизованного кальцитового цемента, очевидно, препятствовало формированию силикатных аутигенных минералов, среди которых более или менее распространены только хлориты, серицит, кварц. В составе глинистых минералов основными являются диоктаэдрические гидрослюды, в подчиненном количестве – железистый хлорит и монтмориллонит. В ассоциации с карбонатными зернами и кальцитовым цементом нередко кристаллизуется анальцит.

Девонские отложения восточного склона Южного Урала (Магнитогорская мегазона) имеют несколько другие характеристики. В их составе обломки вулканогенных пород (в том числе минералы) резко преобладают, а корродирующий кальцитовый цемент развит незначительно. Но в то же время характерна плохая сортировка, присутствие большого количества алевроит-глинистого матрикса, который также часто препятствует соприкосновению обломочных зерен. Тем не менее, конформные, реже инкорпорационные структуры развиты в большей степени, чем в верхнепалеозойских породах. Глинистые минералы во всех случаях представлены хлоритами, в меньшей степени гидрослюдой $2M_1$, но нередко еще присутствует монтмориллонит. Эти данные свидетельствуют о стадии глубокого катагенеза.

В целом на территории Магнитогорской мегазоны распространены два типа песчаников. 1. Верхнедевонские кварц-полевошпатовые, реже полевошпат-кварцевые граувакки, сложенные обломками различных вулканитов (50–75%), осадочных и метаморфических пород, серпентинитов. 2. Полевошпатовые и кварц-полевошпатовые вулканомиктовые граувакки и тефроиды, распространенные в интервале от нижнего до

верхнего девона и содержащие обломки вулканических пород (преимущественно основных и средних) в количестве 90–100 %.

Характерно, что ассоциация вторичных минералов на всех уровнях относительно мощного (4–5 км) комплекса вулканомиктовых песчаников (второй тип) в целом сохраняется. Ведущими минералами при этом являются прениты (несколько разновидностей), пумпеллит, минералы группы эпидота (эпидот и клиноцоизит) и кварц. Новообразования альбита развиты относительно слабо, вероятно, поэтому всю толщу следует квалифицировать как пренит-пумпеллитовую фацию катагенеза, несмотря на значительную, местами, кристаллизацию эпидотов.

В песчаниках первого типа (западно-зилаирский комплекс), хотя они охватывают тот же возрастной диапазон, что и верхняя толща вулканомиктовых пород (восточно-зилаирская), вторичные изменения несколько другие и, внешне, более слабые. Пренит здесь развит эпизодически, почти нет пумпеллита, значительно реже встречаются минералы группы эпидота. Преобладают хлориты, минералы кремнезема. По аналогии с классической схемой фаций катагенеза, разработанной по материалам Приверхоянского прогиба и др., здесь следовало бы ожидать ломонтитовую фацию, тем более, что содержание плагиоклазов и обломков вулканических пород существенное. Однако цеолиты в составе упомянутых песчаников не встречаются.

Тем не менее, ломонтит на уровне рассматриваемых отложений все же был обнаружен, но только в специфических условиях – в составе известняковых песчаников (калькаренитов), содержащих некоторое количество зерен силикатного состава (кварца, плагиоклазов, вулканических пород). Причем породы с этим цеолитом присутствуют среди верхнедевонских комплексов того и другого типа, несмотря на несколько различный характер вторичных изменений в ассоциирующих с калькаренитами граувакках.

Можно предположить, что в данном случае щелочная среда, необходимая для кристаллизации ломонтита создавалась только вблизи обломков известняков. Так же как и на западном склоне Урала – кристаллизация анальцима, который тоже встречается там, где много карбонатного материала (цемента и/или аллотигенных зерен). За пределами пластов калькаренитов среда, по-видимому, уже была более кислой, что свидетельствует об определяющей роли поровых растворов, а не подземных вод в целом.

Эти данные существенно отличают южноуральские палеозойские отложения от описанных ранее проявлений ломонтита в других регионах – в Западном Верхоянье (А.Г. Коссовская, О.В. Япаскурт и др.), в Печорском, Иркутском, Ленском угольных бассейнах, на Камчатке (В.И. Копорулин и др.).

О природе вторичных доломитов в кровельной части доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты и их нефтегазоносности

В Западной Сибири большинство выявленных скоплений углеводородов (УВ) в доюрских отложениях приурочено к карбонатным породам. Эти образования характеризуются большой растворимостью и значительной предрасположенностью к метасоматическим преобразованиям под действием растворов различной природы.

Хотя происхождение вторичных доломитов в результате метасоматоза известняков является давно установленным фактом, время протекания этого процесса зачастую бывает сложно определить. Такие породы возникают либо в результате замещения известкового осадка, либо уже сформировавшейся породы. Кроме того, для образования вторичных доломитов необходимо поступление подвижного магния из внешних источников. Однако, что является поставщиком Mg^{2+} и какова природа флюидов, производящих замещение кальцитовых (арагонитовых) толщ, остается и по сей день до конца не понятным и представляет одну из острых проблем теории доломитообразования.

Во многом дискусионны эти вопросы и для Западно-Сибирской плиты. Причем противоречивость толкования природы вторичных доломитов достигает наибольшей остроты при рассмотрении резервуаров нефтегазоносных горизонтов зоны контакта (НГГЗК) складчатого фундамента и осадочного чехла. Продуктивные горизонты таких приконтактных зон условно индексируются буквой М (Абросимова и др., 1999). Многие из выявленных месторождений приурочены к Нюрольской впадине, где главные скопления УВ локализованы в палеозойских рифогенных отложениях.

В пределах Нюрольской впадины, которая находится в непосредственной близости с восточным бортом Уренгойско-Колтогорского погребенного континентального палеорифта, происхождение метасоматических доломитов залежей М разными геологами трактуется неодинаково: либо за счет инфильтрации осолоненных вод микролагуна, либо за счет гидротермальной переработки.

Неоднозначность суждений о природе вторичных доломитов в кровельной части доюрского комплекса и базальных горизонтах платформенного чехла объясняется значительной преобразованностью продуктивных отложений, связанной с длительной геологической историей их формирования и огромным влиянием погребенного палеорифта Западной Сибири на многие процессы, происходившие как в фундаменте, так

¹⁴ Саратовский государственный университет, Саратов; korob@info.sgu.ru

и в чехле, но особенно в зонах их контакта, где активно циркулировали растворы различной природы. Последнее обстоятельство почему-то игнорируется геологами. Вместе с тем, существенные аномалии теплового поля в ископаемых континентальных рифтах, обусловленные локальными неоднородностями земной коры и гидротермальными процессами в зонах разломов, могут сохраняться до 100 млн лет (Рамберг, Морган, 1984). Вышеупомянутые гидротермальные процессы порождают флюидодинамические системы осадочных бассейнов, в которых рассеянное органическое вещество преобразуется в УВ и приобретает способность мигрировать из нефтематеринских пород. Поэтому рассмотрение доломитообразования в рифогенных комплексах фундамента необходимо вести с учетом последовательности развития палеорифта Западно-Сибирской плиты (Коробов, Коробова, 2004). В связи с этим мы выделяем доплитный период, когда проявилась раннемезозойская тектономагматическая активизация и шло формирование собственно континентальных рифтов и изолированных грабенов, выполненных вулканогенным и осадочно-вулканогенным материалом. В толще изверженных пород наложенных впадин господствовали низко-среднетемпературные гидротермальные процессы и возникла метасоматическая зональность. Следующая стадия в жизни региона связана с рождением рифтогенных осадочных бассейнов и погребенных изолированных грабенов. Они появились после перекрытия пород фундамента и промежуточного комплекса платформенным чехлом. В периоды тектонической стабилизации там возникали инфильтрационные системы “доюрский комплекс – породы осадочного чехла” и проявлялся глеевый эпигенез, принимаемый геологами за процесс образования кор выветривания. Во время тектоно-гидротермальной активизации в наложенных впадинах формировались флюидодинамические системы “изверженные образования туринской серии – породы осадочного чехла” и имел место гидротермальный (гидротермально-метасоматический) процесс. Такой подход позволил с принципиально новых позиций взглянуть на проблему источника магния и железа в доломитом (анкеритовом) метасоматозе, движущих сил этого процесса и механизма нефтенасыщения рифтовых комплексов фундамента, а также вероятного времени и масштабов их проявления.

В итоге проведенных исследований было установлено следующее.

1. Доломитизация (анкеритизация) рифогенных известняков палеозойского фундамента Западно-Сибирской плиты происходила в условиях погребенного континентального рифта в результате тектоно-гидротермальной активизации. Последняя наиболее интенсивно проявилась на рубеже юры и мела и неоднократно возобновлялась в дальнейшем.

2. Источником магния и железа при метасоматической доломитизации (анкеритизации) рифогенных известняков были базальты туринской серии (T_{1-2}), выполняющие рифтовые мегапрогибы и генетически сопряженные с ними изолированные впадины. В этих структурах активизации функционировали рифтовые гидротермальные системы.

3. Вторичные доломиты и анкериты формировались в результате воздействия ресургентных гидротермальных растворов, одновременно обогащенных Mg, Fe и другими элементами, а также углеводородным флюидом, на толщи рифогенных известняков в обстановке почти закрытой системы с повышенными температурами. Следствием этого явилось синхронное образование карбонатных коллекторов в породах фундамента и их насыщение углеводородами. Битумы мобилизовались из нефтематеринских пород осадочного чехла нисходящими потоками ресургентных терм в кровельную часть доюрского комплекса по ослабленным направлениям.

4. Можно уверенно предполагать, что в районе развития карбонатных коллекторов фундамента резервуары НГГЗК локализованы в анкеритизированных известняках с выраженными магнитными свойствами.

В.Г. Кузнецов, В.Н. Маркова, Н.М. Скобелева¹⁵

Специфика окремнения карбонатных пород рифья Сибирской платформы

При отсутствии в докембрии организмов с кремневым скелетом – основных поставщиков кремнезема в осадки, источник кремнезема и механизм окремнения карбонатных пород этого возраста отличаются от хорошо изученных процессов окремнения фанерозойских отложений.

Геохимия кремнезема в процессе окремнения рифейских карбонатных толщ изучена на примере Юрубчено-Тохомской зоны Сибирской платформы. Основными породами, слагающими разрез рифья, являются доломиты, реже известняки, ограниченно развиты глинистые и доломито-глинистые породы.

По структурным признакам выделено несколько типов доломитов.

Наибольшим распространением (в среднем по отдельным разрезам 50–80 %) пользуются доломиты строматолитовые, среди которых в свою очередь выделяются пластовые – микро-, тонко- и толстослоистые и столбчатые разновидности. Абсолютно преобладают, судя по имеющемуся кернавому материалу, горизонтально-тонкослоистые разновидности.

Доломиты интракластовые состоят из карбонатных фрагментов, в составе которых преобладают интракласты – обломки микрозернистых, сгустковых, комковато-сгустковых доломитов, тонко- и микрослоистых строматолитов, реже глинисто-алевритистых микрозернистых доломитов.

¹⁵ Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва; vgkuz@yandex.ru

Доломиты сгустковые и комковато-сгустковые сложены микритувыми округлыми и овальными, реже гантелевидными и неправильной формы сгустками и комочками с неясно очерченными границами, представляющими собой микробиальные образования, сцементированные тонкокристаллическим доломитом. В составе форменных элементов встречены и концентрически-слоистые образования – онколиты и оолитоподобные формы.

Среди других типов карбонатных пород – микрозернистые, в разной степени слоистые, в том числе микрослоистые (ламиниты) и яснокристаллические разномзернистые доломиты. Последние являются продуктом вторичной перекристаллизации, так как в них нередко наблюдаются теневые и реликтовые первичные структуры.

Во всех типах пород в той или иной мере отмечается окремнение, причем частота встречаемости окремнелых пород в ряде разрезов достигает 40 %.

Формы окремнения достаточно разнообразны. В строматолитовых доломитах иногда отмечается практически полное замещение кремнеземом отдельных прослоев и групп прослоев карбонатного материала с сохранением первичной строматолитовой структуры и текстуры. При этом в окремнелых разностях встречаются остаточные первичные пустоты в межслоевых полостях и фенестрах. В микрослоистых строматолитах наблюдается своеобразный избирательный тип окремнения, когда кремнезем развивается только по темным пелитоморфным прослоям, в то время как светлые яснокристаллические слойки не содержат кремнезема. Достаточно часто развито окремнение в яснокристаллических разномзернистых доломитах, где отмечаются относительно крупные участки пород, нацело замещенных халцедоном гранобластовой структуры.

Положение различных типов пород в разрезе имеет определенную закономерность, что позволяет говорить о его циклическом строении. Типовой цикллит имеет трехчленное строение. Нижние элементы цикллитов сложены микрозернистыми доломитами, в той или иной степени глинистыми и микрослоистыми. В средних элементах преобладают строматолитовые доломиты, переслаивающиеся с доломитами интракlastовыми, комковато-сгустковыми и микрозернистыми. Верхние элементы цикллитов сложены микрослоистыми строматолитами, с прослоями глинисто-кремнистых пород. Эти элементы характеризуются высокой кавернозностью, законсервированной в частности окремнением, брекчированностью, и именно они отличаются наиболее интенсивным окремнением. Зоны окремнения имеют часто весьма неровную нижнюю границу, которая как бы сечет седиментационную слоистость, образуя ориентированные вниз “карманы”.

Состав и структура пород, наличие остатков цианобактериальной деятельности позволяют говорить о мелководности водоема и образовании осадков по крайней мере в фотической зоне с периодическими осушениями, а главное, специфических геохимических условиях рифейского бассейна.

Обильные цианобактерии, следы которых в виде строматолитов, онколитов и микробиальных ступков образуют основную массу пород, активно усваивали растворенный в воде углекислый газ, существенно повышая при этом рН среды [1]. При таких значениях щелочности выпадают в осадок карбонаты и оксигидраты магния (рН осаждения соответственно 9,0–9,2 и 10,0–10,5) [2, 6]. О том, что подобные или близкие значения рН существовали и в рифейском бассейне, свидетельствует преимущественно доломитовый состав карбонатов и даже наличие магнетита [3]. В щелочных условиях, при наличии NaCl, Mg и высоком значении магний-кальциевого отношения растворимость кремнезема резко повышалась [4, 5], что вело к повышенным его концентрациям в воде рифейского бассейна.

При обмелении и осушении ситуация кардинально менялась. При смешении с метеорными водами снижалась соленость, уменьшались концентрации NaCl и Mg, рН резко падал, и растворенный кремнезем выпадал в осадок, корродируя и замещая карбонатный материал. Именно поэтому основное окремнение приурочено к кровле циклитов и фиксирует границы перерывов. Дополнительным аргументом в пользу такого механизма может служить факт окремнения именно пелитоморфных прослоев в строматолитах – собственно бактериальных выделений, где разложение органического материала быстрее всего снижало рН и создавало условия осаждения кремнезема.

Подобный механизм объясняет и закономерности площадного распространения окремнения. Оно отчетливо связано с фациями строматолитовых доломитов. Ясно, что явления осушения наиболее часто проявлялись именно в области крайне мелководных, нередко литоральных обстановок развития строматолитов.

Литература

1. *Заварзин Г.А.* Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2003. 348 с.
2. *Кузнецов В.Г.* О возможном влиянии биоса на эволюцию доломитообразования в истории Земли // Докл. РАН. 2001. Т. 378. № 3. С. 366–369.
3. *Кузнецов В.Г., Беляков М.А., Скобелева Н.М., Соколова Т.Ф.* Магнетит и кальцит в рифейских отложениях Юрубчен-Тохомской зоны, Сибирская платформа // Докл. РАН. 2003. Т. 392. № 1. С. 89–91.
4. *Краускопф К.Б.* Геохимия кремнезема в среде осадкообразования / Геохимия литогенеза. М.: ИЛ, 1963. С. 210–233.
5. *Laschet Ch.* On the Origin of Cherts // Facies. 1984. V. 10. P. 257–290.
6. *Walter M.R., Golubic S., Preiss W.V.* Recent stromatolites from hydromagnesite and aragonite depositing lakes near the Coorong lagoon, South Australia // Journ. Sediment. Petrol. 1973. V. 43. N 4. P. 1021–1030.

Постседиментационные преобразования рифейских карбонатных пород Куюмбинского месторождения

Куюмбинское нефтегазоконденсатное месторождение входит в Юрубчено-Тохомскую зону нефтегазонакопления, приуроченную к центральной части Камовского свода Байкитской антеклизы. Осадочный чехол представлен отложениями преимущественно рифея, венда и кембрия, из которых рифейские являются высокоперспективным поисково-разведочным объектом на нефть и газ.

Рифейские карбонатные породы месторождения представлены доломитами различных структурно-генетических типов: граноморфными (сгустково-комковатыми, оолитовыми, интракластовыми, строматокластовыми), строматолитовыми с преобладанием пластовых разновидностей, микритовыми и в различной степени перекристаллизованными. В меньшем объеме присутствуют глинистые известняки, представленные, в основном, граноморфными (сгустково-комковатыми) разновидностями, реже отмечаются строматолитовые, микритовые и разнокристаллические разновидности.

На основе детального исследования литологии, а также степени и характера постседиментационных преобразований установлено, что разные типы карбонатных пород в различной степени преобразованы вторичными процессами – перекристаллизацией, окремнением и выщелачиванием.

Рифейские доломиты в разной степени преобразованы процессами перекристаллизации, при этом отмечается наиболее интенсивная степень перекристаллизации пластовых строматолитовых доломитов, что, вероятно, связано с их значительной первичной проницаемостью, по сравнению с доломитами других структурно-генетических типов. Характер перекристаллизации граноморфных доломитов в большинстве случаев можно охарактеризовать как неравномерный, и в случае сильной перекристаллизации граноморфная структура может полностью исчезать или сохраняться в виде “теней” форменных элементов. Микритовые доломиты с низкой первичной проницаемостью характеризуются очень слабой перекристаллизацией.

Известняки Куюмбинского месторождения содержат значительное количество глинистого вещества (от 10 до 45 %) и, в целом, характеризуются незначительной перекристаллизацией. В большинстве известня-

¹⁶ Российский Государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва; markvn@yandex.ru

¹⁷ ООО "Экогеос ЛТД", Москва; ecogeos@ecogeos.ru

¹⁸ ООО "Славнефть-Красноярскнефтегаз", Красноярск

ков, несмотря на перекристаллизованную основную массу, первичная структура карбоната различается довольно отчетливо.

Исследования процесса окремнения рифейских пород показывают, что кремнезем в разрезе распределен очень неравномерно и основной его объем приурочен к горизонтам фитогенных доломитов [2]. Окремнение зафиксировано в большинстве структурных разновидностей доломитов, однако наиболее интенсивно оно проявилось в пластовых формах строматолитовых доломитов.

Процессы выщелачивания происходили еще на ранней стадии диагенеза, когда в осадке благодаря обилию органического вещества генерировалась углекислота, способствовавшая растворению карбонатов, однако к концу диагенеза образовавшиеся пустоты были полностью залечены яснокристаллическим доломитом [1]. Наиболее интенсивно выщелачиванием преобразованы пластовые формы строматолитовых доломитов, в которых, при неоднократных кратковременных осушениях, кавернозность развивалась по плоскостям нарастания строматолитов и по первичным седиментационным пустотам. Большая часть таких каверн заполнена преимущественно разнокристаллическим доломитом, доломитом с гематитом, реже доломитом с кремнеземом и доломит-глинистым веществом. Центральные части некоторых каверн содержат пустотное пространство.

Интенсивно процессы карстования происходили и во время предвендского регрессивного эпигенеза, доказательством этому служит наличие в приповерхностной части рифейского комплекса специфических “карстогенных” пород, интенсивная закарстованность отдельных интервалов разреза, присутствие в породах гипергенных каверн и трещин, а также наличие карстовых полостей, вскрытых единичными скважинами. Интервалы кавернозности в рифейском разрезе характеризуются слоисто-зональным распределением, при этом закарстованные участки располагаются как непосредственно под эрозионной поверхностью, так и на значительном (до 87 м) расстоянии от нее.

Процессы формирования тектонической трещиноватости происходили неоднократно, что создало сложную картину морфологии и распределения систем трещин. Установлена система доперекристаллизационных трещин, которые являются наиболее древними, очень тонкими (0,01–0,2 мм), ветвящимися, извилистыми и диагностируются в отраженном свете по следу битуминозно-глинистого и гематитового вещества. Большая часть трещин заполнена различными минералами и их ассоциациями, среди которых преобладают разнокристаллический доломит, доломит с гематитом в межкристаллическом пространстве, доломит с глинистым, часто битуминозным, веществом. Открытые трещины, частично идущие по ранее минерализованным, являются наиболее поздней генерацией и обеспечивают фильтрационные свойства пород, формируя субвертикальную и диагональную системы.

Установлено, что окремненные доломиты и доломиты, содержащие значительный процент терригенного материала алевритовой и песчаной

размерности (до 25,5 %), характеризуются повышенной микротрещиноватостью и проницаемостью.

Известняки Куюмбинского месторождения практически не содержат протяженных тектонических трещин.

Литература

1. Вараксина Н.В., Хабаров Е.М. Обстановки седиментации и постседиментационные изменения рифейских карбонатных отложений Куюмбинского месторождения // Геология нефти и газа. 2000. № 1. С. 28–36.

2. Пустыльников А.М., Вакуленко Л.Г. Происхождение и формы выделения кремнезема в рифейских отложениях Байкитской антеклизы (Сибирская платформа) в связи с проблемой формирования трещинно-каверновых коллекторов // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 12. С. 1962–1967.

Н.Г. Патык-Кара¹⁹, Е.А. Андрианова¹⁹, В.Т. Дубинчук²⁰

Постседиментационные преобразования ископаемых титано-циркониевых россыпей

Пострудные (постседиментационные) изменения титано-циркониевых россыпей, локализованных в осадочном чехле платформ, могут быть подразделены на следующие группы процессов: 1) литификация, 2) пострудные тектонические деформации, 3) пострудный размыв и частичное переотложение рудного материала, 3) эпигенетические геохимические процессы, затрагивающие как вещество матрицы, так и сами рудные минералы. В настоящем сообщении уделяется внимание двум последним группам процессов, оказывающим важнейшее влияние на строение рудного пласта и на качество рудных концентратов.

Хотя в большинстве случаев ископаемые титано-циркониевые россыпи классифицируются как “простые пластовые залежи монотонного строения, относящиеся по сложности строения к 1-й группе месторождений по сложности строения”, в строении рассматриваемых россыпей удастся выделить, по крайней мере, две (и более) стадии развития: а) формирование собственно прибрежно-морской россыпи (пляжевой или литоральной); б) субаэральная стадия (локальный размыв кровли пласта и переотложение части рудного материала в базальном слое перекрывающих осадков или в виде дюнного комплекса). Признаками субаэрального развития являются разубоживание рудного пласта, сокраще-

¹⁹ ИГЕМ РАН, Москва; pkara@igem.ru

²⁰ ВИМС, Москва

ние его мощности, нарушение свойственных прибрежно-морской россыпи корреляционных связей между рудными минералами, но вместе с тем появление дополнительных “пиков” концентраций рудных минералов в верхней части разреза. Указанные явления детально описаны для Тарской россыпи [1], в развитии которой установлены: 1) регрессивная стадия – формирование литоральной россыпи в верхах новомихайловской свиты; 2) субаэральная стадия – локальный эрозионный размыв; 3) трансгрессивная стадия с переотложением части рудных минералов в крупно-мелкозернистые пески, которые, по-видимому, следует считать базальным горизонтом следующего цикла. Многостадийность развития характерна также для Центрального месторождения, в верхней части рудного пласта которого был выделен палеодюнный рудоносный комплекс с присущими ему особенностями распределения, соотношения и морфологии рудных минералов, отличными от подстилающих осадков [2]. Переотложение части рудоносного материала из верхнего горизонта рудоносной пачки олигоценового возраста отмечено также в пределах россыпных проявлений Приустьевого участка в Приобском районе, где оно сопровождается появлением повышенных концентраций тяжелых минералов в базальном горизонте нижнечетвертичного аллювия.

Вопрос о постседиментационных преобразованиях самих рудных минералов комплексных титано-циркониевых россыпей до последнего времени не имел однозначного решения. Традиционно считалось, что наиболее значительные вторичные изменения свойственны ильмениту, который замещается высокотитанистыми вторичными минералами, однако оставалось неясным, относятся ли эти изменения к прерудному этапу (происходят в коре выветривания или на стадии переотложения из промежуточных коллекторов) или происходили непосредственно в рассматриваемой залежи и являются син- и пострудными. Очевидно, что второй вариант должен находить отражение в закономерном распределении степени измененности ильменита и содержании продуктов его распада, прежде всего псевдорутила, в вертикальном разрезе россыпи. Указанием на син-пострудный характер таких преобразований является, в частности, возрастание степени “лейкоксенизации” ильменитовых концентратов в дюнных россыпях по сравнению с прибрежно-морскими – явление, характерное, например, для дюнной россыпи Трейл-Ридж в Северо-Американской россыпной провинции [3]. Детальное изучение распределения ильменита versus лейкоксен и псевдорутил в рудном пласте Центрального месторождения (Тамбовская обл.) также подтвердило, что преобразование ильменита в значительной степени происходит в син- и пострудный этапы формирования россыпи. Это видно из того, что в верхней, субаэральной, части рудного пласта, который, как отмечалось выше, представляет собой палеодюнный комплекс, заметно снижаются значения парных коэффициентов $ilm/pseudoru+leu$ и $ru/pseudoru$, т. е. увеличивается доля вторичных продуктов изменения ильменита в ильменитовом и рутиловом концентратах [4] Свидетельством того, что

преобразование ильменита продолжается в постседиментационный этап, служит также тот факт, что заметное повышение доли вторичных продуктов изменения ильменита в концентратах наблюдается также вдоль зон повышенного водообмена в толще металлоносных пород.

Заметные пострудные геохимические преобразования характерны не только для ильменита, практически все зерна которого несут отчетливые следы распада твердого раствора на железистую и титановую фазы. Кроме того, на поверхности и в порах зерен ильменита методом СЭМ и микродифракционного анализа выявлены новообразованные поликомпонентные коллоидные фазы, в составе которых, помимо матричных элементов – Ti и Fe, присутствуют Zr, U и другие элементы. Вторичные геохимические изменения характерны также для таких устойчивых минералов как циркон и рутил. На фоне весьма характерных особенностей морфологии зерен и микротопографии их поверхности, приобретенных в процессе переноса и переотложения, широко проявлены признаки их эпигенетического преобразования *in situ* в виде различного рода коррозионных микроструктур, а также в виде новообразованных оболочек и минеральных фаз на поверхности кластогенных зерен [5]. По данным СЭМ, оболочки на поверхности зерен цирконов образованы дегидратированным гелем, который имеет сложный поликомпонентный состав и отличается от состава самого зерна. В нем диагностированы различные минеральные фазы, в том числе соединения урана (коффинит). Характерно также присутствие коллоидных выделений оксида циркония, которые занимают иногда значительные участки поверхности зерна, тонкокристаллических выделений новообразованного циркона, хлопьевидных выделений гидроксидов железа и марганца (асболана), кристаллов гипса и каолинита. Скопления вторичных минеральных фаз (например, коффинита) установлены также на поверхности зерен кластогенного рутила.

Перечисленные вторичные признаки рудных минералов титаноциркониевых россыпей установлены на многих объектах, однако наиболее ярко они проявлены в ископаемых титаноциркониевых россыпях, залегающих в пределах артезианских бассейнов и в элизионных структурах, где имеются условия для эпигенетических гидрогенных процессов.

Литература

1. Жиличев А.М. Минералогические критерии оценки однородности структуры рудного пласта титаноциркониевых месторождений / Мат-лы X съезда Всероссийского минералогического общества. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004. С. 133–134.
2. Бардеева Е.Г. Локальные обстановки формирования комплексных прибрежно-морских россыпей в осадочном чехле платформ. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ИГЕМ РАН, 1999. 20 с.
3. Stanaway K. Four World Titanium Provinces / SME'2005 Proceedings. 2005. P. 214–221.
4. Patyk-Kara N., Chizhova I., Levchenko E., Stekhin A. Heterogeneity and Unconformity of Mineral Assemblages of Tsentral'noe TI-ZR Placer Deposit: 3-D Model/ Proceedings of the IAGM'2005 Conference. V. 2. Toronto, 2005. P. 1051–1059.

А.Е. Рыжов, Е.О. Семенов, Н.В. Еремеев²¹

Постседиментационные изменения меловых отложений Обской губы и формирование коллекторских свойств

Основные перспективы газоносности в акватории Обской губы Карского моря на площадях Каменномысская-море, Северокаменномысская, Чугорьяхинская связываются с терригенными комплексами сеноманского (марресалинская свита, пласты ПК1–3) и апт-альбского возраста (танопчинская свита, пласты ТП1–18). Пробуренные на этих площадях поисково-разведочные скважины подтвердили высокую газоносность сеноманских отложений. На месторождении Чугорьяхинское впервые в акватории Обской губы, получен промышленный приток УВ из аптских отложений (пласты ТП17–18).

Отложения танопчинской свиты характеризуются отчетливой цикличностью. Она выражается в повторяемости в разрезе ограниченного набора литотипов. Толщина отдельных циклов составляет 1,5–4,5 м. Каждый из них сложен двумя–тремя литологическими типами: нижние элементы циклов песчаные, с резкими нижними границами, выше постепенно сменяющиеся алеврититами и/или алевритовыми глинами. Завершается цикл, как правило, прослоем угля или углистой глины. Генетические признаки этих отложений позволяют отнести их к дельтовому комплексу, включающему песчаные осадки подвижного мелководья (бары, косы); песчано-алевритовые осадки русловых частей авандельты, алерито-глинистые осадки межруслового и заливно-лагунного мелководья; глинисто-торфяные осадки заболачивающегося заливно-лагунного мелководья. Механизм возникновения цикличности обусловлен меандрированием русел и проток авандельты на фоне непрерывного погружения области осадконакопления. Песчаные осадки подвижного мелководья, обладающие высокой степенью сортировки и низким содержанием пелитовой фракции, наиболее благоприятны для проникновения элизионных, поровых флюидов и аутигенного минералообразования и, как следствие, характеризуются резким ухудшением их фильтрационно-емкостных свойств. Это особенно четко фиксируется по строению пла-

²¹ Лаборатория физики пласта ООО "Научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий – ВНИИГАЗ", Московская область, Ленинский район, пос. Развилка; eos73@mail.ru

стов ТП1–9, в которых на контакте с глинами песчаники, отмытые от глинистого заполнителя, часто сцементированы крупнокристаллическим, аутигенным карбонатным цементом базального типа. На участках, где количество седиментационного, глинистого матрикса значительно выше, развит каолиновый поровый и иллит-хлоритовый пленочный цемент. Как следствие – резкое различие фильтрационно-емкостных свойств и петрофизических характеристик в пределах одного пласта. В верхних частях пластов с карбонатным цементом значительно снижена открытая пористость (не более 11 %) и песчаник становится практически непроницаемым ($K_{пр}$ менее 0,5 мД). Содержание кальцита в этих песчаниках достигает 40 %, что приводит к повышению минералогической плотности – до 2,78 г/см³. В средних и нижних частях пласта, где в песчанике присутствует только слабо преобразованный, аллотигенный глинистый цемент, пористость и проницаемость повышаются до 23 % и 300 мД. Минералогическая плотность, наоборот, снижается до 2,67 г/см³.

Таким образом, вторичная карбонатизация вызывает существенные изменения фильтрационно-емкостных и физических свойств коллекторов танопчинской свиты, что отражается на диаграммах электрического, ядерного и акустического каротажа.

Коллекторы танопчинской свиты сложены низкоглинистыми мелко-среднезернистыми песчаниками. Во всех фракциях (от мелко до крупнозернистой) они характеризуются полимиктовостью и многокомпонентностью седиментофонда. Песчаники относятся к группам граувакковых аркоз и мезомиктовых кварцевых песчаников, наиболее грубые (крупнозернистые) разности попадают в поле полевошпат-кварцевых граувакк.

В минеральном составе преобладает кварц (35–60 %), в подчиненном количестве встречаются литокласты (15–30 %) и кристаллокласты полевых шпатов (20–35 %). Кварцевые зерна угловатые, часто регенерированные. Встречается магматический кварц изометричной формы, сильно трещиноватый и удлиненный метаморфический кварц. Литокласты представлены осадочными и метаосадочными породами. Некоторые интервалы песчаных пластов обогащены интракластами глинистых пород. Литокласты метаосадочных пород преобладают среди всех обломков. Установлены фрагменты кристаллических кварц-сланцевых сланцев, кварцитов, хлоритизированных вулканогенно-осадочных пород. Среди полевых шпатов преобладают кислые и средние плагиоклазы, с постоянной высокой (до 10 %) примесью калиевых полевых шпатов, главным образом микроклина. Кристаллокласты плагиоклазов сильно пелитизированы, значительно реже отмечаются чистые разности; калиевые полевые шпаты, как правило, малоизмененные. Обломки литокластов и пелитизированные полевые шпаты увеличивают суммарную глинистость, фиксируемую на диаграммах ГИС (естественной радиоактивности и самопроизвольной поляризации).

В песчаниках танопчинской свиты широко развит кальцитовый цемент базального типа, запечатывающий поровое пространство. Кальци-

товый цемент раннедиагенетической генерации выделялся из поровых растворов еще в неконсолидированном осадке, при отсутствии процессов гравитационного уплотнения и сближения зерен. За счет этого обломки практически не соприкасаются друг с другом, и в породе образуется базальный тип цемента. На поздних стадиях происходила перекристаллизация кальцитового цемента и выделение его в виде мозаичного или пойкилитового. Встречаются прослои, в которых отмечено выщелачивание кальцита и образование вторичных остроугольных пор. В зонах отсутствия карбонатизации в песчаниках развит контактовый и пленочный глинистый, полиминеральный (иллит-хлоритовый) и аутигенный крупноагрегатный каолиновый цемент порового типа.

Из вторичных изменений отмечено образование кальцита, корродирующего зерна кварца, начало развития структур гравитационной коррозии между соприкасающимися обломками: конформные границы, появление каемок регенерации на некоторых кварцевых зернах. Частицы терригенных слюд и интракласты глинистых пород деформированы и часто выжаты в межзерновое пространство. Биотит слабо гидратирован, наблюдается плейчатая деформация его частиц. По комплексу перечисленных выше признаков катагенетических изменений, альбские отложения находятся в зоне начального – умеренного катагенеза. Степень отражения витринита не поднимается выше 7,3 %, что по шкале углефикации соответствует стадии Д с палеотемпературами 90–125 °С. Эти значения выше современных пластовых температур на 30–40 °С, т. е. современные глубинные уровни катагенеза находятся на 0,5 км выше максимальных глубин погружения.

Отложения марресалинской свиты сеномана включают газонасыщенные пласты ПК-1. В пределах изученных площадей пласт ПК-1 сложен прибрежно-морскими терригенными породами. Основными литотипами пласта являются песчано-алевритовые породы с подчиненными прослоями алевритовых глин и углей. Песчаные породы, обладающие крупной косой однонаправленной слоистостью, накапливались в русловых протоках субаквальной дельты; алевритовые разности – в обстановках междельтового заливно-лагунного мелководья. Меандрирование русловых протоков дельт вызывало частые внутриформационные размывы, фиксируемые по многочисленным глинистым интракластам, а также образование многопорядковой цикличности. Мощные прослои песчаников (7–10 м) русловых протоков авандельты чередуются в разрезе с горизонтами алеврито-песчаных осадков подвижного заливно-лагунного мелководья.

В строении пласта ПК-1 преобладающими являются мелкозернистые разности песчаников, для которых характерна низкая глинистость (содержание фракции менее 0,01 мм не более 5 %), высокая степень сортировки (мелкопсаммитовая и крупноалевритовая фракции составляют более 70–75 %).

Низкая глинистость, высокая степень сортировки материала и слабая степень катагенетического изменения обуславливают высокие ФЭС: Кп – 28–34 %, Кпр – 0,8–2 Д.

Песчаники относятся к группам олигомиктовых пород: граувакковым и полевошпат-кварцевым аркозам и мезомиктовым – кварцевым. По сравнению с песчаниками танопчинской свиты наблюдается увеличение зрелости терригенного материала в сторону мономиктовых кварцевых пород. Песчаники очень слабо сцементированы, но встречаются плотные разности, цементированные карбонатным цементом (кальцитовым и реже сидеритовым). Содержание кварца составляет 50–70 %, полевых шпатов 15–30 %, обломков пород 5–15 %. Во всех изученных шлифах отмечается повышенное содержание аллотигенных слюд (до 8 %), среди которых преобладает биотит.

В песчаниках развит контактовый (соприкосновения) и пленочный первичный глинистый неизменный цемент. Часто тонкие (0,002–0,01 мм) пленочки глинистого цемента, покрывающие терригенные обломки, теряют сплошность. Содержание глинистого цемента не превышает 10 %. На контакте многих зерен цемент полностью отсутствует. По данным рентгеновской дифрактометрии в составе глинистой фракции преобладает иллит – до 30 %. В примерно равных количествах отмечены хлорит и каолинит (20–25 %). Содержание смешаннослойных образований типа иллит-сметтит с содержанием разбухающих фаз до 70 % в сумме со смектитом не превышает 15 %.

Вторичные изменения в песчаниках незначительны и выражаются в веерообразном расщеплении и начале гидратации биотита. Характерна каолинизация полевых шпатов. Явления регенерации отмечены лишь на единичных кварцевых зернах, при касательных, протяженных контактах между зернами. Пластинки терригенных слюд и глинистые интракласты плейчато изогнуты, иногда выжаты в свободные поры. В разностях с карбонатным цементом отмечена коррозия обломочных зерен. Преобладающим типом контактов между зернами являются точечные контакты. Межзерновая пористость сокращена только за счет литостатического давления. Степень отражения витринита из углистых включений пласта ПК-1 составляет 6,1 %, что соответствует буроугольной стадии (Б2) по шкале метаморфизма углей (палеотемпература 65–80 °С), что также значительно выше современных пластовых температур. Подобное несоответствие современных глубинных уровней катагенеза связываются с инверсионно-тектоническими перестройками структуры, вызванными импульсами тектонической активности в кайнозой (Е.Е. Карнюшина, 1995).

В заключение необходимо указать на наиболее важные минералогические и литогенетические особенности продуктивных пластов альбско-сеноманского возраста на площадях акватории Обской губы.

1. Осадконакопление терригенного комплекса альб-сеноманских отложений осуществлялось в прибрежно-морской обстановке субаквальной дельты. Обилие местных глинистых интракластов свидетельствует об активной гидродинамике дельтовых конусов. Отсутствие седиментогенных карбонатов и горизонты углистых алевролитов и углей характерны для умеренного, гумидного климата.

2. Сеноманские породы достигли зоны начального катагенеза, а альбские – умеренного катагенеза. Градации катагенеза выявлены по характеру вторичных микротекстур, особенностям аутигенного минералообразования, кристаллохимии глинистых минералов (степени гидрослюдицизации смектитов), степени углефикации ОБ.

3. Вторичная карбонатизация широко, развитая в песчаниках пласта ТП-1(А) и эпизодически встречающаяся в пластах маррессалинской свиты, резко ухудшает фильтрационно-емкостные свойства коллекторов. В горизонтах вторичной карбонатизации перспективы газоносности могут связываться только с развитием зон трещиноватости и выщелачивания кальцитового цемента.

4. Зоны карбонатизации не имеют привязки к определенным стратиграфическим уровням, их локализация связана в первую очередь с текстурной неоднородностью песчаных пластов (наличием линз и прослоев, обогащенных глинистым материалом и реакционноспособным ОБ) а также элизионными процессами (отжатия неравновесных поровых флюидов из глинистых пластов в проницаемые горизонты).

К.М. Седаева²²

Особенности постседиментационного литогенеза угленосных отложений Донбасса

1. Многим исследователям известна общая картина изменения угленосных отложений Донбасса по стадиям литогенеза и углефикации по мере их погружения на глубину и нарастания температуры и давления. Детальные послойные исследования постседиментационных преобразований углевмещающих пород показали, что они специфичны и часто неоднозначны по разрезу и на площади как в пределах одной угленосной свиты, так и в пределах одного ее интервала, вмещающего промышленный пласт угля и протягивающегося от районов наименее измененных пород (начальный катагенез, угли длиннопламенные) до районов глубоко преобразованных пород (поздний метагенез, угли антрацитовые). Это очень наглядно видно на примере наиболее угленосной свиты Донбасса – каменской свиты (C_2^5) среднего карбона, возраст которой датируется как верхнебашкирский – нижнемосковский.

2. Отложения каменской свиты являются наиболее контрастными по литологическому составу. Время формирования данных отложений характеризуется резкой и частой сменой обстановок осадконакопления. Собственно континентальные (озерно-болотные, болотные) обстановки

²² МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва; sedaeva-mgu@mail.ru

менялись обстановками крупного эпиконтинентального морского бассейна (прибрежно-морскими, обширными мелководно-морскими, отмельными и относительно глубоководными, далеко удаленными от суши). Здесь на определенных интервалах разреза прослеживаются уровни накопления песчаников мощностью от 10–15 до 30–40 м и каолинизированных пепловых прослоев – тонштейнов [1].

3. Песчаники каменной свиты часто содержат в том или ином количестве обломки эффузивных пород среднего и кислого состава, в них отмечаются пласты и прослои туфопесчаников и туффитов, содержащих значительное количество слюдистого материала. В алевролитах, глинисто-алевритовых и глинистых отложениях континентального и морского генезиса встречаются прослои, обогащенные слюдой, – микалиты. Характер слюд, их свежесть, широкое развитие биотита и наличие хлорит-мусковитовых и мусковит-биотитовых агрегатов позволяют относить слюдистый материал к синхронному пирокластическому материалу [2, 4]. В глинистой части разреза отмечается повышенное содержание хлорита, форма выделения и размер частиц которого сходен с хлоритизированными обломками вулканического стекла пелитовой и алевритовой размерности, выявленного при электронном микронзондировании. Глинистые породы и минералы глинистой составляющей тонко-мелкообломочных пород характеризуются сложным и непостоянным первичным составом. В их составе преобладают монтмориллонит, в меньшей степени гидрослюда, реже хлорит и крайне редко каолинит. Они представляют собой ассоциации тех или иных минеральных и отчасти органико-минеральных компонентов, постседиментационные преобразования которых не всегда однозначны и специфичны на разных стадиях литогенеза даже в пределах одного интервала K_2 – K_3 , заключающего самый мощный (1,0–3,5 м) пласт угля k_2 Донецкого бассейна [2, 3].

4. На **стадии начального (раннего) катагенеза** (угли длиннопламенные) монтмориллонитовая составляющая глинистых и алеврито-песчаных пород преобразуется в смешаннослойные образования. Трансформация глинистого материала по разрезу интервала K_2 – K_3 происходит неравномерно и неодинаково. Значительные преобразования глинистой составляющей отмечаются в цементирующей массе песчаников, в которой монтмориллонит (15–20 %) и смешаннослойные образования (20–30 %) характеризуются крупночешуйчатой структурой. В ней смешаннослойные образования представляют собой как бы псевдоморфозы по монтмориллониту. В подугольной пачке морских глинистых пород алеврито-крупнопелитовой структуры (мощностью 12–15 м) также наблюдается значительное преобразование глинистого материала, показателем которого является присутствие в них смешаннослойных образований (до 25–40 %). Относительно слабо преобразованы глины, встречающиеся в прослоях между песчаниками и глинистыми алевролитами, в которых монтмориллонит характеризуется мелкочешуйчатым строением. В таких глинах смешаннослойные образования составляют менее 10 %.

Однако в надугольной части разреза интервала K_2 – K_3 наблюдаются пачка прибрежно-морских глин (мощностью 2–12 м) хлорит (около 10 %)-гидрослюдисто(20–25 %)-монтмориллонитового состава, с обильными мелкими растительными остатками и прослой (толщиной 0,02–0,03 м) углистой монтмориллонитовой глины или глинистого алевролита с массовыми скоплениями крупных пресноводных двустворок (в самой кровле пласта угля K_2). Монтмориллонит в них мелкочешуйчатый, и он рассредоточено присутствует среди других глинистых минералов. Частицы гидрослюды и хлорита играют роль в данном случае своеобразных защитных “мини-экранов”, предохраняя его от дальнейших преобразований. Возможно, здесь монтмориллонит является аутигенным минералом, возникшим при изменении туфогенной составляющей. Трансформация туфогенной составляющей глинистых пород, вероятнее всего, началась ранее на стадии гипергенеза и диагенеза, а закончилась на стадии начального (раннего) катагенеза, ибо в тонкой фракции (меньше 0,001 мм) данных глинистых пород отмечается присутствие в малом количестве смешаннослойных образований слюда-сметитового и отчасти хлорит-сметитового ряда. Присутствие воды и начавшееся преобразование органического вещества с выделением углекислого газа создавали в процессе ранних стадий постседиментационного литогенеза микролокальные щелочные условия, при которых и был образован и в дальнейшем “законсервирован” монтмориллонит на общем фоне восстановительной среды осадко- и породообразования.

5. В аргиллитах и глинистой составляющей песчано-алевритовых пород **стадии раннего метagenеза** (угли тощие) наблюдаются смешаннослойные образования монтмориллонит-гидрослюдистого ряда. Появление и относительно широкое развитие смешаннослойных образований связано с преобразованием пирокластического слюдистого материала, в основном биотита, когда начинаются глубокие процессы его трансформации с образованием мелких агрегатных частиц по нему. Начальные фазы преобразования пирокластического биотита проявляются на стадии позднего катагенеза (угли коксовые и отощенно-спекающиеся), и они устанавливаются только тонкими методами. На стадии раннего метagenеза отмечаются масштабные его преобразования, вследствие чего в составе глинистой фракции углевмещающих пород наблюдаются смешаннослойные образования (что является аномальным для этой стадии литогенеза!). В подугольной пачке глинистых пород морского генезиса смешаннослойные образования составляют от 25–20 % (в нижней части интервала K_2 – K_3) и до 10 % (в верхней надугольной части интервала K_2 – K_3). Более высокое их содержание (до 35–37 %) наблюдается в тонкозернистых песчаниках, чем в глинистых алевролитах, в которых содержание смешаннослойных образований составляет 25–27 %.

Таким образом, литогенетические преобразования глинистых пород и глинистой составляющей алевролитов и песчаников угленосных отложений Донбасса происходит неравномерно и в большей части специ-

фично и неоднозначно и связано с их конкретными структурно-текстурными особенностями и исходным первичным компонентным составом. Начало преобразования монтмориллонитовой составляющей терригенно-обломочных пород отмечается на стадии раннего и позднего катагенеза, а пирокластической природы – на стадии раннего метагенеза.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-05-64045.

Литература

1. Вишневецкая В.С., Седаева К.М. Особенности осадконакопления в раннем – среднем карбоне на юге Восточно-Европейской платформы // Литология и полез. ископ. 2000. № 5. С. 512–522.

2. Волкова А.Н., Седаева К.М. Литогенетические основы типизации обломочных и карбонатных пород среднего карбона Донбасса // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. I. С. 74–86.

3. Крашенинников Г.Ф., Волкова А.Н., Иванова Н.В., Рекшинская Л.Г., Седаева К.М. Влияние генетических особенностей на формирование физико-механических свойств пород среднего карбона Донецкого бассейна // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1984. № 2. С. 37–52.

4. Калашников Г.В. О находке пепловых туфов в отложениях каменской свиты (С₂⁵) Донецкого бассейна // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. XLIX (1). С. 65–72.

Е.О. Семенов²³

Влияние различных типов цемента на фильтрационные характеристики коллекторов искусственных резервуаров (на примере Инчукалнского ПХГ, Латвия)

Создание и эксплуатация подземных хранилищ газа (ПХГ) в литологически неоднородных резервуарах, к которым относится основная залежь Инчукалнского ПХГ, требует проведения комплексного изучения литологических особенностей и фильтрационно-емкостных свойств пород коллектора. Изучение керн необходимо проводить при оценке объектов закачки газа и поглотительных горизонтов. Эти исследования сводятся к установлению литолого-петрографических характеристик породы и коллекторских свойств: пористости, проницаемости, дисперсности и установлению связей между коллекторскими свойствами и особенно-стями литологии пород, являющихся объектами закачки газа.

²³ Лаборатория физики пласта ООО "Научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий – ВНИИГАЗ", Московская область, Ленинский район, пос. Развилка; eos73@mail.ru

Инчукалнское поднятие, расположенное северо-восточнее г. Риги, представляет собой брахиантиклиналь северо-восточного простирания, северо-западное крыло которой нарушено крупным разломом. Амплитуда смещения кембрийских отложений в сводовой части составляет 300 м, постепенно снижаясь в зонах периклинального замыкания до 200 м.

Пласт-коллектор Инчукалнского ПХГ стратиграфически относится к верхней части цирмской толщи ниже-среднекембрийского времени (Є_{1-2сг}).

Цирмская свита представлена однородными белыми и светло-серыми песчаниками и алевролитами с прослоями голубовато-серых, реже темно-серых гидрослюдистых и гидрослюдисто-каолиитиновых глин. Песчаники, как правило, слабо сцементированы.

Накопленный в последние годы керновый материал позволил провести детальное изучение литологических особенностей и фильтрационно-емкостных свойств песчаных пород цирмской свиты.

По минеральному составу песчаные породы цирмской свиты относятся к группе мономиктовых кварцевых. Содержание кварца составляет 95–100 %. Высокая зрелость терригенного материала и однородный состав свидетельствует о размыве гранитно-метаморфических комплексов Балтийского щита и кор выветривания, развитых на них. Хорошая сортировка материала, высокая степень окатанности и изометричности обломочных зерен кварца, а также “отмытость” пород от агрегатов глинистых частиц указывает на многочисленные циклы переотложения и неоднократный переыв этих отложений в процессе их аккумуляции. Накопление песчаников цирмской свиты происходило в обстановках высокоподвижного открытого прибрежного мелководья шельфового бассейна, в зонах волновой активности.

Фациальная обстановка и состав исходного материала обусловили характер эпигенетических изменений песчаников цирмской свиты. Степень цементации пород коллектора слабая в связи с мономиктовостью состава, отсутствием первичного глинистого цемента, а также незначительной глубиной погружения отложений среднего кембрия (не более 900 м). Песчаники, как правило, рыхлые или слабо сцементированные, открытая пористость составляет 25–34 %, объемный вес 1,9–2,3 г/см³.

По коллекторским свойствам песчаники цирмской свиты разделяются на три типа. Песчаники первого типа характеризуются наиболее высокими фильтрационными характеристиками ($K_{пр} - 1$ Д) и наименьшей удельной поверхностью зерен. Песчаники, отнесенные ко второй группе, имеют средние значения проницаемости (690 мД) и удельной поверхности зерен. Песчаники третьей группы обладают наихудшими фильтрационными свойствами ($K_{пр} - 560$ мД) и максимальной площадью удельной поверхности зерен.

Необходимо подчеркнуть, что выделенные группы песчаников не различаются по структурным особенностям и емкостным свойствам. Все изученные образцы относятся к мелкозернистым разностям с медианным размером зерен 0,06–0,25 мм, степень сортировки материала в них

средняя и высокая. Значения открытой пористости для песчаников всех трех групп составляют 26–31 %.

Изучение состава и микроструктур песчаников в петрографических шлифах показало, что песчаники первого типа отличаются высокой степенью окатанности и сортировки. Кварцевые зерна цементированы контактовым регенерационным кварцевым цементом. Кажущееся отсутствие цементации кварцевых зерен наблюдаемое в шлифах, объясняется развитием в них начального, мостикового, регенерационного, контактового кварцевого цемента, который четко фиксируется при изучении утолщенных (толщиной 0,07 мм) шлифов. Поскольку степень уплотнения песчаников крайне низкая, то отдельные зерна соприкасаются друг с другом по точечным контактам, в зоне которых и происходит регенерация. Как следствие, вероятность попадания сечения обычного шлифа в эти зоны крайне низкая, и приготовление шлифов чаще всего приводит к разрушению цементирующей регенерационной каемки. Поэтому в тонких шлифах фиксируются разобщенные зерна, часть из которых имеет новообразованную кристаллографическую огранку.

Второй тип песчаников характеризуется низкой степенью окатанности зерен кварца. Встречается большое количество удлиненных обломков метаморфического кварца. Состав терригенной части мономиктовый кварцевый. Содержание кварца составляет 98–100 %. В виде примеси (единичные зерна) отмечены кристаллокласты микроклина, кислых плагиоклазов, мусковита. Характерной особенностью цементации песчаников второго типа является крайняя ее неоднородность. Отмечены участки базального и контактного цемента. Базальный цемент кальцитового состава, неравномерный, пятнистый. Он имеет крупнокристаллическую, мозаичную или пойкилитовую структуру. Контактный цемент на участках, где отсутствует карбонатный цемент, такой же, как и в песчаниках типа I, кварцевый, регенерационный.

Песчаники третьего типа представлены средне и плохо сортированными разностями, с хорошо окатанными, трещиноватыми зернами кварца. Цемент криптокристаллический сидерито-лимонитовый пленочного типа. Центральные участки пор открытые. Реликтовый цемент в порах сохраняется лишь в периферийных частях, где он заполняет угловые и тупиковые участки пор.

Выделенные типы кварцевых песчаников уверенно диагностируются на кривых электрического и ядерного каротажа. Для песчаников всех трех типов характерны минимальные значения величин интенсивности естественной радиоактивности. При этом величина газонасыщенности песчаников второго и третьего типов существенно ниже, чем в песчаниках первой группы. В тех участках газонасыщенного разреза, где развиты эти песчаники, существенно понижены значения НГК. При этом значения КС в песчаниках всех трех групп могут быть близкими по величине.

Таким образом, различные минералогические типы вторичной цементации песчаников цирмской свиты определяют различные фильтра-

Эпигенез осадочных пород

Успешное развитие литологии как фундаментальной науки об осадках и осажденных породах тесно связано с состоянием одного из важнейших ее направлений, получившего название “стадиальный анализ”. В рамках стадиальной концепции существовало представление о непрерывности наращивания в осадочных комплексах интенсивности текстурно-структурно-минералогических изменений при непрерывном погружении бассейна породообразования. При таком допущении все новообразования рассматривались как результат различных уровней погружения породы при ее попадании во всё более глубокие горизонты стратисферы, в обстановки последовательного усиления термобарических параметров. Весь процесс преобразования представлялся как ряд последовательных закономерно сменяющих друг друга явлений, отвечающих определенным стадиям – диагенезу, катагенезу и метагенезу.

В последние десятилетия универсализм такой схемы стал подвергаться сомнению. Выяснилось, что стадиальные изменения не исчерпывают всего многообразия постседиментационных изменений осадочных пород [2]. Обозначились регионы с отчетливой неупорядоченностью постседиментационных преобразований, проявляющихся как регионально, так и локально. В силу масштабности этого явления часть исследователей пришла к выводу о необходимости расширения рамок учения о постседиментационном преобразовании осадочных пород и включения в него двух категорий процессов: стадиального эпигенеза и наложенного эпигенеза.

Для обозначения всей совокупности этих явлений возникла необходимость использования единого термина “эпигенез” как базового понятия анализируемых явлений, а методический прием изучения их называть эпигенетическим анализом.

В авторской концепции эпигенез рассматривается еще шире: как совокупность процессов преобразования осадков и осадочных пород вплоть до превращения их в метаморфические, охватывающая как стадиальные изменения (стадиальный эпигенез), так и наложенные (наложенный эпигенез). Синонимами термина стадийный эпигенез являются:

²⁴ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург;
ds-sergeev@hotmail.ru

стадиально-эпигенетические изменения [1], аутигенный эпигенез [1], региональный фоновый литогенез погружения [3]. Термину наложенный эпигенез соответствуют – наложенные эпигенетические изменения, аллотигенный эпигенез и региональные наложенные и локальные наложенные подтипы геологических типов литогенетических преобразований в осадочных бассейнах, по названным выше авторам соответственно.

Принципиально важной является проблема типизации наложенных эпигенетических процессов. Разнородность действующих факторов, их множественность, различия масштабности проявления предопределяют необходимость выделения многоуровневых разноранговых категорий этого типа эпигенеза.

Использование на региональном уровне типизации наложенного эпигенеза на тектонической основе получило развитие, однако большие затруднения вызывает выделение более мелких категорий наложенного эпигенеза, в силу большого разнообразия природы действующих факторов, например, шок-метаморфизма, грязевулканической деятельности, тектонического воздействия и т. д. Определенные трудности вызывает учет генетической природы действующих флюидов, их состава, степени минерализации, температуры и других признаков.

Для упорядочивания представлений о наложенном эпигенезе в качестве классификационного признака следует учитывать фоновое состояние осадочного вещества или степень стадиального преобразования объекта, подвергающегося влиянию наложенного эпигенеза, ибо известно его воздействие на продукты гипергенеза, осадки, находящиеся в стадии диагенеза и последующих стадиях эпигенеза погружения. Отсюда возможны категории: гипергенный эпигенез, диагенетический эпигенез и другие.

Литература

1. *Лебедев Б.А.* Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992.
2. *Сергеева Э.И.* Эпигенез осадочных пород. СПб.: СПбГУ, 2004.
3. *Япаскурт О.В.* Стадиальный анализ литогенеза. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995.

Факторы постседиментационного преобразования юрских песчаников центральной части Западно-Сибирской плиты (результаты термобарогеохимических исследований)

Рассматривая осадочные породы, историю их формирования и постседиментационных преобразований, исследователи на основе стадийного анализа обычно делают выводы о процессах литогенеза – т. е. “закономерном изменении вещественного (компонентного) состава и строения осадочной породы в стратифере” [5, с. 42]. В меньшей степени анализируются факторы литогенеза, оказывающие влияние на процессы породообразования. В предлагаемой работе приведены результаты термобарогеохимических исследований, в которых сделана попытка получить информацию о некоторых физико-химических параметрах растворов, принимавших активное участие в постседиментационных процессах песчаников, а также о составе исходных пород – источников обломочного кварца. 12 образцов юрских песчаников для исследований отобраны с разных глубин (в интервале 3130–4092 м) по скв. Западно-Новогодней № 210, расположенной в центральной части Западно-Сибирской плиты на юго-восточном борту Пякупурского мезопроггиба. Песчаники средне-, мелко-средне- и мелкозернистые. В обломочной части преобладает кварц (38–62 %), снизу вверх по разрезу значительно изменяется содержание полевых шпатов и обломков пород: первое растет – от 3–5 до 36 %, второе снижается – от 49 до 12 %. Цемент двух типов – базальный, порово-базальный кальцитовый, реже доломитовый (25–50 %) и регенерационный кварцевый (от 1–2 до 6 %). Постоянным компонентом цемента является глинистый материал (1–3 %).

Флюидные включения в кварце песчаников исследовались методами термобарогеохимии [1, 2]. Эксперименты с включениями проводились в среднетемпературной микротермокамере и в криокамере оригинальной конструкции [4]. В обломочном кварце могут присутствовать различные типы флюидных включений. Прямые данные о параметрах постседиментационных процессов дают первичные включения в регенерационном кварце и так называемые мнимовторичные включения во внутренних участках зерен, “запечатанные” регенерационной каемкой. Кроме того, подобную информацию дают флюидные включения в постседиментационных карбонатах цемента. Как выяснилось в ходе аналитических работ, первая и вторая ситуации были найдены только в единичных случаях. Также большие трудности возникают при изучении карбонатов – флюидные включения редки, и сам минерал обычно сильно изменен. В ре-

²⁵ Институт геологии СО РАН, Новосибирск; *SimonovVA@uiggm.nsc.ru*

²⁶ Институт геологии нефти и газа СО РАН, Новосибирск; *VakylenkoLG@uiggm.nsc.ru*

зультате, для проведения массовых анализов по единой методике необходимо было найти другой подход. Учитывая то, что условия зарождения и роста кристаллов в исходных породах вряд ли могли совпадать, а при преобразовании уже сформировавшихся осадочных пород слагающие их обломки испытывают воздействие единообразных по своей сути процессов, необходимо было выделить среди полученной информации единый блок данных, имеющий сходные характеристики для большинства рассмотренных образцов. С этой целью были произведены массовые замеры температур гомогенизации всех флюидных включений, которые удавалось найти в зернах кварца всех имеющихся образцов. Статистическая обработка блока данных (572 замера) по температурам гомогенизации показала, что значимая корреляция (95 %) их с глубиной отбора образцов отсутствует. На фоне широкого разброса данных (начиная от 80 °С и до практически 500 °С) явно выделяется достаточно компактный низкотемпературный пик с диапазоном температур 90–130 °С, характеризующих, скорее всего, постседиментационные процессы. Высокотемпературные включения (с температурами гомогенизации более 150 °С) характеризуются широкими вариациями параметров и связаны с кристаллизацией и преобразованием кварца в исходных породах.

Для выяснения особенностей составов растворов, принимавших участие в постседиментационных процессах рассмотренных песчаников, методом криометрии исследовались главным образом низкотемпературные включения. Установлено, что в составе растворов включений преобладают соли натрия с возможными примесями KCl и MgCl₂. Выявлены широкие вариации содержания солей – в основном от 0,2 до 7,7 %. По распределению средних значений отмечена определенная тенденция к повышению солёности растворов с глубиной. Корреляция температур гомогенизации флюидных включений с концентрациями в их растворах солей фактически отсутствует. Можно только отметить, что максимальное содержание солей характерно для включений с температурами гомогенизации около 110 °С.

Для установления реальных температур диагенетических процессов необходимо вводить к температурам гомогенизации поправки на давление, которые в свою очередь зависят от состава растворов и концентрации солей. На основе диаграмм, приведенных в работе [6], с использованием термобарического градиента и изохор для системы NaCl–H₂O с концентрацией NaCl 6 % с началом в точках температур гомогенизации 90–130 °С, были оценены температуры кристаллизации регенерационного кварца, которые составили 120–175 °С и, возможно, до 200 °С.

Помимо явно вторичных и в основном низкотемпературных флюидных включений, в кварце исследованных образцов присутствуют расплавные включения, а также еще как минимум два типа высокотемпературных флюидных включений, которые можно использовать для реконструкции характера исходных пород [3, 7]. В составе изученных первичных расплавных включений преобладает буроватое стекло, состав

которого, проанализированный на микрозонде, свидетельствует, что кварц кристаллизовался из расплавов, отвечающих по составу калиево-натриевым трахириодацитам. В целом, судя по характерным особенностям данных включений, кристаллизация кварца происходила, скорее всего, в близповерхностных условиях при формировании вулканических и, возможно, дайковых пород. Таким образом, данные по расплавленным включениям однозначно свидетельствуют, что источником кварца служили кислые вулканические породы. Наличие достаточно высокотемпературных (до 400–450 °С) флюидных включений свидетельствует о возможном участии кварца из пород гидротермального происхождения. Об активной роли высокотемпературных флюидов при кристаллизации исходных кварцсодержащих пород говорят включения, содержащие углекислоту.

Выполненные работы, помимо полученных некоторых физико-химических параметров постседиментационных процессов, позволили отработать методику термобарогеохимических исследований, дающую возможность более успешно и в более короткие сроки проводить исследования подобных объектов.

Литература

1. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.
2. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. 632 с.
3. Симанович И.М., Ивенсен Г.В. О включениях минералов и минералообразующей среды в обломочном кварце // Литология и полез. ископ. 1972. № 5. С. 34–50.
4. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.
5. Япаскурт О.В. Предметаморфические процессы в стратифере: процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
6. Goldstein R.H. Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems // Lithos. 2001. V. 55. P. 159–193.
7. Le Ribault L. External and internal study of detrital quartz // Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol. 1974. V. 30. P. 373–416.

Тектонофизические модели трещинных систем палеозойских осадочных образований Западно-Уральской внешней зоны складчатости

Анализ и сопоставление данных полевых исследований систем трещин палеозойских отложений Западно-Уральской внешней зоны складчатости (более 1200 трещин на 11 участках обнажений) по методике М.В. Гзовского в розах диаграммах и стереографических проекциях Вульфа показали наличие преобладающих пространственных ориентировок главных напряжений, формирующих направления развития открытой трещиноватости. На стереографических диаграммах выделяются симметричные и асимметричные максимумы, распределение которых указывает на длительность, многократность, периодичность и неравномерность процессов трещинообразования, изменяющих пространственную ориентировку трещин, величины векторных напряжений и элементы залегания образующихся трещинных систем. Тектоническое строение территории, начиная с девонского периода, менялось в соответствии с несколькими фазами напряжений, и эти изменения последовательно накладывались на характер трещиноватости палеозойских осадочных образований.

Наиболее высокая проникающая трещиноватость характерна для преимущественно тонкослоистых уплотненных пластов, сложенных низкопористыми известняками и реже доломитами. Прочие трещины, отмеченные в мощных литологически однородных пластах, являются несообщающимися и приурочены к отдельным прослоям и не образуют устойчивой пространственной связи. Наличие тонких прослоев глинистого вещества увеличивало вероятность образования открытой трещиноватости. Измеренная трещиноватость в пластах представлена в основном трещинами протяженностью от 0,5 до 4 м, которые, как правило, заканчиваются перед прослоями аргиллитов. Поверхностная плотность открытых трещин изменяется в пределах 10–25 1/м² и более. Наибольшая трещиноватость свойственна наиболее переуплотненным разностям пород с пористостью менее 1–3 %. В породах изученных обнажений обычно фиксируется несколько генераций трещин, сформировавшихся в разные периоды тектонической истории. Трещины, располагающиеся близко к наслоению, преимущественно зияющие, широко раскрытые. Среди субпараллельных или слабонаклонных трещин часто встречаются прожилки кальцита с вновь наложенной открытой микротрещинова-

²⁷ Камский научно-исследовательский институт комплексных исследований глубоких и сверхглубоких скважин, Пермь; kamnikigs@permonline.ru

²⁸ Пермский государственный технический университет, Пермь; litology@pstu.ac.ru

тостью. Трещины, ориентированные перпендикулярно наслению, обычно залечены крупнокристаллическим кальцитом или битумом.

Обработка и интерпретация материалов прямого изучения проявлений трещиноватости пород на обнажениях и кубических образцах керна глубоких скважин позволили установить преобладающую направленность ориентировки трещин и их наклон относительно напластования. Наиболее часто азимуты падений трещин соответствуют направлениям Ю-ЮЗ 180–220°, В-ЮВ 90–120°, ЮВ-Ю 150–180° и СВ 10–50°. Основные отличия в направленности трещиноватости разновозрастных пород заключаются в изменении преобладающей ориентировки главного вектора направления трещин с северо-востока на восток и юго-восток. Если для терригенных отложений визейского яруса основным направлением элементов падения трещиноватости является северо-восточное направление, то для среднедевонских и верхнедевонско-турнейских комплексов преобладающая ориентировка падения трещин – юг и юго-запад. Для пермско-верейско-башкирских отложений главный вектор падения трещин связан исключительно с восточным, северо-восточным и юго-восточным направлением, причем для пермских пород он практически совпадает с главным направлением движения Евро-Азиатской плиты на Урале. Наибольшее влияние на трещиноватость верхнедевонско-турнейских отложений оказали первые два вектора тектонических деформаций. Однако величина третьего вектора также оказалась довольно существенной, что свидетельствует об определенной близости напряжений тектонических деформаций ортогональных направлений. Несколько другую картину мы имеем для башкирских и всех палеозойских отложений, для которых отмечается доминирование главным образом одного направления палеотектонического деформирования пород при незначительной роли остальных направлений деформаций.

Преобладающие углы падения открытых трещин по данным тектонофизического анализа и их элементов залегания в стереографических проекциях изменяются от 8° для визейских отложений до 46° для среднедевонских отложений. Верхнедевонско-турнейские отложения характеризуются максимальным развитием открытых трещин с углами падения относительно слоистости – 10,8°, т. е. близко к субгоризонтальному состоянию. Пермские, верейские и башкирские образования имеют трещиноватость с преобладанием углов падения относительно слоистости – 28–31°, что примерно соответствует средней величине угла падений трещин для всех палеозойских отложений (26,6°). Главный вектор азимутов падений всех палеозойских трещин на территории Западно-Уральской зоны складчатости хорошо согласуется с главным направлением движения Евро-Азиатской плиты и практически полностью совпадает с преобладающим азимутом падений поверхностей скольжений, зафиксированных на обнажениях. Это свидетельствует о доминировании глобального тектонического фактора на ориентацию развивающихся в толщах трещин на всем протяжении девонского, каменноугольного

и пермского времени, а также неотектонического этапа развития новейшего орогенеза. На это указывают такие структурные элементы новейшего орогенеза как взбросы, складки основания, свидетельствующие об их формировании в условиях поперечного сжатия. Многие морфологические черты разломов и трещин унаследованы от раннепалеозойских образований и несут следы от развития позднепалеозойского коллизионного орогена. Вследствие этого осадочные толщи Западно-Уральской зоны складчатости отражают многочисленные постседиментационные преобразования, протекавшие на стадии орогенного катагенеза, и по интенсивности и закономерностям развития существенно отличаются от платформенных областей. Наиболее интенсивные проявления трещиноватости и катагенетические преобразования пород приурочены к толщам, испытавшим максимальные деформации в результате напряжений сжатия. Высокая сходимость результатов, полученных различными методами для различных стратиграфических комплексов, позволяет связать выделенные трещины и разломы в единую систему сопряженных сдвигов, среди которых преобладают правые северо-северо-восточного простирания, активизировавшиеся на новейшем неотектоническом этапе в субширотном поле сжимающих напряжений. Левые сопряженные сдвиги на исследуемой территории встречаются значительно реже, в то время как в других частях Урала они распространены достаточно широко. Данные современных геодезических наблюдений свидетельствуют о продолжающемся движении примыкающей к Уралу территории в восточном направлении.

Сопоставление азимутов простираний основных систем региональных и локальных разломов, выявленных по материалам аэрогеофизических наблюдений, геологической съемки, сейсмической разведки и др., а также направлений простираний основных систем трещин по данным полевых наблюдений на обнажениях показало, что меридиональная система разломов, совпавшая с общим направлением линеаментов для Европы, в элементах трещиноватости проявляется с небольшим отклонением (20°) в сторону востока.

Г.Г. Фёдорова²⁹

Структурный аспект в изучении диагенеза тонкодисперсных осадков

В отечественной литологии диагенез осадков рассматривается как процесс физико-химического уравнивания сложной и многокомпонентной системы реакционноспособных веществ [1, 5]. Он заканчивается ли-

²⁹ Институт геологии и геохимии УрО РАН; root@e-burg.ru

тификацией, то есть превращением осадка в породу. При этом основное внимание уделяется выявлению химизма аутигенеза и изучению литификации. Для большинства типов осадков такой подход оправдан. Однако, глинистые породы, возникшие из природных глинистых суспензий, требуют дополнительных исследований своего формирования путем моделирования искусственных коллоидно-дисперсных систем. Ранее выполненные исследования в этом направлении изучали структурообразование в этих системах как взаимодействие только твердой и жидкой фаз искусственных глинистых суспензий и их осадков [3]. Структурообразование глинистых суспензий и их осадков позволяет рассматривать диагенез как стадию перехода метастабильного состояния системы в стабильную стадию. Водные суспензии и их осадки в последних исследованиях автора рассматриваются впервые как дисперсные системы не из двух, а из трех фаз – твердой, жидкой, газовой. В этих системах одновременно действуют химические, молекулярные, гравитационные силы, но активность их действия связана с конкретной дисперсностью твердых частиц. Твердая фаза полидисперсная. Она в основном состоит из коллоидно-дисперсных частиц размером 10^{-5} – 10^{-7} см. Под действием молекулярных сил основная масса этих частиц образует сетчатую по форме тиксотропную коагуляционную структуру, которая связывает в единое целое всю дисперсную систему [2]. Установлено, что более крупные, чем указанные частицы, под действием гравитационных сил выпадают в осадок из суспензий и своей массой нарушают целостность тиксотропной коагуляционной структуры, а в основании столбов суспензий разрушают ячейки сетчатой структуры. Из последней происходит демобилизация жидкой и газовой фаз (воды и полидисперсных пузырьков газа). Эти же силы обеспечивают миграцию воды и газа по всему объему системы, которые в свою очередь локально “разжижают” структуру, нарушают ее целостность, ослабляют и нарушают взаимодействие тонкодисперсных частиц, частиц, связанных структурой, делают возможным их избирательное перераспределение и взаимодействие. Кроме того, при миграции вода и газ способны переносить в потоке мельчайшие твердые частицы. При диагенезе внутри объема дисперсной системы все находится в движении, избирательного взаимодействия и перераспределения. Тиксотропная структура – это не жестко закрепленный ячеистый каркас, а обратимое формирование, способное после нарушения целостности восстанавливаться. Так как образующую структуру глинистых частиц пластинчатой, чешуйчатой, волокнистой формы, то при оседании суспензий и уплотнении осадков в тиксотропной коагуляционной структуре частицы принимают горизонтально-ориентированное положение, поэтому прочность в вертикальном и горизонтальном направлениях различается, и при миграции воды и газа их локальное скапливание происходит на горизонтальных уровнях, но не как пассивных наполнителей, а как активных агентов, действующих внутри нее. Под действием гравитационных сил, а так же химических, стремящихся

принять наиболее компактную упаковку ячеек структуры, вода и газ выжимаются из последней. Обратимость тиксотропной структуры, миграция по всему объему воды и газа, перераспределение твердых частиц, локальное скопление воды и газа, формирование диагенетической слоистости [3] совершенно не выражают динамику жидкой среды осаждения, а целиком обусловлены физико-химическими процессами эволюции глинистого осадка.

Таким образом, структурообразование коллоидно-дисперсных систем – совокупность одновременно развивающихся процессов: образования структуры и перераспределения всех компонентов, свободных от участия в образовании структуры, способных под воздействием химических, молекулярных гравитационных сил разрушить дисперсную систему, обеспечить превращение ее в породу. Изложенное отражает возможность при изучении диагенеза тонкодисперсных осадков с позиции структурообразования познать механизм рудо-, нефте-, газообразования в осадках геологического прошлого как физико-химические процессы избирательного взаимодействия твердых частиц, миграции воды и газа, локального скапливания, их активного взаимодействия на структуру, перераспределения [4] веществ в трех агрегатных состояниях.

Литература

1. *Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1967. 416 с.
2. *Михайлов Н.В., Ребиндер П.А.* Структурно-механические свойства дисперсных высокомолекулярных систем. М.: Коллоид. ж., 1997. Т. 9. Вып. 5. 381 с.
3. *Смирнов Г.А., Фёдорова Г.Г.* Роль механического перераспределения частиц в осадках при диагенезе в образовании слоистости // Докл. АН СССР. 1959. Т. 129. № 4. С. 908.
4. *Страхов Н.М.* Диагенез и его значение при осадочном рудообразовании // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 5. С. 12.
5. *Страхов Н.М.* Основы теории литологии. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.

Вторичные процессы в древнем венд-кембрийском карбонатном комплексе и их роль в формировании коллекторов в перспективных районах Сибирской платформы

При решении проблемы нефтегазоносности и формирования коллекторов в древнем венд-кембрийском карбонатном комплексе наряду с анализом седиментационных факторов, которые отражены в многочисленных публикациях опытных специалистов России, в том числе и сибирских литологов, весьма важно дать оценку постседиментационного преобразования пород продуктивных горизонтов. В настоящих тезисах нам представляется возможным оценить роль тех вторичных процессов, которые в меньшей мере отражены в публикациях по данному комплексу и району, но оценочные показатели вносят существенный вклад в познание степени измененности разрезов, площадного распространения сложнопостроенных коллекторов в зонах тектонического напряжения с широким развитием их трещиноватости и лито-гидрогеохимических процессов.

Карбонатные коллекторы распространены в изученных разрезах, концентрируясь в определенных интервалах неравномерно и генетически связаны либо с биогенными образованиями, либо с особым тектоническим режимом, которые обуславливали различную степень преобразования постседиментационными процессами. Установлено, что одни вторичные процессы (диагенетическая и катагенетическая перекристаллизация, доломитизация и выщелачивание) улучшают, а другие (засоление, кальцитизация, сульфатизация) ухудшают коллекторские свойства карбонатных коллекторов. Уплотнение, окремнение в одних случаях вызывает снижение их емкости и проницаемости, в других – обуславливает потерю пластичности и способствует возникновению трещиноватости с последующим формированием путей миграции флюидов. При изучении трещиноватости разрезов на Сибирской платформе использованы методики изучения трещинных коллекторов, отраженных в работах Е.М. Смехова, М.Х. Булач и Л.П. Гмид, К.И. Багринцевой, Н.В. Мельникова, В.Н. Воробьева и др., которые усовершенствованы в лаборатории литологии в процессе исследований конкретных разрезов и объектов. Изучено и проанализировано более 200 разрезов скважин, большая часть которых в полевых условиях была выполнена М.А. Замятиним с последующей их комплексной обработкой в лаборатории. Особое значение при макроописании пород уделялось не только замеру удельной поверхности послойных и тектонических, закрытых и открытых трещин,

³⁰ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск; lschernova@mail.ru

их проницаемости, но и фиксации каверн с поверхности керна, их размеров, формы сечений, а также минерального заполнителя трещин и каверн. Данный уникальный фактический материал позволил в ассоциации с аналитическими данными по коллекторским свойствам пород, микроскопическому изучению их в шлифах, а также с применением стадильного анализа определения засолонения карбонатов внести существенный вклад в познание сложнопостроенных разрезов продуктивных горизонтов в пределах Сибирской платформы.

В составе **преображенского горизонта** выделены генетические типы коллекторов: органогенные, органогенно-обломочные и хемогенные, сложенные доломитовыми разностями. Из постседиментационных процессов выявлены: диагенетическая перекристаллизация, выщелачивание, засолонение, наиболее проявленные в микрофитолитовых и органогенно-обломочных разностях. Сульфатизация, окремнение тяготеет к органогенно-обломочным и хемогенным доломитам. Особенностью пород преображенского горизонта является повышенная, чаще послынная стилолитизация, битумонасыщение и трещинообразование. Послойные трещины локализуются большей частью на границе различных литологических типов пород. Удельная поверхность тектонических макротрещин в преображенском горизонте Даниловско-Верхнечонской зоны изменяется от 2 до 9, послынно 5–40, иногда до $92 \text{ м}^2/\text{м}^3$, открытых – 2–21 $\text{м}^2/\text{м}^3$. Трещинная проницаемость варьирует от 0,5 до 2,2 МД.

Усть-кутский горизонт состоит из двух, а **юряхский** из трех пластов. В нижних усть-кутском и юряхском пластах, которые являются возрастными аналогами, преобладают водорослевые, реже микрофитолитовые известняково-доломитовые разности с меньшей стилолитизацией пород, более интенсивным проявлением процессов перекристаллизации, выщелачивания, галитообразования. При этом в породах юряхского горизонта наиболее широко выявлен процесс доломитизации, перекристаллизации, участками сульфатизации, окремнения, битумообразования, в меньшей степени галитизации. В верхнем усть-кутском горизонте доминируют хемогенный и биоогенно-хемогенный типы коллекторов, породы более заглинизированы, сульфатизированы, менее перекристаллизованы. Средний юряхский представлен доломитами микрофитолитово-хемогенными с редкими прослоями известняков. Верхний юряхский пласт – известняково-доломитовый, участками доломитово-известняковый, микрофитолитово-водорослевый. Среди коллекторов усть-кутского горизонта распространены порово-каверновый, каверново-порово-трещинный, реже порово-трещинный типы коллекторов. Удельная поверхность тектонических трещин в большинстве разрезов усть-кутского горизонта изменяется от 1 до 15, послынно до $40 \text{ м}^2/\text{м}^3$. Трещинная проницаемость варьирует от нулевых значений до 10 МД, спорадически до 18 МД. В юряхском горизонте на Верневиллючанской площади выявлено, что по мере приближения к тектоническим нарушениям трещиноватость пород возрастает, удельная поверхность открытых трещин дости-

гает $25 \text{ м}^2/\text{м}^3$ с проницаемостью 15–30 МД. Трещиноватостью затронуты все пласты юрхского горизонта в одинаковой мере, площадь разбита тектоническими нарушениями на блоки, каждый из блоков был изолирован друг от друга, и трещины заполнялись рассолами разного состава. Установлено, что участки площади с поликомпонентным составом заполнителя – битум, галит, ангидрит – более благоприятны для нефтегазопроявления, чем трещиноватые разрезы с сульфатной минерализацией.

Осинский горизонт наиболее перспективен в газонефтеносном отношении и разнообразен по генетическим типам коллекторов. Он весьма сложно построен: нижняя и верхняя части – преимущественно доломитовые с редкими прослоями известняков, а средняя – водорослевая, реже микрофитолитовая с повышенным содержанием доломитов замещения. Благоприятны в отношении первичных фильтрационно-емкостных свойств доломиты и известняки с водорослевой, микрофитолитовой и оолито-онколитовой структурами. Интенсивность проявления постседиментационных процессов носит унаследованный характер и в значительной мере зависит от первичной структуры порового пространства карбонатных коллекторов. Из вторичных процессов наиболее интенсивно в горизонте проявились диа-катагенетическая доломитизация, перекристаллизация и выщелачивание с образованием системы пор и каверн. Коллекторские свойства пород снижают сульфатизация, кальцитизация, окремнение и особенно засоление. Многоэтапность постседиментационных изменений карбонатных пород осинского горизонта способствовали формированию коллекторов со сложной структурой порового пространства порово-кавернового и каверново-порового типов. Имея обширный материал по трещиноватости разрезов осинского горизонта помимо построения многочисленных разрезов с анализом послойных, тектонических закрытых и открытых трещин выполнены построения по отдельным локальным поднятиям (Среднеботуобинское, Даниловское, Верхнечонское, Талаканское) и в целом на территории Непско-Ботуобинской антеклизы. Они позволили в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы дифференцировать разрезы с повышенной трещиноватостью осинского горизонта, которые приближены к зонам тектонических нарушений, и пониженной – в наиболее удаленных от них участках. В зоне с повышенной трещиноватостью доминируют доломитово-известняковый и известняково-доломитовый типы разрезов с наиболее высокими значениями коэффициента диа-катагенетической перекристаллизации и сравнительно высокого кальций-магниевого отношения в рассолах (до 4–7). Удельная поверхность тектонических трещин на локальных структурах колеблется в значительных пределах. На Даниловском месторождении в большинстве разрезов она изменяется от 1 до 36, послойно до $106 \text{ м}^2/\text{м}^3$, при этом трещинная проницаемость достигает 30 МД. На Верхнечонской площади фиксируются более высокие значения удельной поверхности трещин – $25\text{--}50 \text{ м}^2/\text{м}^3$, из них открытых – $2\text{--}13 \text{ м}^2/\text{м}^3$. Трещинная проницаемость варьирует от нулевых значений до 9 МД.

В осинском горизонте выявлены коллекторы порового, каверново-порового, трещинно-порового, трещинно-каверново-порового типов. В большинстве изученных разрезов преобладают коллекторы сложного типа с двойной емкостью (пористость пор, каверн и трещин) и фильтрационными свойствами (проницаемость по проводящим трещинам и порам, кавернам).

Секция 3. Геохимия осадочных процессов

В.А. Алексеева¹

Возможности химического анализа зерен граната для установления источников сноса обломочного материала (на примере ледниковых отложений центра Русской равнины)

Минералы тяжелой фракции являются наиболее чувствительными индикаторами источников сноса обломочного материала и часто используются для определения происхождения и корреляции отложений. Классический подход к минералогическому анализу с применением оптического микроскопа позволяет определять минеральные виды, основываясь на морфологии зерен и их оптических характеристиках. С помощью такого оборудования, как электронный микроскоп, стало возможным быстро и точно определять разнообразие химического состава определенных видов в ассоциациях тяжелых минералов. Минералогическая геохимия, используемая в сочетании с классическими оптическими методами изучения минералов тяжелой фракции, обеспечивает достоверную и объективную информацию о минералогическом составе горных пород и отложений.

В настоящее время данные химического состава минералов широко используются для определения источников сноса и для корреляции и расчленения осадочных толщ [4; и др.]. Установлено, что основным фактором, определяющим региональные и стратиграфические различия химического состава тяжелых минералов осадочных пород, является минералогический состав источников сноса. А. Мортон [3] показал, что различия в составе минералов могут быть обусловлены: 1) наличием нескольких источников сноса; 2) наличием разных по составу горных пород в пределах одного источника сноса; 3) сочетанием этих двух факторов. При анализе данных необходимо учитывать также особенности процессов выветривания, условия транспортировки и осадконакопления и диагенетические преобразования.

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва; valekseeva@rambler.ru

Данный вид анализа может быть успешно применен к широкому ряду терригенных тяжелых минералов. Показано, что пироксены, амфиболы, эпидоты, гранаты и турмалины имеют широкое разнообразие химического состава. Вместе с тем, установлено, что наиболее информативным является анализ химического состава зерен граната, исследованию которого в настоящее время посвящены многие работы [3, 4, 5; и др.]. Гранат демонстрирует значительное разнообразие состава в различных типах отложений и, вместе с тем, он относительно устойчив в условиях диагенеза. Общая формула граната записывается как $R'_3R''_2(SiO_4)_3$, где R' – Ca, Mg, Fe, Mn; R'' – Al, Fe, Cr. Большинство гранатовых ассоциаций можно выделить через преобладание одного из четырех основных компонентов: альмандин (Fe^{2+}), спессартин (Mn), пироп (Mg), гроссуляр (Ca).

Объекты и методы. Объектом исследования послужили среднечетвертичные отложения бассейна р. Протва в центральной части Русской равнины (Сатинский учебный полигон географического факультета МГУ). Был изучен химический состав зерен граната из 9 образцов рыхлых отложений: флювиогляциальные отложения московского (fQ₂ms) и днепровского (fQ₂dn) возраста; морена московского (gQ₂ms) и днепровского (gQ₂dn) возраста; флювиогляциальные (fQ₂dn-ms) и озерные (lQ₂dn-ms) отложения днепровско-московского возраста; аллювиальные отложения лихвинского (aQ₁₋₂ok-dn) возраста; и отложения русловой фации современного аллювия р. Протва.

Зерна граната отбирались из проб тяжелой фракции под поляризационным микроскопом. Из каждого образца исследовалось 50 зерен фракции 0,1–0,25 мм. Зерна укладывались на покровные стекла с помощью двусторонней клейкой ленты, напылялись тонким слоем углерода (25 μm) и анализировались с использованием Link System AN 10/55S energy-dispersive X-Ray, установленного на электронном микрозонде Cambridge Instruments Microscan V. Подготовка образцов для анализа и сами исследования проводились автором в Британском геологоразведочном обществе, г. Ноттингем, Великобритания (British Geological Survey, Nottingham, UK). Время анализа каждого зерна составило 50 сек. Состав гранатов из изученных отложений представлен в виде треугольных диаграмм альмандин+спессартин (AS) – пироп (P) – гроссуляр (G).

Результаты и обсуждение. Опубликованные данные результатов анализа тяжелой фракции свидетельствуют о значительном содержании граната в изученных отложениях – 16–34 % [1]. Полученные нами данные химического состава зерен граната показали, что во всех изученных образцах преобладают (40–55 %) гранаты с доминирующим содержанием альмандина (75–90 %), высоким – пироба (до 20 %) и незначительным – гроссуляра и спессартина (меньше 10 %), которые, по-видимому, поступили в исследованные ледниковые отложения из биотитовых гнейсов, гранитов и мусковитовых сланцев [2]. Также все образцы содержат большую (30–45 %) группу зерен граната с меньшим содержанием альмандина (50–75 %) и большим – пироба (7–40 %), что отражает поступ-

ление материала из гранулитов и гиперстен-плаггиоклазовых пород [2]. Вместе с тем, все образцы содержат небольшое количество (8–20 %) зерен граната с повышенным содержанием гроссуляра (10–40 %) (содержание альмандина – 50–70 %, пиропы – 5–25 %), поступивших, вероятно, из гиперстен-плаггиоклазовых и диопсид-плаггиоклазовых пород [2]. Также во всех образцах в незначительных количествах (2–6 %) присутствуют зерна граната из эклогитов метаморфических комплексов и мусковитовых пегматитов.

Ранее установлено, что некоторые общие черты ледниковых отложений свидетельствуют о едином направлении ледникового сноса материала: в минералогических спектрах отмечается господство компонентов балтийской питающей провинции [1; и др.]. Полученные нами данные подтверждают, что в строении ледниковых отложений бассейна р. Протва участвуют зерна граната из одного источника сноса, а именно, из горных пород высокой степени метаморфизации архейского возраста. Общее сходство состава гранатовых ассоциаций демонстрируется путем сравнения средних значений отдельных компонентов. Они показывают, что во всех изученных образцах преобладают зерна граната с доминирующим содержанием альмандина (67–75 %) и пиропы (14–17 %), с незначительным содержанием гроссуляра (5–11 %) и спессартина (3–6 %). Для дальнейшей корреляции рыхлых отложений с источниками сноса необходим дополнительный анализ состава зерен граната из горных пород Балтийского щита.

Литература

1. Комплексный анализ среднечетвертичных отложений Сатинского учебного полигона. Под ред. Г.И. Рычагова и С.И. Антонова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 128 с.
2. *Соболев Н. В.* Классификация породообразующих гранатов // Докл. АН СССР. 1964. Т. 157. № 2. С. 353–356.
3. *Morton A. C.* A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the Northern North Sea // *Sedimentology*. 1985. V. 32. P. 553–566.
4. *Morton A. C., Hallsworth C. R., Wilkinson G. C.* Evolution of sand provenance during Paleocene deposition in the Northern North Sea / *Petroleum Geology of Northwest Europe. Proceedings of the 4th Conference*. Parker J. R. (Ed.). Geological Society, London. 1993. P. 73–84.
5. *Sabeen H. M., Ramanujam N., Morton A. C.* The provenance of garnet: constraints provided by studies of coastal sediments from southern India // *Sedimentary Geology*. 2002. V. 152. P. 279–287.

О причине изменения характера осадконакопления на границе венда и кембрия

Известно, что 570–545 млн лет назад, в конце венда – начале кембрия, многие процессы на нашей планете, в том числе геохимия осадконакопления, претерпели серьезные изменения [1]. Так, к этому периоду приурочено возникновение гигантских соленосных бассейнов, занимавших целиком будущие платформы. Практически одновременно закладываются многочисленные фосфатоносные провинции [2], формируются черносланцевые пояса, характеризующиеся повышенным содержанием полиметаллов, золота, ванадия, редких земель [3], изменяется соотношение кальциевых и кальциево-марганцевых карбонатов, получают широкое распространение известняки [4]. Особенно резким изменениям подвергается органический мир. Достаточно сказать, что если ранее жизнь на Земле была представлена весьма примитивными существами, то в конце венда появляется многоклеточная эдиакарская биота, а в начале кембрия ей на смену уже приходит скелетная фауна [1, 5].

Все это указывает на изменение химического состава вод Мирового океана и на наличие в них высоких концентраций фосфора и солей, которые определяют состав крови морских животных [6] и используются ими для строительства своих скелетов и защитных панцирей. В этот период формируется и близкая к современной атмосфера, которая во многом, хотя и не во всем, определяет дальнейшую эволюцию биосферы.

Начиная с кембрия, эпохи глобального фосфато- и соленакопления и сопровождавшие их биотические революции неоднократно повторялись. Так, они отмечены в перми, а также на границе мела и палеогена. Эти события позволили подразделить эру “явной” жизни – фанерозой, на три части, получившие название соответственно палеозойской, мезозойской и кайнозойской эр.

До настоящего времени не существовало удовлетворительного объяснения причины возникновения этих процессов впервые в венде – кембрии [1]. Недавно нами обоснована гипотеза [7–9], позволившая приблизиться к решению этой проблемы. Данная гипотеза впервые дала возможность теоретически объяснить приуроченность эпох фосфатонакопления к определенным периодам фанерозоя [7], понять специфику химического состава солей и качественно объяснить соотношение объемов их основных классов [8] и характер размещения фосфатоносных и соленосных провинций на поверхности нашей планеты [9].

² Институт проблем нефти и газа РАН, Москва; azary@mail.ru

³ Геологический институт РАН, Москва

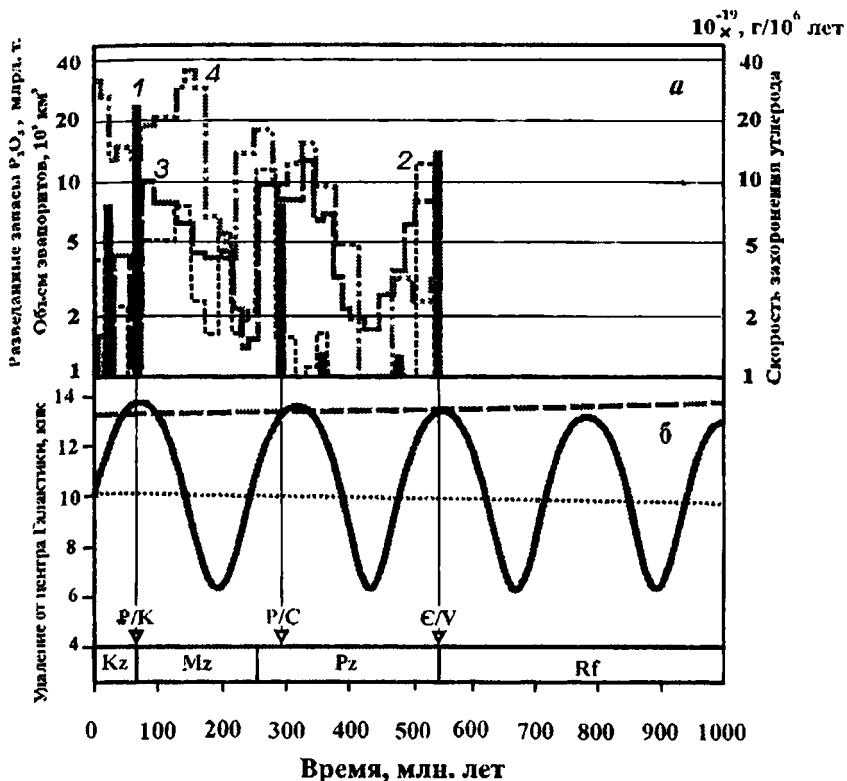


Рис. а) Распределение разведанных запасов фосфоритов (1), объемов каменной соли (2), карбонатных пород (3), темпа отложения биогенного углерода (4) в фанерозое. **б)** Расчетное расстояние Солнца от центра Галактики (периодическая кривая), радиус коротации Галактики (пунктир). Стрелками показаны эпохи наибольшего поступления химических элементов “кальциевого пика”

В соответствии с развиваемыми представлениями, главные эпохи отложения солей и фосфатов, а также бурное развитие жизни в эти времена обусловлены падением на Землю комет спиральных рукавов Галактики. Согласно [10], такие кометы характеризуются повышенным содержанием химических элементов со средними атомными весами (Na, Mg, P, S, Cl, K, Ca и др.). Своей наибольшей численности в галактических рукавах эти кометы достигают на удалении радиуса коротации Галактики, совпадающем с апогалактием солнечной орбиты. Поэтому на эти участки орбиты и приходится главные эпохи отложения фосфора и солей (рисунок). С удалением от коротационного радиуса количество поступающего на Землю с кометами фосфора резко падает. Данная закономерность свойственна также и солям.

В процессе эволюции нашей звездной системы средний радиус солнечной орбиты со временем увеличивается, а радиус коротации Галактики уменьшается [10], так что впервые орбита Солнца достигла коротационного радиуса лишь ~570 млн лет назад. Ранее она располагалась внутри этого радиуса, и условие массовой поставки на Землю кометами химических элементов “кальциевого пика” не выполнялось. Именно поэтому крупные скопления этих элементов стали возникать на нашей планете лишь в фанерозое. Той же причиной объясняется и возникновение на Земле более сложных организмов. Необходимые для их существования химические элементы стали поступать на нашу планету в достаточных количествах лишь с венда и кембрия, что и вызвало в это время “взрыв жизни” [11]. Позже аналогичные поступления стали происходить вполне регулярно, что и явилось причиной последующих мезозойского и кайнозойского биотических событий.

Таким образом, в нашей гипотезе изменение характера осадконакопления и расцвет жизни в фанерозое были вызваны прежде всего космическими факторами. На рубеже венда и кембрия орбита Солнца впервые достигла радиуса коротации, что явилось причиной выпадения на Землю комет с высоким содержанием фосфора, кальция и других необходимых для жизни химических элементов.

В связи с бурным развитием жизни в начале кембрия, живые организмы в дальнейшем принимают самое активное участие во всех происходящих на нашей планете процессах, включая формирование земной атмосферы и образование отдельных полезных ископаемых, в частности, нефти и газа.

Литература

1. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
2. Яншин А.Л., Жарков М.А. Фосфор и калий в природе. Новосибирск: Наука, 1986. 160 с.
3. Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 275 с.
4. Сочава А.В. Известия РАН. 1992. Сер. геологическая. № 6. С. 41–56.
5. Розанов А.Ю. Вестник АН СССР. 1985. № 11. С. 78–92.
6. Мияки Я. Основы геохимии. Л.: Недра, 1968. 328 с.
7. Баренбаум А.А., Литвинова Т.В. ДАН. 2002. Т. 385. № 2. С. 220–222.
8. Баренбаум А.А., Литвинова Т.В. ДАН. 2003. Т. 389. № 2. С. 214–218.
9. Баренбаум А.А., Литвинова Т.В. ДАН. 2005. Т. 405. № 4.
10. Баренбаум А.А. Галактика, Солнечная система, Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. М.: ГЕОС, 2002. 394 с.
11. Баренбаум А.А. ДАН. 2004. Т. 398. № 4. С. 513–515.

Признаки флюидных палеовоздействий на осадочные процессы в кембро-ордовикских отложениях Балтийского палеобассейна

К настоящему времени во многих осадочных разрезах описаны признаки былых воздействий на седиментационные процессы восходящих флюидных палеоразгрузок (R. Jordan, A.E. Лукин, Е.Г. Песков, Г.А. Беленицкая, К.А. Campbell, A. Boehm, J.M. Budai, Ю.Г. Цеховский, В.Н. Холодов, В.И. Муравьев, К.Г. Каледа, А.В. Липаева, Ю.О. Гаврилов, Н.А. Ахметьев, Н.Г. Музылев, О.В. Япаскурт, А.М. Ахметжанов, В.Г. Колокольцев и др.). Сложность их опознания обусловлена существенной или полной трансформацией разгружающихся флюидов в ходе седиментационных процессов.

Специальные исследования по расшифровке признаков палеоразгрузок проводились нами в разные годы во многих регионах (Беленицкая, 1987–2005). В ходе этих исследований было показано, что подавляющая их часть сосредоточена в составе специфических, преимущественно биохемогенных рудно-породных комплексов, резко обогащенных компонентами флюидов и биогенными образованиями. В этих комплексах, названных флюидно-осадочными, локализованы разнообразнейшие и абиогенные структурно-вещественные неоднородности и аномалии, представляющие собой главный итог флюидных палеоразгрузок. Наиболее детальные и целенаправленные работы, включавшие тесно взаимосвязанные литолого-минералогические, геохимические, экологотафономические и структурно-морфологические наблюдения, проведены нами в последние годы в разрезах кембро-ордовикских отложений Балтийского палеобассейна, вскрытых преимущественно в обнажениях и карьерах вдоль Балтийско-Ладожского глинта. В изученных разрезах выделено несколько флюидно-осадочных рудно-породных комплексов, которые резко отличаются от фоновых отложений и обычно выделяются как самостоятельные “слои” или “горизонты”. Главные из них: оболочные (фосфатносные) пески и песчаники, диктионемовые (высокоуглеродистые) сланцы, глауконитовые пески, глауконитовые известняки, окисно-железистые (“чечевичные”) слои, кукурситы (горючие сланцы). Сочетание этих комплексов в разрезе образует своеобразный фосфатно-железисто-кремнисто-углеродистый парагенез, характерный для многих регионов. В составе перечисленных комплексов, максимально в их подошве, а также в подстилающем субстрате широко развиты признаки флюидных палеовоздействий. Наиболее распространены три группы та-

⁴ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург; ankudinovo@mail.ru

ких признаков: вещественные (минерально-геохимические), биотические (палеоэкологические, тафономические) и структурно-морфологические.

Вещественные признаки. Резко аномальный (по отношению к фоновым комплексам) отчетливо индивидуализированный макро- и микрокомпонентный состав: фосфатоносные (с рудными концентрациями фосфора), высокоуглеродистые (вплоть до промышленных горючих сланцев), глауконитовые (до 20–30 % и более глауконита), окисно-железистые (до 50–60 % Fe_2O_3), сульфидные (до 80 % пирита), все – с разнообразной аномально высокой попутной геохимической специализацией, часто минерагенически значимой (U, Sr, F, Mo, TR и др.). Изменения минерально-геохимической специализации на границах комплексов осуществляются на фоне относительно стабильных (или слабо варьирующих) ландшафтно-климатических палеоусловий. Наряду со своеобразием каждого комплекса, прослеживается их общая “сквозная” геохимическая специализация (P, K, Fe, Sr, F, TR и др.), не типичная для фоновых пород, а отвечающая геохимической специализации подстилающего субстрата (унаследованная от него), что, в сочетании с пространственной подчиненностью долгоживущим тектоническим нарушениям и временной корреляцией с проявлениями тектонической активности, подтверждает вероятность их связи с восходящей разгрузкой флюидов, обогащенных этими элементами (на что в отношении фосфатоносных отложений впервые обратили внимание эстонские геологи (Раудсепп Р.В., Кивисилла Я.Я., 1992)).

Биотические признаки. На границах комплексов наблюдаются градиентные кризисные эко- и тафоценотические изменения, в том числе: 1) резко выраженные “скачки” таксономических и количественных характеристик биоты (контрастная смена процветающих бентосных экосистем стрессовыми биоценозами, часто с доминирующей ролью цианобактериальных сообществ, значительной ролью сапробионтов, общим таксономическим однообразием, сопряженным со всплесками продуктивности единичных специализированных таксонов и т.д., а затем – нередко столь же резкий возврат к исходному состоянию); 2) геохимическая специализация возникающих биоценозов с определяющим (породообразующим) развитием организмов, накапливающих (или отлагающих) аномальные концентрации тех или иных компонентов – P, Sr, F, TR, $\text{C}_{\text{орг}}$, SiO_2 и др.; 3) контрастные изменения морфологической специфики аномальных биоценозов.

Наиболее ярко все эти биотические изменения выражены на уровнях развития высокоуглеродистых образований – “диктионемовых” черных сланцев и горючих сланцев – “кукерситов”. Два главных “события” характеризуют уровни накопления каждого из них: переход от экосистем с доминированием бентосной макрофауны к микробиальным матам, накапливающим органическое вещество, и одновременные изменения в составе сопутствующих им бентосных и, в меньшей степени, планктонных групп. При этом биотические изменения четко сопряжены с ярко

выраженными минерально-геохимическими изменениями и сами участвуют в их реализации. Небольшой объем имеющихся изотопных данных ($\delta C_{\text{карб}}$ и $\delta C_{\text{орг}}$) подтверждает вывод о вероятной флюидогенной природе “событий”.

Структурно-морфологические признаки. Наблюдается широкий спектр специфических макро- и микроособенностей структурно-текстурного строения тел, их морфологии, размещения и пространственных соотношений флюидно-осадочных комплексов. Весьма характерны формы, сопоставимые с формирующимися на современных очагах субаквальной разгрузки: образования типа “твердого дна”, панцирей, воронкоподобные, микроползневые, разнообразные флюидо- и биотурбированные, небольшие криптобиогенные глинисто-карбонатные постройки, специфические конкреционные скопления и др. Показательны разнообразные по форме и размеру тела, нарушающие нормальную стратификацию осадков: трубко-, цилиндри- и конусообразные формы, имеющие секущую по отношению к наслению пород, субвертикальную ориентировку. Наибольшее внимание привлекли к себе эффектные “глауконитовые трубки” – резко обогащенные глауконитом трубкоподобные образования, среди которых преобладают вертикальные и субвертикальные конические и цилиндрические. Для горизонтов их массового развития типично интенсивное развитие ихнофоссилий, благодаря чему сами трубки обычно отождествляются с ними (О.С. Вялов, Р.Ф. Геккер, А.В. Дронов, П.В. Федоров и др.). Высказанное А.И. Гусевым (1964) мнение о возможном участии в образовании “глауконитовых трубок” газовых струй, было воспринято как экстремальное и в последующих работах, по существу, игнорировалось. Итоги наших исследований позволили интерпретировать по крайней мере часть “глауконитовых трубок” как древние каналы (палеочаги, палеосипы) синседиментационной разгрузки флюидов гидрокарбонатно-кремнисто-железистого состава, которая осуществлялась в нелитифицированные морские осадки. Следует отметить, что и само интенсивное развитие ихнитовых образований может быть реакцией на флюидную разгрузку и одним из ее закономерных биогенных следствий, о чем свидетельствует, в частности, широкое распространение чрезвычайно плотных скоплений различных червеобразных и других роющих организмов на большинстве современных очагов разгрузки.

Чрезвычайно важным общим показателем рассматриваемых образований является согласованность и контрастность их появления и исчезновения.

Таким образом, целенаправленное изучение осадочных разрезов позволило выявить и систематизировать разнообразные признаки синседиментационных флюидных палеовоздействий. Эти признаки отчетливо сопоставимы (нередко идентичны) с набором эколого-седиментационных проявлений, наблюдаемых на современных активных очагах разгрузки, что позволяет более уверенно реконструировать их генетическую природу.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 03-05-65100.

Литология и петрохимия пород Нижне-Ханинского грабена Алдано-Станового щита

Раннепротерозойские метаосадочные породы удоканской и угуйской серий, слагающие несколько разобщенных бассейнов, со стратиграфическим несогласием перекрывают разнородные архейские образования Западно-Алданского гранит-зеленокаменного составного террейна. Вероятно, они составляли единую пассивную континентальную окраину протерозойского кратонного блока. Толщи Нижне-Ханинского грабена коррелируются с низами удоканского комплекса [3]. Особый интерес к ханинским метаосадкам связан с проблемой эволюции жизни на ранней Земле. Нами составлены новые геологическая карта и стратиграфический разрез, изучен метаморфизм, получены изотопно-геохронологические и др. данные [1, 2 и др.].

Толща грабена (~2 км) расчленена на 3 свиты (снизу): атбастахскую, ханинскую и станнахскую. Первая существенно карбонатно-метапесчаниковая с незначительной ролью метагравелитов и метаконгломератов, а также филлитов и филлитовидных сланцев. Карбонатные породы представлены доломитовыми мраморами, в том числе с пластово-столбчатыми строматолитами и известково-силикатными породами. Ханинская свита (черносланцевая толща) сложена филлитами и филлитовидными сланцами. Метапесчаники встречаются значительно реже, чем в атбастахской свите, а известково-силикатные породы – эпизодически. Станнахская свита – это толща монотонных метапесчаников с переходами в метаалевролиты. Литологическое различие свит подтверждается средними химическими составами пород (таблица). Выборки терригенных пород с условными названиями по преобладающему виду пород составлены с учетом химического состава. К филлитам (глины) отнесены породы с содержанием $Al_2O_3 > 17,5\%$. Филлитовидные сланцы (алевролиты) подразделены на две группы с ограничениями по $Al_2O_3 = 17,5-14,0$ и $14,0-10\%$. Редкие высокощелочные породы ($Na_2O + K_2O > 7\%$) выделены в отдельные выборки. К метапесчаникам отнесены породы с $Al_2O_3 < 10\%$ с разделом между выборками по $SiO_2 = 90\%$.

Высокощелочные разновидности пород нами рассматриваются как измененные (ощелоченные) образования. Изредка наблюдаются бесспорные метасоматиты (таблица). Пределы колебаний многих оксидов в

⁵ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск;
vf_timofeev@mail.ru

⁶ Институт геологии СО РАН, Новосибирск; *popov@uiggm.nsc.ru*

⁷ Институт геологии нефти и газа СО РАН, Новосибирск; *PostnikovAA@uiggm.nsc.ru*

Средние химические составы главных метасадочных пород
Нижне-Ханинского грабена

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	n
A-1	66,02	0,72	19,62	4,36	0,03	2,82	0,56	1,51	4,31	0,05	4
A-2	64,99	0,85	16,26	5,27	0,10	3,15	2,87	3,84	2,55	0,11	2
A-3	77,00	0,37	11,89	3,17	0,03	1,30	0,69	2,86	2,63	0,05	13
A-4	84,10	0,23	7,43	2,14	0,05	1,45	0,67	2,13	1,70	0,09	24
A-5	94,21	0,08	2,91	1,14	0,02	0,33	0,16	0,42	0,64	0,10	24
A-6	12,59	0,04	0,86	0,99	0,14	33,76	50,72	0,22	0,42	0,26	6
A-7	56,05	0,04	0,6	1,41	0,11	15,75	25,32	0,22	0,06	0,43	5
A-8	47,07	0,14	6,12	2,97	0,29	15,58	24,46	1,44	1,85	0,09	5
X-1	63,71	0,77	23,32	4,51	0,18	1,76	0,59	1,76	3,35	0,05	23
X-2	67,59	0,69	15,86	5,24	0,08	2,94	1,21	2,37	3,90	0,11	27
X-3	72,30	0,57	12,68	4,98	0,08	2,50	1,38	2,96	2,45	0,09	30
X-4	83,47	0,2	7,56	2,01	0,08	0,74	1,49	2,38	2,02	0,06	9
X-5	94,08	0,06	4,19	0,60	0,05	0,23	0,09	0,09	0,60	0,02	5
C-3	77,00	0,44	12,11	2,77	0,03	1,15	0,57	3,37	2,49	0,06	5
C-4	82,93	0,32	8,94	1,81	0,02	0,39	0,34	3,22	1,98	0,06	15
MX-1	47,55	1,69	28,54	7,40	0,07	4,65	0,73	0,64	8,53	0,20	1
MX-2	68,96	0,49	19,84	0,15	0,01	0,16	0,29	10,00	0,09	0	1
IX-1	55,38	1,08	22,60	7,50	0,09	3,50	0,82	2,44	6,47	0,14	8
IA-2	68,38	0,61	15,69	5,63	0,01	1,65	0,12	3,45	4,41	0,06	5

Выборки с индексами относятся к свитам: А – атбастахской, Х – ханинской и С – станнахской. Метасоматиты по породам ханинской свиты: МХ-1 – слюдит, линзовидное образование, МХ-2 – альбитит (адинол), маломощное образование на экзоконтакте метадиабаза. Предполагаемые измененные породы ханинской (ИХ) и атбастахской (ИА) свит. Цифры означают: 1 – филлиты, 2 – алевропелитовые филлитовидные сланцы, 3 – алевролитовые филлитовидные сланцы; 4 – метапесчаники, 5 – кварцевые метапесчаники (кварциты); 6 – доломитовые мраморы, 7 – карбонатсодержащие силикатные породы (исначально доломит-кремнистые сланцы), 8 – карбонатсодержащие алюмосиликатные породы (глинистые и/или песчаные доломиты). FeOt – железо общее, n – количество анализов. Единичные пробы из коллекции авторов и работы [2]. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН химическим и рентгенофлюоресцентными методами

выборках значительны. Но в целом можно полагать, что изменения имели характер ближнего перераспределения и средние составы выборок близки к составу их протолитов. Филлиты ханинской свиты отличаются от атбастахской большей глиноземистостью. Метаалевропелиты, алевролиты и метапесчаники весьма близки и по остальным оксидам. Но в атбастахской свите широко распространены высококварцевые разновидности метапесчаников. Несколько особняком стоят станнахские метапесчаники и метаалевролиты по повышенному содержа-

нию Na_2O и низким FeO и MgO , и отсутствуют высококварцевые метапесчаники.

Толщи свит по методу В.Н. Шванова [4] реставрируются: атбастаская – как доломит-кварцево-граувакково-кварцево-песчаниковая, ханинская – высокоглиноземисто-граувакко-кварцево-граувакковая, а станнахская – кварцево-граувакково-аркозоявая. Особенности химического состава пород грабена и Sm-Nd изотопные данные свидетельствуют, что источниками сноса являлись породы, сходные с окружающими в настоящее время амфиболит-ортогнейсового комплекса.

Рассеянное органическое углеродистое вещество, содержащееся в основном в филлитах и филлитовидных сланцах, при метаморфизме приобрело структуру, более упорядоченную, чем в шунгитах [1]. Несмотря на это, в породах сохранились микроостатки *cf. Leiosphaeridia crassa* и вероятные следы колониальных коккоидных форм и цианобактерий. По биогеохимическим данным органическое вещество имеет аквагенно-бактериальное происхождение. Бассейн седиментации во время отложения этих сланцев характеризовался высокой биопродуктивностью и существенно глинистым характером осадков. Органика еще до термодинамической обработки была диагенетически преобразована в восстановительных обстановках без сероводородного заражения.

Работа выполнена в рамках Подпрограммы II комплексной программы № 25 Президиума РАН “Происхождение и эволюция биосферы”.

Литература

1. Горохов И.М., Тимофеев В.Ф., Бизунок М.В. и др. Rb-Sr системы в метаосадочных породах Ханинского грабена / Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 110–126.
2. Березкин В.И., Смелов А.П. Новые данные о шунгитоподобном веществе черных сланцев Алданского щита // Наука и образование. 2000. № 3 (19). С. 77–81.
3. Сочава А.В. Петрохимия верхнего архея и протерозоя запада Витимо-Алданского щита. Л.: Наука, 1986. 144 с.
4. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород. Л.: Недра, 1987. 269 с.

Геохимия и золотоносность углеродистых силицитов триаса Сихотэ-Алиня

Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня – полифациальное и полициклическое геологическое образование регионального масштаба мощностью до 500 м, сложенное планктоногенными кремневыми и карбонатными отложениями, деформированное подводными оползнями, разрывами и складчатостью в юрскую и раннемеловую эпохи. Углеродистые силициты распространены вблизи подошвы в позднеоленинско-среднеанизийской части формации, в пачке (15–30 %, редко до 60 % объема) переслаивания с глинистыми силицитами (4–20 м), названной нами “фтанитовой” [1]. В составе этих силицитов преобладают халцедон и кварц, слагающие цемент пород и замещающие скелеты радиолярий, спикулы губок, импрегнированные дисперсной примесью углеродистого вещества. Встречаются алевритовой размерности обломки кварца, полевых шпатов, апатита (обломки конодонтов), реже песчаные и гравийные зерна базальтов, кремней, фтанитов и алевроаргиллитов. В углеродистых

Таблица 1

Содержание РОВ и его состав в углеродистых силицитах, мас. %

№ пробы	Порода	Содержание РОВ	Фракции РОВ				
			ХБА	ДСББА	ДСББС	ГВ	НО
Окрестности г. Хабаровска							
Х-70/78	ГФ	6,0	2,28	0,27	0,41	0,56	96,48
Х-73	ГФ	3,5	0,67	0,24	1,91	0,00	97,18
Район с. Кокшаровка (р. Огородная)							
Н-170д	ГФ	1,2	0,62	0,07	0,75	0,91	97,65
Н-153д	ГФ	2,8	0,51	0,17	0,61	0,73	97,98
Район г. Дальнегорска							
Р-50	Ф	0,3	1,06	27,80	0,83	4,78	65,53
Р-56	Ф	0,2	0,13	24,60	0,99	6,27	68,00
Р-145	Ф	0,4	2,57	0,93	22,45	н. о.	74,05
Р-54	ГФ	0,5	0,15	15,13	0,51	н. о.	84,20
Р-102	ГФ	1,9	0,08	1,71	0,12	1,69	96,40
Р-120	ГФ	7,8	7,77	3,03	3,17	4,55	81,63

РОВ – рассеянное органическое вещество. Битумоиды: ХБА – хлороформенные, ДСББА – спиртобензольные, ДСББС – связанные спиртобензольные. ГВ – гумины. НО – остаток РОВ, нерастворимый в низкокипящих растворителях. Н. о. – фракция не определялась. Породы – см. табл. 2

⁸ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток; yvolokhin@mail.ru

Таблица 2

Среднее содержание элементов в породах "фтанитовой пачки", г/т

Хим. элемент	Местоположение разреза										С СК
	Бол. Улитка	Горная	Огородная		Дальнегорск		Широкая Падь		Корейская	Хабаровск	
	ФК	ГФ	Ф	ГФ	Ф	ГФ	Ф	ГФ	ГФ	ГФ	
Pb	15	21	11	23	34	41	158	31	16	23	17
Zn	447	113	28	41	143	88	194	52	491	45	160
Cu	111	103	63	94	153	70	81	45	184	59	100
Ni	158	37	21	24	43	37	47	11	150	30	63
Co	50	8	3	1	18	5,2	13	0,5	50	3,7	11
Sn	2,4	3,8	2,9	3,4	1,64	3,2	14	4,7	2,1	3,6	4,0
Mo	17,9	8,1	18,4	36,7	12,5	42,0	13,5	56,3	50,9	19,5	29
Cr	19	47	33	62	27	44	65	56	33	39	86
V	93	379	166	351	248	409	267	273	492	180	250
Ga	Н. д.	21	11	12	5	18	Н. о.	30	8	14	14
B	21	71	68	154	41	49	155	237	47	113	87
Rb	51	100	35	68	43	101	84	Н. о.	46	50	47
Sr	19	84	25	38	29	47	27	Н. о.	50	60,6	140
Ba	177	5100	176	241	392	393	600	Н. о.	255	1040	740
Th	3,7	Н. о.	1,9	3,8	2,0	3,2	4,5	Н. о.	3,3	5,4	5
U	3,7	Н. о.	2,7	4,3	0,6	5,5	0,7	Н. о.	6,1	4,6	13
Ag	0,30	0,42	0,97	1,08	1,24	0,63	2,0	0,15	3,57	1,10	1,0
Au	Н. о.	0,022	0,067	0,045	Н. о.	0,028	0,023	0,027	0,045	Н. о.	0,0049

Ф – фтаниты, ГФ – глинистые фтаниты, ФК – фтанитокварциты, СК – субкларк в углеродистых силицитах [4]. Н. о. – не определялось. Жирным шрифтом – аномальные значения среднего

и неуглеродистых породах фтанитовой пачки глинистая фракция представлена [2] исключительно диоктаэдрическим иллитом ($b=9,04 \text{ \AA}$). Углеродистое вещество фтанитов в большинстве разрезов преимущественно состоит из рентгеноаморфного керогена и битумоидов (табл. 1).

Гуминовое вещество углеродистых кремней отличается низкой степенью окисленности и содержит (по данным УФ- и ИК-спектроскопии) хиноидные, метильные и метиловые группы. Изотопный состав углерода пород меняется от $-27,3$ до $-32,5 \text{ ‰ PDB}$, что близко к составу углерода липидов морских осадков, битумов и нефти [3].

Содержание $S_{\text{орг}}$ в углеродистых силицитах составляет $0,30-8,54 \text{ ‰}$, $S_{\text{карб}}$ – менее $0,05 \text{ ‰}$, $S_{\text{общ}}$ – $0,004-0,7 \text{ ‰}$ (среднее $0,14 \text{ ‰}$), с преобладанием сульфидной формы (83 ‰ от $S_{\text{общ}}$). Содержание в них V в среднем в 2–3 раза, Mo и Ag, в 20–50 раз превышает их кларк в осадочных породах [2]. Содержания редких элементов достигает (г/т): V – 810 (р. Корей-

ская) и 1300 (г. Дальнегорск), As – 200, Zn – 890, Cu – 490, Ni – 350, Ag – 10, и Mo – 180 (табл. 2). В породах пачки наиболее значительны региональные изменения содержания Ba от 127–379 г/т (р. Огородная) до 4000 г/т (р. Хор) и 7000 г/т (р. Горная). Вариации содержаний в углеродистых силицитах других элементов (г/т): Pb (5–300), Cu (25–950), Ni (35–350), Co (0,5–180), Cr (10–120), Cd (0,062–0,233), Hg (0,01–0,08), Tl (0,28–1,16), U (0,53–7,25), Th (1,48–5,43), Se (0,3–3), Rb (36–100), In (0,025–0,045), Cs (4–13), La (4–21) и Ce (9–38), Bi (0,08–0,37), Ge (4–8). Содержание Au иногда достигает 7,5 г/т (пробирный анализ) или 10–18 г/т (ICP-MS). Модальный интервал Au (0,035–0,04 г/т) в углеродистых силицитах р. Огородная в 4 раза превышает кларк золота [4] в черных сланцах мира.

Корреляции химических элементов отражают их тесные связи с аутигенными сульфидами и некоторых элементов с органическим веществом. Фракция спиртобензольных битумоидов глинистых фтанитов значительно обогащена Mn, Cu, Zn, Ni, Co и Sn, Au. Содержание золота также повышено в нерастворимом остатке РОВ. Положительная корреляция Au с $C_{орг}$ устанавливается в силицитах, содержащих более 0,5 % $C_{орг}$. По данным пробирно-атомно-абсорбционного анализа содержание Pt и Pd в большинстве случаев менее 0,01 г/т, редко достигая 0,13 г/т (Pt) и 0,014 г/т (Pd).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 04-05-65269).

Литература

1. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
2. Волохин Ю.Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1985. 208 с.
3. Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.
4. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: Уральская издательская фирма "Наука", 1994. 304 с.

Литолого-геохимическое отображение глобальных биосферных событий в осадочных комплексах Северо-Восточного Перитетиса

На территории Северо-Восточного Перитетиса в осадочных толщах запечатлелись многочисленные литолого-геохимические и палеоэкологические следы глобальных биосферных геологических событий, сопровождавшихся экосистемными перестройками и изменениями режима седиментации. Под *биосферными геологическими событиями* подразумеваются резкие и относительно кратковременные (~50–500 тыс. лет, иногда более) изменения палеогеографических, палеоэкологических, палеоклиматических обстановок в глобальном (или субглобальном) масштабе, выразившиеся в разрезах в виде горизонтов отложений, существенно отличающихся от вмещающих толщ. Термин “биосферные” употребляется в данном случае для того, чтобы определить рамки рассматриваемых геологических событий, отделить их от событий тектонических и вулканических (хотя нередко они были взаимосвязаны). В результате этих событий образовывались прослеженные на больших территориях горизонты отложений, в которых, как правило, наблюдаются резкие изменения концентраций химических элементов, заметные изменения геохимического состава захороненного органического вещества, негативные или позитивные тренды в поведении стабильных изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$; наблюдаются также существенные изменения биоты. Комплексное изучение таких изменений в древних отложениях позволяет раскрыть динамику происходивших биогенных и абиогенных процессов во время этих событий, а также более глубоко оценить предшествовавшие и последующие обстановки. Для получения наиболее объективной информации о динамике развития биосферных событий важно проследить их отображение в разрезах толщ различных фациальных обстановок. Современные методы зональной биостратиграфии и хемостратиграфии позволяют с высокой точностью проводить корреляцию отложений, удаленных на значительные расстояния.

С биосферными событиями практически всегда были связаны изменения характера седиментации на огромных территориях, однако запечатлеваться в геологической летописи они могли по-разному. Некоторые из них сопровождались практически повсеместным накоплением в морях обогащенных органическим веществом (ОВ) осадков. В других случаях обогащение осадков ОВ хотя и происходило на больших территориях, но не носило глобального характера. Наконец, в третьих случаях накопления углеродистых осадков не происходило, а если и имело место, то в очень ограниченных масштабах, локально.

⁹ Геологический институт РАН, Москва; gavrilov@ginras.ru

Одним из наиболее ярко выраженных и хорошо изученных биосферных событий было **событие начала эоцена (IETM – “Initial Eocene Terrestrial Maximum” – “Термальный максимум начала эоцена”)**. Сравнительно близкое к нам по времени, оно изучается особенно интенсивно, поскольку связано с чрезвычайно быстрым потеплением, обусловленным поступлением в атмосферу значительных масс двуокиси углерода (подобно тому, как это происходит в современную эпоху), что сопровождалось значительными преобразованиями в морской и наземной экосистемах. Проявления этого события зафиксированы в осадках Атлантического, Индийского, Тихого океанов, в разрезах Северной Америки, Европы, Азии, Африки. Мощность отложений IETM обычно не превышает первых метров; в них часто отмечается падение содержания карбонатов по сравнению с вмещающими отложениями. Повсеместно – в морских и в континентальных толщах – прослеживается отрицательная изотопная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ (по крайней мере, на $-2,5\text{‰}$); основание этой аномалии принято в настоящее время рассматривать в качестве нижней границы эоцена. Высказывается предположение об образовании изотопной аномалии за счет высвобождения по разным причинам метана из скоплений газ-гидратов в океанах с последующим его окислением до CO_2 .

В отложениях Северо-Восточного Перитетиса этому событию соответствует горизонт отложений, обогащенных ОВ (до 10–20 % и более); в нем фиксируется отрицательная изотопная углеродная аномалия, как в карбонатах, так и в ОВ. Углеродистые отложения обогащены широким спектром элементов, степень концентрации некоторых из них (V, Cr, Ni, Mo, Se и др.) превышает кларковый уровень иногда на 1–2 порядка. Тонкая ламинация отложений, характер распределения в них фауны, отсутствие следов биотурбации, данные неорганической и органической геохимии свидетельствуют о существовании аноксидных обстановок в водной толще обширного бассейна (по крайней мере, в некоторых его частях). Образование углеродистых осадков, но менее обогащенных ОВ, происходило и в Южном Перитетисе (Египет).

Накопление углеродистых осадков вследствие резкого роста биопродуктивности было связано с усилением поставки в бассейн значительных количеств биофильных элементов, что произошло в результате совокупности причин. Перед событием IETM произошло эвстатическое падение уровня океана (его следы фиксируются в разрезах); в результате регрессии обнажились обширные пространства морского дна по периферии морей, океанов и вокруг архипелагов. На этих пенепленизированных площадях в условиях гумидного климата возникли озерно-болотные ландшафты, где накапливалось ОВ (твердое и растворенное). Появление таких ландшафтов обусловило генерацию значительных масс метана, поступление которого в атмосферу привело к резкому усилению парникового эффекта и глобальному повышению температуры. Кислая среда заболоченных территорий способствовала переводу в раствор многих элементов, в том числе биофильных. Таким образом, на стадии

регрессии возникли специфические прибрежные геохимически активные ландшафты, в пределах которых находились скопления реакционноспособных веществ (ОВ, фосфатов, железа и др.). Позднее, когда регрессию сменила быстро развивавшаяся трансгрессия, наступившее море активно взаимодействовало с этими ландшафтами, что обуславливало вынос в водоем больших масс биофильных элементов. Это привело к интенсивному цветению фито- и бактериопланктона, обогащению осадков ОВ, развитию аноксидных обстановок и угнетению бентосной фауны. Причем в условиях пенеппенизированного морской эрозией пологого рельефа даже относительно небольшой подъем уровня моря приводил к затоплению обширных территорий. В зонах преобладания аридного климата богатые ОВ осадки часто ассоциируют с фосфатоносными отложениями (как это наблюдается на границе палеоцена и эоцена в Средней Азии), что также способствовало выносу фосфора в водоем и росту биопродуктивности. После завершения трансгрессии и прекращения поступления биофильных элементов в водоем интенсивное цветение фитопланктона закончилось и прекратилось обогащение илов ОВ. Относительная мелководность бассейна, отсутствие плотностной стратификации вод, прекращение генерации значительных масс H_2S в осадках и его диффузии в наддонные воды – все это обуславливало достаточно быстрое исчезновение аноксидных обстановок в водной толще. Такой сценарий образования высокоуглеродистых осадков IETM в Северо-Восточном Перитетисе приложим и к некоторым другим событиям мезозоя.

В разрезах Крымско-Кавказской области отчетливо выражено пограничное **сеноман-туронское событие OAE2 (Bonarelli Event)**, на Русской плите этому интервалу обычно соответствует перерыв в седиментации. Накопившиеся во время этого эпизода отложения повсеместно в той или иной степени обогащены ОВ. Вместе с тем устанавливаются отчетливые различия в геолого-геохимической характеристике разрезов в разных частях Северо-Восточного Перитетиса: в одних местах отложения помимо ОВ обогащены биогенным кремнеземом (Западный Кавказ, Грузия), в других – карбонатным материалом (Крым, Восточный Кавказ). С этим событием связаны существенные перестройки экосистем, что, возможно, обусловлено обстановками дефицита кислорода в наддонных водах. Проявления события прослежены поистине в глобальном масштабе – они установлены в многочисленных разрезах отложений эпиконтинентальных морей на всех континентах и в скважинах глубоководного бурения в разных частях Мирового океана. В отличие от IETM с отложениями события Бонарелли связана положительная углеродная аномалия, установленная по карбонатам. Спектр элементов, обогащающих углеродистые породы, в целом схож с IETM, но степень концентрации ниже.

Литолого-геохимические и биотические следствия **раннеаптского события Селли (Selli Event, OAE1a)** были установлены в осадочной толще Русской плиты, где оно проявилось на больших территориях в виде образования горизонта углеродистых осадков. Есть все основания

предполагать существование соответствующих ему обогащенных ОВ отложений в разрезах Крыма и Кавказа.

Проявления раннеюрских событий, и прежде всего наиболее известного **раннетюарского**, были установлены во многих районах мира. Обогащенные ОВ нижнетюарские сланцы ($C_{орг}$ до 15 % и более) широко распространены в Европе и встречаются в отложениях разных седиментационных обстановок. Их характерной особенностью является отчетливая отрицательная изотопная аномалия ($\delta^{13}C_{карб}$ и $\delta^{13}C_{орг}$), аналогичная наблюдаемой в ИЕТМ. Установлено, что высокоуглеродистые осадки накапливались на фоне эвстатической трансгрессии. На территории Северо-Восточного Перитетиса тюарские толщи наиболее полно развиты в Кавказском регионе. Особый интерес представляют нижнетюарские отложения Центрального Кавказа, где они представлены темно-серыми аргиллитами с очень большим количеством сидеритовых конкреций – на интервале в 1 м может залегать до 8–10 конкреционных прослоев. Значительная конкреционность отложений свидетельствует об исключительно высокой интенсивности в шельфовых осадках водоема процессов диагенеза, для реализации которых требовались большие количества в осадках ОВ. Содержания $C_{орг}$ во вмещающих конкреции аргиллитах в настоящее время незначительны – около 1 %, но по нашим оценкам первоначально в осадках было не менее 6–8 % $C_{орг}$. Таким образом, шельфовые раннетюарские осадки Северокавказского бассейна первоначально также были высокоуглеродистыми, однако признаки аноксии в водной толще отсутствуют. Схожее литолого-геохимическое выражение характерно для события в начале позднего плинсбаха.

К отложениям, зафиксировавшим в морях Северо-Восточного Перитетиса биосферные события, следует относить также а) серию горизонтов обогащенных ОВ отложений **позднего апта и альба**, соответствующих аноксическому событиям **ОАЕ1b** (Jacob, Paquier, Leenhardt Events), **ОАЕ1c** (Toolebuk Event) и **ОАЕ1d** (Breistroffer Event), установленных в последние годы в меловых разрезах Горного Дагестана; б) **позднеготеривское событие** (Faraoni Event) установлено недавно на территории Русской плиты и в разрезах Восточного Кавказа; ранее оно было известно только в Северном Средиземноморье; в) в этом же ряду можно рассматривать и **волжское событие**, с которым связано образование толщи горячих сланцев на Русской плите. В толщах мезозоя и кайнозоя фиксируются также события, с которыми не было связано накопление углеродистых осадков и развитие аноксических обстановок в бассейнах (по крайней мере, их явные признаки отсутствуют), но в биотическом и литологическом отношении они выражены достаточно отчетливо: **средне-сеноманское событие** (Восточный Кавказ), события на **границе мела/палеогена и дания/зеландия**, некоторые другие.

Реконструкция динамики развития биосферных событий показывает, что им были присущи как общие черты, так и различия. Отметим, что многие из них происходили на фоне резких флуктуаций уровня моря.

Важно подчеркнуть следующее: одно и то же событие могло проявляться по-разному в различных фациальных обстановках, но по литолого-геохимическим параметрам соответствующие им отложения, как правило, достаточно резко отличаются от вмещающих их толщ.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 06-05-65282.

Е.В. Голубовская¹⁰

Геохимические особенности оолитовых железных руд Западного Казахстана

Оолитовые железные руды Западного Казахстана распространены среди континентальных и прибрежно-морских отложений тургайской серии олигоцена [9], что позволило Л.Н. Формозовой [7] выделить их в особый – “континентальный” тип, не имеющий аналогов за пределами этого региона. Автором на примере стратотипического разреза эоцено-миоценовых отложений северного берега залива Перовского (Северное Приаралье) и Лисаковского месторождения (Тургайский прогиб), проведен анализ распределения главных породообразующих и рассеянных элементов рудных отложений по сравнению с вмещающими их породами, а также изучено распределение редкоземельных элементов в разно-фациальных рудах Северного Приаралья [1, 2, 3].

Проведенные исследования показали, что железные руды и ожелезненные песчаники характеризуются повышенным содержанием элементов группы железа (Cr и V), элементов марганцевой ассоциации (Co), а также Ni и Y по сравнению с нерудными породами. Для этих элементов свойственна высокая миграционная способность в окислительной среде как в виде ионов (V, Ni), так и в виде комплексных соединений (Cr, Y).

Руды также относительно обогащены Ag, Zn, Sn, которые не образуют самостоятельных минеральных фаз и являются соосажденными или сорбированными на минералах железа.

Для железных руд свойственно повышенное количество фосфора, но устойчивой зависимости между содержаниями P и Fe по разрезу не выявлено, что характерно и для железных руд Лисаковского месторождения [1,3].

Рудовмещающие глинистые отложения обогащены относительно руд Mo, Ge и В, при этом содержание В в рудах возрастает с увеличением в них глинистой составляющей. Терригенные породы обогащены Ti и Zr. Последнее обусловлено тем, что элементы группы титана (Ti, Zr), а так-

¹⁰ Геологический институт РАН, Москва; golubovskaya@ginras.ru

же другие ионы с высокой валентностью, почти полностью отсутствуют в природных водах и мигрируют в форме взвеси.

В целом характер распределения малых элементов в однотипных породах разных частей изученного стратотипического разреза Северного Приаралья как для песчаных пород, песчанистых железных руд, так и для глин сходен. Исключением является заметное обогащение стронцием глин верхней миоценовой части разреза, что очевидно обусловлено изменением типа осадконакопления с терригенного, характерного для эоцен-олигоценовой части разреза, на карбонатный. В разновозрастных же железных рудах распределение этих элементов разное. Более молодые руды чиликтинской свиты по сравнению с рудами подстилающей кутанбулакской свиты обогащены Sr и обеднены Rb и Nb.

Спектры РЗЭ во всех фациальных типах изученных железных руд (аллювиальных, дельтовых, лиманных и озерных) достаточно близки и характеризуются большим суммарным содержанием РЗЭ, чем RPSNC [4]. Они относительно обеднены легкими РЗЭ и обогащены средними и тяжелыми лантаноидами по сравнению с RPSNC. Повышенная сорбционная способность гидроксидов железа, по-видимому, обуславливает более высокие концентрации РЗЭ в рудах по сравнению с алевропесчаными породами. Однако отношение La/Yb, изменяющееся от 1,6 до 3,2, значительно ниже (в 2–5 раз), чем в глинистых и алевропесчаных породах Русской платформы [4], а также в морских оолитовых железных рудах Лабино-Малкинской зоны Северного Кавказа [6]. Такие низкие отношения La/Yb, возможно, обусловлены существенной долей растворимого комплекса РЗЭ, обогащенного тяжелыми лантаноидами по сравнению со взвесью, в которой преобладают легкие РЗЭ.

Лиманные руды при вариации значений отдельных элементов характеризуются спектрами РЗЭ, близкими спектру RPSNC. Спектры дельтовых и озерных руд практически идентичны при некотором разбросе значений тяжелых лантаноидов. Для аллювиальных руд характерны сильные вариации в распределении тяжелых РЗЭ, что скорее всего связано с примесью минералов тяжелой фракции.

Отношение Eu/Eu* изменяется в широких пределах – от 0,45 до 1,23 и в среднем равно 0,8. В целом можно говорить об отсутствии положительной европиевой аномалии, что характерно практически для всех постархейских осадочных пород [5, 8].

Сравнение содержаний РЗЭ в рудах и вулканитах Мугоджар показывает однотипность спектров для всех фациальных типов руд и значительное обогащение руд относительно вулканитов как в легкой, так и в тяжелой части спектра РЗЭ. Исключением является Eu, содержание которого в рудах и вулканитах сопоставимо. Следовательно, можно говорить об однотипных источниках как рудного, так и терригенного материала для всех исследованных типов руд, при этом сказывалось не только влияние зеленокаменного комплекса Мугоджар, но и других пород прилегающей суши. Скорее всего, существенную роль в перераспреде-

лении РЗЭ играли процессы неоднократного переотложения рудного материала.

Содержание Y (33–56 г/т) не зависит от фациальной принадлежности руд. Отношение Th/Sc во всех исследуемых образцах имеет близкие значения и в среднем равно 0,33.

Таким образом, спектры распределения РЗЭ в различных фациальных типах железных руд Северного Приаралья достаточно близки при некоторой вариации значений. Некоторые различия могут быть связаны с минеральным и химическим составом рудных образований. Наиболее характерной особенностью является высокое накопление тяжелых РЗЭ. Однако детальная дифференциация фациальных типов осадочных оолитовых железных руд на основе распределения РЗЭ вряд ли осуществима. Можно говорить лишь о конкретной геохимической специализации, связанной с региональной принадлежностью.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 05-05-64033.

Литература

1. Голубовская Е.В. Некоторые геохимические особенности железных руд Лисаковского месторождения // Литология и полез. ископ. 2003. № 3. С. 324–330.
2. Голубовская Е.В. К геохимии разнофациальных оолитовых железных руд Северного Приаралья // Литология и полез. ископ. 2005. № 2. С. 215–219.
3. Голубовская Е.В. Некоторые вопросы геохимии эоцен-миоценовых отложений залива Перовского (Северное Приаралье). В печати.
4. Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В. и др. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1994. № 6. С. 789–803.
5. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
6. Тимофеева З.В., Балашов Ю.А. Распределение редкоземельных элементов в оолитовых железных рудах Северного Кавказа // Литология и полез. ископ. 1972. № 3. С. 128–135.
7. Формозова Л.Н. Железные руды Северного Приаралья. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 447 с.
8. Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю. Проблемы геохимии фосфора в докембрии // Литология и полез. ископ. 2001. № 4. С. 339–352.
9. Яншин А.Л. Геология Северного Приаралья. М.: Изд-во МОИП, 1953. 736 с.

Метакарбонатно-терригенные отложения саянской серии Дербинского микроконтинента: строение, состав, геохимические особенности

Осадочные породы являются важным источником информации о составе, происхождении и эволюции гетерогенных блоков континентальной коры. Настоящая работа посвящена сравнительной характеристике метаосадочных пород саянской (дербинской) серии Дербинского микроконтинента. На основании изучения редких и редкоземельных элементов сделана попытка реконструировать состав источников сноса и выявить условия осадконакопления.

Дербинский микроконтинент, образованный мощным метатерригенно-карбонатным комплексом, является одним из наиболее крупных структурных элементов неопротерозойского аккреционно-коллизийного пояса в юго-западном и южном обрамлении Сибирского кратона. В последнее время он рассматривается в качестве одного из микроконтинентов, отделившегося в рифее от Сибирского кратона или Родинии. Дербинский микроконтинент располагается в центральной части Восточного Саяна, протягиваясь в северо-западном направлении на расстояние около 500 км от верховьев р. Ия до р. Енисей. Дербинский микроконтинент образован метаосадочным комплексом саянской серии верхнего докембрия. В ее составе выделяется три свиты (снизу вверх) – алыгджерская, дербинская и жайминская. Метаморфические толщи отчетливо слоистые и имеют явно первично осадочную природу. Метаморфизм толщ отвечает эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям, степень его повышается в юго-западном направлении [1]. На северо-западе рассматриваемой структуры, в пределах Манского белогорья, **алыгджерская свита** представлена ритмичным чередованием сланцев – амфиболовых, амфибол-пироксеновых, пироксен-амфибол-кальцитовых, гранат-кальцит-амфиболовых и гнейсов – биотит-амфиболовых, биотитовых, гранат-биотитовых, биотит-пироксен-амфиболовых, амфиболовых, слюдястых и амфиболовых мраморов и кальцифиров, слюдястых и графитистых кварцитов. В юго-восточной части Дербинского блока (район р. Уда) эта свита сложена биотит-амфиболовыми, биотит-пироксен-амфиболовыми плагиогнейсами (64 %), амфибол-биотитовыми, гранат-биотитовыми (\pm Сил) гнейсами и сланцами (32 %), содержащими прослой графитистых мраморов и слюдястых метатерригенных кварцитов. **Дербинская свита** на всем протяжении сложена доминирующими белыми графитсодержащими кальцитовыми мраморами, графитистыми и графитисто-слюдястыми кварцитами и подчиненными им прослоями

¹¹ Институт геологии ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск; dmmv@uiggm.nsc.ru

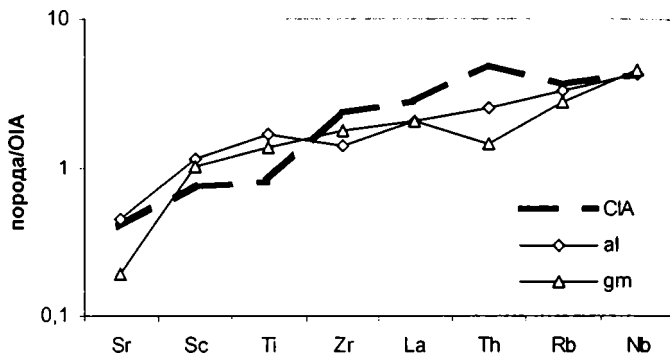


Рис. Мультиэлементные спектры, нормированные по грауваккам океанических островных дуг (OIA) [4], для метатерригенных пород алыгджерской (al) и жайминской (gm) свит саянской серии Дербинского микроконтинента

CIA – граувакки континентальных островных дуг

биотит-амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов и кальцифиров. В верхах разреза среди метаосадочных пород (район р. Уда) отмечены стратифицированные тела плагиоклаз-амфиболовых кристаллосланцев (метабазитов). На севере (район Манского белогорья) и на юге (район р. Уда) мраморы согласно перекрыты отложениями **жайминской свиты**, представленной переслаиванием графитистых гнейсов, сланцев, кварцитов, мраморизованных известняков и кальцифиров.

Для расшифровки состава размывавшихся в источнике сноса пород наибольшее значение имеют РЗЭ, Th, Hf, Co, Sc или их отношения, поскольку концентрации этих элементов в кислых и основных породах существенно различаются [2, 3]. Средние значений Th/Co, Th/Sc, La/Co, La/Sc, Eu/Eu* в изученных гнейсах, сланцах и мраморах саянской серии не имеют существенных различий между свитами. При сравнении с PAAS и осадками, сформированными за счет гранитоидов и базитовых пород, было выяснено, что Th/Co (0,1–0,5), Th/Sc (0,1–0,3) отношения проанализированных метаосадочных пород близки к отношениям в породах, образованных из базитовых источников [2] (Th/Co – 0,04–1,4; Th/Sc – 0,005–0,4), а La/Co (0,9–4,3), La/Sc (0,9–2,2) и Eu/Eu* (0,6–0,65) отношения предполагают присутствие терригенного материала, образованного из гранитоидных источников (La/Co – 1,4–22,4; La/Sc – 0,7–27,7; Eu/Eu* – 0,32–0,83) [2]. Метатерригенные породы саянской серии имеют умеренно фракционированные спектры распределения РЗЭ. Сравнительно невысокие (1,7–5,8) (La/Yb)_n отношения в них и пониженные в сравнении с PAAS концентрации легких РЗЭ предполагают существенную роль в источнике сноса магматических пород основного

состава. По редкоэлементному составу эти породы схожи с граувакками континентальных островных дуг (рисунок) [4].

Характер распределения основных типоморфных элементов карбонатных пород (Ti, Mn, Zr, Sr, Ba), миграция которых определяет характерные физико-химические особенности данной обстановки седиментогенеза, и элементов-примесей (Cr, Ni, Co, V, Cu, Sc, Zn, Pb, Y и др.), выявляющих петрогенетический характер источников сноса, показало, что карбонатные породы трех свит существенно не различаются. Содержание основных типоморфных элементов (Ti (180–300), Mn (100–240), Zr (7–27), Sr (660–2700), Ba (77–936), в г/т) схожи, что говорит о близких фациальных условиях их накопления. Сходное распределение элементов примесей, проявляющееся в вышекларковом содержании Cr, Ni, Co, нижекларковом – Pb, Y, указывает на то, что характер питающих провинций во время формирования карбонатных отложений свит существенно не менялся.

Из всего вышесказанного следует, что рассматриваемые метатерригенно-карбонатные породы Дербинского комплекса формировались в однотипных условиях седиментогенеза. Наиболее вероятным источником питания для рассматриваемых осадков могли быть незрелые породы островных дуг с высоким содержанием Sr, Sc, Co с добавлением материала, образованного при эрозии более геохимически дифференцированных пород с повышенным содержанием ЛРЗЭ, Th, характерных для гранитоидов и метаморфических комплексов фундамента Сибирского кратона. Накопление терригенно-карбонатных толщ саянской серии, вероятно происходило в окраинно-морском бассейне.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 04-05-64301).

Литература

1. Докембрий Восточного Саяна. М.–Л.: Наука, 1964. 328 с.
2. *Cullers R.L.* The geochemistry of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // *Lithos*. 2000. 51. P. 181–203.
3. *Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
4. *Bhatia M.R., Crook A.W.* Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contrib. Mineral Petrol.* 1986. V. 921. P. 181–193.

Тонкая структура глауконита как отражение этапов формирования минерала: геологический смысл Rb-Sr и K-Ar датировок среднерифейских глауконитов (арымасская свита Оленекского поднятия, Северная Сибирь)

Rb-Sr и K-Ar датировки глобулярного глауконита во многих случаях отвечают времени раннего диагенеза осадков и близки ко времени их отложения. Однако химические и структурные изменения этого минерала под влиянием вторичных процессов могут сопровождаться потерей радиогенных ^{87}Sr и ^{40}Ar и приводить к получению “омоложенных” датировок. Одним из способов диагностики структурных изменений является метод структурного моделирования с привлечением данных мессбауэровской спектроскопии.

На основе данных о химическом составе глауконитов арымасской свиты Оленекского поднятия проведено моделирование распределения катионов в различных структурных позициях. Принципы моделирования опираются на постулаты, обоснованные в работах Н. Клауэра и др. [1], И.М. Горохова и др. [2, 3], их суть такова: 1 – доглауконитовая матрица (2:1 слоистый силикат), подвергающаяся глауконитизации, характеризуется неупорядоченным (“статистическим”) распределением октаэдрических катионов, 2 – на всех этапах геологической истории минерала изменения его химического состава (начиная с глауконитизации в ходе раннего диагенеза и заканчивая вторичными изменениями – окислением железа, иллитизацией) сопровождаются перестройкой структуры, включающей упорядочение катионов в октаэдрическом слое, 3 – химические и структурные преобразования глауконита влекут за собой потерю чуждых его структуре радиогенных продуктов – ^{87}Sr и ^{40}Ar , замыкание и стабилизацию изотопно-геохронологических систем минерала. Очевидно, что в случае отсутствия вторичных изменений изотопный возраст возникшего в процессе глауконитизации минерала будет отвечать времени раннего диагенеза осадка, т. е. окажется близким к стратиграфическому. Воздействие же вторичных постдиагенетических процессов может привести к изменению химического состава и новому преобразованию структуры глауконита, следствием чего окажется “омоложение”, т. е. потеря накопленных со времени раннего диагенеза радиогенных ^{87}Sr и ^{40}Ar .

Для арымасских глауконитов в результате моделирования получены значения долей конкретных катионных окружений ионов трех- и двух-

¹² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург;
zts@it-6694.spb.edu

¹³ Геологический институт РАН, Москва

валентного железа в случаях как “статистического”, так и упорядоченного распределений октаэдрических катионов. Эти значения на основании теоретических данных [4] сгруппированы и сопоставлены с величинами интегральных интенсивностей соответствующих дублетов квадрупольного расщепления (КР) в мессбауэровских спектрах. Сравнение показывает, что интенсивности квадрупольных дублетов от Fe^{3+} -ионов с $KP=0,21-0,24, 0,47-0,55, 0,80-0,81$ и $1,04-1,17$ мм/с, отвечающих соответственно первой ($3Fe^{2+}, 2Fe^{2+}Mg, 3Fe^{3+}, 2MgFe^{2+}, 2Fe^{3+}Al, 2Fe^{2+}Fe^{3+}, 3Mg, MgFe^{2+}Fe^{3+}, 2Fe^{2+}Al$), второй ($2AlFe^{3+}, 2MgFe^{3+}, AlMgFe^{2+}, Fe^{2+}2Fe^{3+}$), третьей ($3Al, 2MgAl, 2Fe^{3+}Mg, AlFe^{2+}Fe^{3+}$) и четвертой ($AlMgFe^{3+}, 2AlFe^{2+}, 2AlMg$) группам окружений ионов Fe^{3+} , сопоставимы с рассчитанными модельными долями этих окружений в случае упорядоченного распределения. Интенсивности дублетов от Fe^{2+} -ионов с $KP=1,77-1,85$ и $2,76-2,89$ мм/с, отвечающих соответственно первой ($3Fe^{2+}, 2Fe^{2+}Mg, 3Fe^{3+}, 2MgFe^{2+}, 2Fe^{3+}Al, 2Fe^{2+}Fe^{3+}, 3Mg$) и второй ($MgFe^{2+}Fe^{3+}, 2Fe^{2+}Al, 2AlFe^{3+}, 2MgFe^{3+}, AlMgFe^{2+}, Fe^{2+}2Fe^{3+}, 3Al, 2MgAl, 2Fe^{3+}Mg, AlFe^{2+}Fe^{3+}, AlMgFe^{3+}, 2AlFe^{2+}, 2AlMg$) группам, сопоставимы с рассчитанными модельными долями этих окружений также в варианте упорядоченного распределения. Кроме того, на основании теоретических значений парциальных квадрупольных расщеплений от каждого типа окружений Fe^{3+} - и Fe^{2+} -ионов [4] рассчитаны и сопоставлены с данными мессбауэровской спектроскопии модельные значения квадрупольных расщеплений каждого дублета. И в этом случае хорошая сходимость результатов получена в варианте упорядоченного распределения.

Таблица

Rb-Sr и K-Ar данные для глауконитов арымасской свиты

Номер обр.	Размер зерен, мм	Плотность зерен, г/см ³	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Rb-Sr возраст, млн лет	K, %	⁴⁰ Ar, нг/г	K-Ar возраст, млн лет
556	0,16-0,315	2,70-2,75	324	8,76	132,9	3,1757	1306	6,42	812	1261
566/1	0,16-0,315	2,70-2,80	331	13,0	85,65	2,3050	1311			
566/2	0,16-0,315	2,65-2,75	342	11,7	100,1	2,5832	1318			

Таким образом, в результате проведенного анализа тонкой структуры глауконита установлен упорядоченный характер распределения октаэдрических катионов, соответствующий диагенетическому этапу формирования минерала, и отсутствие каких-либо вторичных изменений. Отсюда следует, что полученные нами для исследованных глауконитов Rb-Sr и K-Ar возрасты (1261-1318 млн лет, таблица) можно считать отражающими раннедиагенетический этап их формирования и пригодными для корректировки шкалы среднего рифея Оленекского поднятия, поскольку возрастная принадлежность арымасских отложений до настоящего времени была основана только на последовательности строматолитовых ассоциаций оленекского рифея [5] и K-Ar датировках минералогически не изученных глауконитов [6].

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 6 “Изотопная геология: геохронология и источники вещества” и программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 25, а также при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-65290).

Литература

1. Clauer N. et al. Le mécanisme de la glauconitisation: Apports de la géochimie isotopique du strontium, du néodyme et de l'oxygène de glauconies récentes // C.R. Acad. Sci. Paris. 1992. V. 315. Ser. II. N 3. P. 321–327.
2. Горохов И.М. и др. Rb-Sr и K-Ar возраст и мессбауэровские спектры глобулярных слоистых силикатов глауконитового ряда: дебенгдинская свита среднего рифея Оленекского поднятия, Северная Сибирь // Литология и полез. ископ. 1995. № 6. С. 615–631.
3. Горохов И.М., Яковлева О.В., Семихатов М.А., Мельников Н.Н., Иванова Т.А., Кутявин Э.П. “Омоложенный” Al-глауконит в пограничных венд-кембрийских отложениях Подольского Приднестровья (Украина): Rb-Sr и K-Ar систематика и ^{57}Fe мессбауэровские спектры // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 6. С. 616–635.
4. Dainyak L.G. et al. Computer simulation of octahedral cation distribution and interpretation of the Mössbauer Fe^{2+} components in dioctahedral trans-vacant micas // Eur. J. Mineral. 2004. V. 16. N 3. P. 451–468.
5. Комар В.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. Труды геологич. ин-та АН СССР. Вып. 154. М.: Наука, 1966. 122 с.
6. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Под ред. М. Мануйловой. М.–Л.: Наука, 1968. 332 с.

Н.Н. Зыкин¹⁴

Палеоширота района и время формирования коры выветривания в южной части Полярного Урала

В южной части Полярного Урала коры выветривания имеют распространение как в выходах на поверхность, так и под покровом четвертичных отложений. На восточном склоне хребта Тисваиз, в районе Парнокского месторождения, основное поле развития площадной коры выветривания приурочено к плечеобразному уступу с абсолютными отметками 370–380 м, геоморфологически являющемуся фрагментом днища Верхнекожимско-Лемвинской эрозивно-структурной депрессии мезозойского заложения [1, 2]. В глинистой фракции гипергенных образова-

¹⁴ Палеонтологический институт РАН, Москва; nznz@yandex.ru

ний наиболее типичны гидрослюды (каолинит) и смешаннослойные образования хлорит-монтмориллонитового состава. Возраст коры выветривания достоверно не установлен и предыдущими исследователями “принимается в определенной мере условно по ряду косвенных признаков”. Главными из них, по мнению [1, 2], являются: каолиновый профиль коры выветривания, пространственная приуроченность продуктов выветривания к поверхности выравнивания, сопряженной с уровнем верхнепалеогенового пенеплена на Среднем Урале. По нашему мнению, каолиновый профиль коры выветривания как раз не типичен для полярных широт, а проведение аналогий с более южными районами Урала малоубедительно и не оправдано, по причине удаленности этих территорий на 1000 км от рассматриваемого района.

Здесь предлагается способ определения палеошироты формирования кор и их возраста, которые, по мнению автора, можно установить по геохимическим особенностям гипергенных минералов, а именно – по изотопному составу водорода и кислорода в ОН⁻-группе минералов коры выветривания. Способ основан на следующих положениях:

1) Все минералы зоны гипергенеза формируются только при воздействии воды атмосферных осадков (метеорных вод).

2) В планетарном масштабе для метеорных вод континентов выявлена линейная зависимость $\delta D = 8\delta^{18}O + 10\text{‰}$ (SMOW) [3]. По мере удаления от экватора изотопный состав метеорных вод обогащается легкими изотопами. Таким образом, для поверхностных вод континентов устанавливается, что их изотопный состав контролируется климатической зональностью с проявлением в планетарном масштабе широтного характера распределения значений δD и $\delta^{18}O$.

3) Данные по изотопному составу водорода и кислорода в ОН⁻-группе гипергенных минералов свидетельствуют о том, что, по крайней мере, с кембрия значения изотопного состава и характер распределения по этому признаку метеорной воды были аналогичны современным, т. е. подчинялись климатической зональности. Таким образом, изотопный состав равновесных с метеорной водой гипергенных минералов отражает палеоклимат и палеошироту их образования.

4) Из представлений теории тектоники плит следует, что континентальные блоки при своем дрейфе последовательно пересекают различные климатические зоны. Таким образом, изотопный состав водородсодержащих минеральных форм, как по разрезу, так и по площади континентов должен отражать динамику этих перемещений, изотопные характеристики δD и $\delta^{18}O$ древних гипергенных образований могут быть использованы для определения палеошироты и возраста кор выветривания.

Расчеты показывают, что в позднем палеогене (25 млн лет) район сочленения Приполярного и Полярного Урала находился на широте $\approx 64^\circ$, т. е. южнее настоящего его положения на 1–1,5° или на 180 км. Изотопный состав водорода современных метеорных вод района варьирует от -125‰ (летом) до -150‰ (зимой) и в среднем составляет -140‰

(SMOW). Исходя из расчета, что по водороду на каждые 100 км по направлению к полюсу атмосферные осадки обогащаются легкими изотопами на 2–3‰, можно заключить, что изотопный состав метеорных вод для рассматриваемого района в позднем палеогене отличался от современного всего на 5 ‰ и характеризовался величиной –135 ‰. Изотопный состав водорода равновесных с такой водой глинистых минералов должен составлять: для каолинита –165 ‰, а для хлорита от –170 до –205 ‰ (в среднем –185 ‰). Небольшие вариации δD_{OH^-} могут быть связаны с отличием современного и олигоценового климата, но эта разница даст ошибку не более чем в 5 ‰ и, скорее всего, в сторону занижения расчетных значений.

Изучение изотопного состава водорода OH^- -содержащих минералов коры выветривания района показало (таблица), что из всей коллекции лишь несколько образцов (Z-1, Z-4 и Z-21) соответствуют равновесному по δD состоянию с метеорной водой позднего палеогена. Изотопный состав водорода большей части изученных образцов определенно указывает, что вода, под воздействием которой формировались эти породы, имела более “тяжелый” изотопный состав. С учетом коэффициентов фракционирования при приповерхностной температуре, величины δD воды, равновесной с гипергенными минералами, имели значения от –90 до –120 ‰ и преимущественно –100 ‰ (SMOW). С учетом того, что и в отмеченных трех образцах значительное участие принимает хлорит, скорее всего, формирование этих пород также проходило при взаимодействии с более “тяжелой” метеорной водой, нежели вычисленной для олигоценового времени.

Таблица

Изотопный состав водорода OH^- -содержащих минералов коры выветривания в районе Парнокского месторождения

№ пробы	Минерал	δD_{OH^-} , ‰ (SMOW)	Участок в районе Парнокского м-я
Z-9	Хлорит+монтморрилонит (?)	–117	Тисваиз
Z-12	Хлорит+серицит	–131	“Восточный”
Z-13	Каолинит	–131	“Магнитный-1”
Z-22	Хлорит+серицит	–131	“Восточный”
Z-23	Каолинит	–131	“Магнитный-2”
Z-24	Каолинит	–131	“Магнитный-1”
Z-3	Каолинит	–132	“Магнитный-1”
Z-26	Каолинит	–134	“Магнитный-1”
Z-25	Каолинит	–144	“Магнитный-1”
Z-10	Каолинит	–149	“Восточный”
Z-7	Хлорит+серицит	–150	Тисваиз
Z-20	Каолинит	–151	“Магнитный-1”
Z-4	Хлорит+серицит	–156	Тисваиз
Z-21	Хлорит+серицит	–158	“Верхнепачвожский”
Z-1	Каолинит+хлорит+серицит	–195	“Восточный”

Диапазон значений δD от -90 до -120 ‰ для воды, участвовавшей при формировании кор выветривания, характерен для современных метеорных вод, имеющих распространение на широтах $52-56^\circ$ (широта гг. Воронеж – Липецк – Рязань – Москва). Таким образом, полученные данные указывают на значительно более южное положение района в момент образования кор. По нашему мнению, более южное положение объясняет и каолинитовый профиль кор выветривания. Согласно расчетным данным по палеоширотам района и соответствующему им времени, на широте 52° и 56° данная площадь находилась 140 и 120 млн лет назад, т. е. в раннемеловое время. Этим временным диапазоном мы и определяем возраст кор выветривания района. Также отметим, что в позднем палеогене, когда рассматриваемый район уже находился в приполярных широтах, его географическое положение мелового времени занимает Средний Урал, где и формируются коры выветривания палеогенового возраста.

Литература

1. Шишкин М.А., Герасимов Н.Н. Парнокское железо-марганцевое месторождение: геологическое строение, характеристика руд, пути освоения // Народное хозяйство Республики Коми. Сыктывкар, 1994. Т. 2. № 2. С. 208–223.
2. Шишкин М.А., Герасимов Н.Н. Парнокское железо-марганцевое месторождение (Полярный Урал) // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 5. С. 445–456.
3. Craig H. Isotopic Variations in Meteoric Waters // Science. 1961. V. 133. P. 1702–1703.

Н.Н. Зыкин¹⁵

Реконструкция палеошироты формирования зоны гипергенеза

Поскольку с зоной гипергенеза связаны многие месторождения полезных ископаемых, выявление условий формирования кор выветривания представляет не только научный, но и практический интерес. При том, что возраст кор выветривания является важнейшим критерием поисков, определение времени формирования зоны гипергенеза часто проблематично. Причина тому – практически полное отсутствие фаунистических остатков, соответствующих времени формирования кор, и невозможность применения здесь других методов датирования (радиоизотопных, палеомагнитного и т. п.). В приповерхностных условиях, в зависимости от географической широты (климатической зоны), формируются различные типы кор. Вместе с тем, в течение геологического времени климатическая

¹⁵ Палеонтологический институт РАН, Москва; nznz@yandex.ru

зональность Земли изменяется. Совокупное рассмотрение этих двух факторов позволяет решать проблему возраста гипергенных образований. Здесь предлагается способ определения возраста кор выветривания, которые, по нашему мнению, можно установить по изотопному составу водорода и кислорода в OH^- -группе гипергенных минералов.

Как известно, основной объем гидросферы Земли составляет вода океанов ($\approx 97\%$ от всей воды планеты). В силу существования как глобальных течений, так и интенсивной вертикальной конвекции химический и изотопный состав океанической воды достаточно однороден. Поскольку по имеющимся наблюдениям изотопный состав воды океанов остается постоянным и в течение геологического времени, в изотопных исследованиях δD и $\delta^{18}\text{O}$ этой воды приняты в качестве стандарта, известного как “стандарт среднеокеанической воды” – Standard Mean Ocean Water (SMOW), где $\delta\text{D} = 0\%$ и $\delta^{18}\text{O} = 0\%$ (SMOW).

Вода континентов (атмосферные осадки, ледовые покровы, вода рек, озер, грунтовые воды – ниже описываемые как метеорные), составляющая $\approx 2,5\%$ объема воды планеты, в отличие от океанической, по изотопному составу испытывает значительные вариации. Диапазон полученных здесь значений достигает 500% по дейтерию и 60% по кислороду-18. В планетарном масштабе для пресных вод континентов устанавливается линейная зависимость $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10\%$ (SMOW). Впервые эту зависимость на основании обобщения большого количества экспериментальных данных установил Г. Крейг [1]. Эти же наблюдения показали, что наиболее “тяжелые” метеорные воды развиты в экваториальных широтах. По δD и $\delta^{18}\text{O}$ эти воды близки к среднеокеаническому стандарту. В то же время, по мере удаления от экватора изотопный состав метеорных вод обедняется тяжелыми изотопами, и наиболее “легкие” из них установлены в атмосферных осадках, ледниковых покровах и айсбергах на Северном и Южном полюсах Земли, где величины δD и $\delta^{18}\text{O}$ могут достигать значений -420% и -55% (SMOW) соответственно. Таким образом, для поверхностных вод континентов устанавливается, что их изотопный состав контролируется климатической зональностью с проявлением в планетарном масштабе широтного характера распределения значений δD и $\delta^{18}\text{O}$. Помимо зависимости от географической широты (широтный эффект) изотопный состав также зависит от высоты местности, где выпадают осадки (высотный эффект), и от удаленности от океанов (континентальный эффект). Поэтому для прибрежных районов и площадей с высокими абсолютными отметками для поверхностных вод локально проявляются континентальный и высотный эффекты.

Как и для свободных форм воды, тот же характер поведения величин δD и $\delta^{18}\text{O}$ устанавливается и в OH^- -содержащих минералах. На основании расчетных и экспериментальных данных для большинства OH^- -содержащих глинистых минералов коэффициенты разделения для кислорода и водорода в системе минерал – вода сегодня установлены. Некоторые из этих значений приведены в таблице.

Коэффициенты фракционирования изотопов водорода и кислорода при образовании глинистых минералов и гипса при $t = 10-20\text{ }^\circ\text{C}$

Минерал	$\alpha_D = \delta D_M / \delta D_B$	$\alpha^{18}\text{O} = \delta^{18}\text{O}_M / \delta^{18}\text{O}_B$
Монтмориллонит	0,938	1,0273
Каолинит (диккит)	0,97	1,0265
Глауконит	0,936	1,0263
Кварц (Si-OH), $0\text{ }^\circ\text{C}$	0,92	1,0390
Хлорит	0,965-0,93	1,0232
Гиббсит	0,984	1,018
Гипс	0,98	1,004

Из этих данных видно, что равновесные с водой глинистые минералы по кислороду всегда обогащены тяжелыми изотопами, а по водороду обогащены легкими изотопами. На диаграмме $\delta D - \delta^{18}\text{O}$ равновесные с метеорной водой OH^- -содержащие глинистые минералы в соответствии с приведенными коэффициентами разделения дают значения, расположенные правее и ниже значений δD и $\delta^{18}\text{O}$ реагирующей с ними воды.

Минералы с гидроксильной группой широко представлены в зоне гипергенеза. Поскольку их формирование проходит в равновесных условиях и только под воздействием метеорных вод, δD_{OH^-} и $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}^-}$ этих минералов жестко коррелируют с локальными атмосферными осадками, соответственно с проявлением и здесь широтного эффекта в распределении дейтерия и кислорода-18 [2]. Изучение изотопного состава кислорода и водорода отдельных минеральных фаз почв из различных регионов Земли показало, что в координатах $\delta D - \delta^{18}\text{O}$ изотопные характеристики OH^- -группы гипергенных минералов дают серию линий, параллельных линии современных метеорных вод, т. е. отражают изотопное равновесие этих минералов с метеогенной водой. Таким образом, значения δD и $\delta^{18}\text{O}$ OH^- -группы гипергенных минералов показывают широтный характер их распределения, соответствующий таковому в реагирующих с ними поверхностных водах.

При использовании изотопных характеристик с целью палеорекострукции естественно встает вопрос в отношении сохранности значений δD и $\delta^{18}\text{O}$, приобретенных минералами при их формировании. Эксперименты по переуравновешиванию изотопного состава глин, проводимые в течение нескольких лет, а также изучение глинистых минералов континентального происхождения из морских осадков, возраст которых оценивался в 350 тыс. лет, показали, что изменения изотопного состава OH^- -группы глин не происходит. Здесь же можно указать, что подавляющая часть морских и океанических осадков формируется за счет континентального сноса. При этом для различных минеральных видов по количеству их в океанических осадках также отмечается широтный

характер распространения, в соответствии с климатической зональностью континентов. Поскольку большинство осадочных месторождений, как и месторождений, связанных с корами выветривания определенных типов, полностью контролируются климатическими условиями, подобные наблюдения могут быть использованы для установления палеошироты их образования. В то же время, очевидно, что для корректных палеотектонических и геодинамических реконструкций здесь необходим картографический объем данных, охватывающих по возможности большие площади, т. е. помимо доминирующей широтной закономерности в распределении величин δD и $\delta^{18}O$, хоть и для ограниченных территорий, но проявляются континентальный и высотный эффекты.

Литература

1. *Craig H.* Isotopic Variations in Meteoric Waters // *Science*. 1961. V. 133. P. 1702–1703.
2. *Lawrence J.R. and Taylor H.P.* Deuterium and oxygen-18 correlation: Clay minerals and hydroxides in Quaternary soils compared to meteoric waters // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1971. V. 35. P. 993–1003.

А.И. Ивлиев¹⁶

Литолого-геохимические особенности долгоживущих щитовых бассейнов Земли

Решение проблем познания и выделения главных эндогенных факторов, определяющих место, время и последовательность стадий тектонического заложения и компенсационного экзогенного функционирования главных элементов бассейновых систем, предлагается осуществлять на основе модельного обобщения конкретных результатов комплексного изучения состава и структуры бассейновых отложений соответствующего пространственного и возрастного уровня. Пространственные и временные масштабы таких исследований могут осуществляться от уровня глобального гидродинамического состояния сообщающихся литосферных впадин Мирового океана до локальных внутриконтинентальных впадин и водораздельных поднятий осуществляется на модельной основе синтеза результатов комплексных наблюдений.

Документы минерально-породной и изотопно-геохимической летописи бассейновых отложений отражают последовательный ход экзогенных поверхностных и в меньшей мере – глубинных эндогенных геологических

¹⁶ Геологический институт РАН. Москва: *ivliev_a@mail.ru*

процессов и событий, протекавших на твердофазной поверхности тектоносферы древних щитов. Неравномерное в пространственно-временном выражении эволюционное развитие диссипативного режима в рамках механотектонического и термобарического взаимодействия с более подвижными и открытыми водными и газовыми геосферами наиболее полно и достоверно представлено в вулканогенно-осадочных бассейновых отложениях с предельно длительной историей их непрерывного развития.

Неопротерозойские стадии заложения и развития вулканогенно-осадочных бассейнов в щитовых областях древних платформ и кристаллических массивов также происходило в аналогичном режиме смены стадий механотектонической вулканоплутонической и деформационно-дегазационно метаморфической активизации в этих же (исследуемых) щитовых областях на фоне все более явного смещения процессов концентрации кремния и калия в продуктах осадочной дифференциации и дальнейшем увеличении глиноземистости, щелочности и титанистости в магматитах на фоне общего снижения роли магматитов в бассейновых отложениях рифейской зоны полуостровов Рыбачий, Канин, северо-восточного берега Ботнического Залива, Терского берега Белого моря, в узких грабеновых рифей-вендских бассейнах полуострова Средний, северо-восточного Приладожья и др.

Фанерозойские стадии заложения и развития щитовых вулканогенно-осадочных бассейнов представлены в разобщенных эрозионными явлениями фрагментах Кольского грабенового бассейна с вулканоплутоническими ультращелочными ансамблями центрального типа при минимальной роли магнетитовых туффзитов, вулканомиктовых ритмитов, песчаников и других вулканогенно-осадочных отложений.

Метаморфические комплексы палеопротерозойских вулканогенно-осадочных бассейновых отложений щитовых областей древних платформ и кристаллических массивов существенно отличаются как от предшествующих им архейских, так и от следующих за ними неопротерозойских и фанерозойских продуктов седиментогенеза. На основе сравнительного литолого-геохимического тектонического и петролого-геофизического изучения опорных представительных палео- и современных бассейнов с предельно длительным и устойчивым твердофазным гравитационным стоком выделен следующий ряд качественных признаков и количественных параметров, определяющих специфику бассейновых отложений палеопротерозойских стадий диссипативно направленной эволюции:

1. Высокая сохранность и структурно-вещественная информативность первичных минерально-породных признаков осадочной, магматической и метаморфической дифференциации вулканогенных и седиментогенных составляющих озерно-морских и континентальных бассейнов твердого и жидкого гравитационного стока;

2. Частое сонахождение изменчивых по мощности высоко- и слабо дифференцированных продуктов магматической и осадочной диффе-

ренциации в близких по возрасту латеральных и вертикальных рядах ритмичного чередования информативных породных парагенезов в полистадийно повторяющихся осадочно-вулканогенных ритмах бассейновых отложений;

3. Необычная длительность (от 600 до 200 млн лет) непрерывного существования и развития вулканогенно-осадочных бассейнов с участием антидромных и гомодромных серий магматической генерации расплавов, которые существенно различаются по степени окисления твердофазных и газово-флюидных составляющих (железа, титана, кремния и углерода, а также серы, азота и водорода);

4. Совместное нахождение в длительно эволюционирующих палеобассейнах однородных высокодифференцированных и смешанных хаотизированных микститовых отложений, соответственно ассоциирующих на антидромных стадиях с дифференцированными вулканитами обогащением легкими редкоземельными элементами при генерации флюидно-расплавных продуктов в континентальной богатой кислородом, кремнием, щелочами и железом коре, а на гомодромных стадиях (менее распространенные в этих же бассейнах) появляются недифференцированные вулканиты с признаками коматиитовых базальтоидов и других вулканитов с MORB-типом спектра редкоземельных элементов, сформированным, по-видимому, в более глубинных и восстановительных режимах (периодически активизируемых резервуарах) промежуточного слоя и литосферной мантии;

5. Жерловые и эруптивные фации существенно базитовых проявлений в периферийных и внутренних частях долгоживущих стратиформных мульдовых палеопротерозойских бассейнах (щитовых областей древних платформ гребневидных и рампово-надвиговых возвышенных обрамлений, а также промежуточные олистостромовые образования) часто содержат различного размера и формы фрагменты гранитоидного и гнейсового сиалического основания, захваченного при прохождении сиалического ложа палеопротерозойских бассейнов;

6. Палеопротерозойские и последующие вулканоплутонические формы проявления ультращелочных и карбонатит-лампрофир-кимберлитовых стадий неопротерозойской и фанерозойской активизации глубинных плюмовых резервуаров по модели активного континентального рифтинга часто сопровождаются в периферическом обрамлении бассейнов длительными процессами относительного комплементарного поднятия линейных и дуговых анизотропных фрагментов гребенчатых жестких взбросо-надвиговых и моноклиальных куэстовых структурно-вещественных ансамблей, а также смятых в изоклинальные складки более пластичных сланцев.

Роль состава абрадируемых пород в литогеохимической дифференциации донных отложений водохранилищ Ангарского каскада

Литогеохимическая дифференциация вещества в процессе седиментогенеза в водохранилищах обусловлена условиями геологической среды береговой зоны, гидродинамикой водных масс водоемов и физико-химическими свойствами элементов. Ведущим элементом геологической среды, определяющим характер литофаций донных отложений водохранилищ Ангарского каскада, является состав пород береговой зоны, подверженных абразии. Основная часть абразионных берегов сложена разновозрастными, неоднородными по составу песчаниками, аргиллитами и суглинками. Различие химических и физических свойств абрадируемых пород, наравне с объемами размыва, определяет количество элементов, поступающих в водохранилища. Среди рассматриваемых пород аргиллиты отличаются повышенным содержанием Mn, Cr, Zn, V и пониженным содержанием Ni, Pb. Лидирующие позиции по большинству элементов занимают аргиллиты верхоленской свиты кембрия. В суглинках преобладают Ti, Ni, в песчаниках выше только количество Cu, остальные элементы имеют меньшее содержание, чем в аргиллитах и суглинках.

В литогеохимическом плане поперечный профиль донных отложений водохранилищ Ангарского каскада представляет довольно сложную структуру с закономерно меняющимися соотношениями песчаных, алевритовых, пелитовых частиц и ассоциаций химических элементов. Нами были рассмотрены аномалии концентрации и выноса на участках размыва пород различного состава на основных формах подводного рельефа: прибрежных отмелях, подножии подводного склона отмелей или свале глубин, затопленных террасах Ангары, бывшем русле Ангары (в скобках приведено количество фонов).

При абразии **суглинков** в прибрежной зоне остается до 50 % размытого материала, который формирует отмели шириной более 100 м. Слой отложений, осаждающийся из придонного гидродинамического потока и аккумулирующийся ежегодно на отмели, составляет около 80 см и представлен крупными алевритами, в которых накапливается широкий спектр элементов с аномальной концентрацией, представленный Mn (3,5) – Ti (3) – Ni (2,3) – P (1,9) – Cr (1,9) – Zn (1,6) – V (1,5) – Fe (1). Иными словами, быстрее из взвесенесущего потока выпадают Mn, Ti, Ni, более устойчиво к осаждению Fe, содержание которого находится в пределах фона. Такие отмели относятся к областям выноса Pb и Co. Элементы не уносятся далеко, а осаждаются у подножия подводного

¹⁷ Институт земной коры СО РАН, Иркутск; karnauh@crust.irk.ru

склона отмели (свал глубин). Здесь в донных отложениях, представленных крупными алевритами, Pb и Co формируют аномалии концентрации. В осадках снижается содержание элементов, имеющих аномальные концентрации на отмели, Mn, Ti, Ni – в 3 раза, Fe – в 2 раза. Отмечается некоторое уменьшение в осадках Cr, Zn, V, переходящих в раствор, а затем осаждающихся на затопленных террасах.

Затопленные террасы по литодинамическим условиям входят в область седиментации. Донные отложения имеют плохую сортированность и представлены крупными алевритами и мелкоалевритовыми илами. В этой литогеохимической области происходит концентрирование сорбированных форм V, Zn, Ni, Pb, содержание Mn соответствует содержанию элемента у подножия. Вынос элементов из донных отложений, накопившихся на затопленных террасах, отсутствует.

В затопленном русле основным механизмом перемещения осадочного материала являются стоковые течения и гравитационное осаждение взвесей. Формируется комплекс донных отложений, представленных мелкоалевритовыми и алевритово-глинистыми илами. В этой литодинамической области происходит накопление широкого спектра низкоконцентрированных микроэлементов: Zn – 1,5 фона, Ti – 1 фон, Cr – 0,8 фона и др.

Абразия **аргиллитов** береговой зоны приводит к аккумуляции в прибрежной зоне осадочного материала со скоростью 30 см/год. Отмели сложены дресвяно-щепнисто-песчаным материалом с мелкозернистым заполнителем. Характерен вынос с отмели значительного числа элементов (Ti, Mn, V, Pb, Fe) с формированием локальных аномалий концентрации, представленных Ni (2,3), Cr (2,1), Co (1,5), P (1). У подножия подводного склона донные отложения представлены крупными алевритами, в которые поступают с отмели, образуя аномалии концентрации, Zn, V, Ni, Co, Ti, а выносятся Cr и Mn.

На затопленных террасах в крупноалевритовых осадках аномалии концентрации включают те же элементы, что и на свале глубин, фосфор в осадках полностью отсутствует. В бывшем русле Ангары, где отсутствует волновой фактор, происходит осаждение частиц крупноалевритовой размерности с концентрацией Mn (4), Ni (3,2), Pb (3), Cr (1,7). Вынос V осуществляется в придонных стоковыми течениями.

При абразии **песчаников** формируются прибрежные отмели песчаного состава. Регулярное волновое воздействие на отмели способствует фоновому накоплению только Cr. Аномалии концентрации других элементов отсутствуют. С отмели выносятся Zn, Mn, Ni, V, входящие в состав цемента размываемых песчаников. У подножия подводного склона отмелей донные отложения представлены песками, но хуже сортированными, чем на отмели. Здесь также не наблюдается концентрирование микроэлементов, лишь несколько выше фона встречаются Pb и Ti, выносятся Ni и V.

На затопленных террасах в составе донных отложений, представленных крупными алевритами, в фоновых концентрациях находятся Zn, Ni,

V, Ti. В бывшем русле отложился слой крупных алевритов небольшой мощности (до 1 см), в составе которых находятся низкоконтрастные микроэлементы.

Выполненные исследования показали, что:

– основная масса химических элементов, поступающих в водохранилища Ангарского каскада в результате абразии пород береговой зоны, находится в труднорастворимой форме, поэтому после прекращения действия гидродинамического фактора происходит их осаждение и увеличение их содержания в донных отложениях на несколько порядков относительно содержания элементов в воде;

– при размыве береговых уступов, сложенных суглинками, на отменях фиксируется более широкий спектр элементов с аномальной концентрацией, идет активное накопление элементов с малой растворимостью – Mn, Ti, Ni, P, Cr, Zn, V, Fe, что связано не с формами их миграции, а с большими объемами поступления материала из питающего источника;

– вне зависимости от размываемой породы берегового уступа на отменях любого состава существует избыток Cr, осаждающегося из взвеси, а наиболее типичным местом фоновое накопления Ni являются затопленные террасы.

А.В. Кокин¹⁸

Периодичность в накоплении и рассеянии элементов в осадочных породах складчатых структур Южного Верхоянья (Якутия)

Исследованы частные и опорные литолого-геохимические разрезы осадочных и вулканогенно-осадочных пород в складчатых структурах восточного обрамления Сибирской платформы: Кыллахском поднятии (КП), Сетте-Дабанском антиклинории (СДА), Южно-Верхоянском синклинории (ЮВС). Опробование и анализ проб осуществлялись по единой методике. Общая мощность исследуемого разреза складчатых структур от рифа до мела включительно составила около 31 км.

Большой объем и представительность опробования разрезов осадочных и вулканогенно-осадочных пород дали возможность рассчитать региональные кларки элементов земной коры Южного Верхоянья [1, 2], а также вычислить средние содержания элементов (геофон) для каждой складчатой структуры и отдельных разновидностей осадочных пород.

¹⁸ Восточно-Якутское государственное унитарное горно-геологическое предприятие, Ростов-на-Дону; kokin@nm.ru

Анализ полученного материала дал возможность выявить периодичность в накоплении и рассеянии 20 наиболее распространенных химических элементов. Выявленная закономерность иллюстрируется ниже для наиболее важной в металлогеническом отношении части рудогенных элементов, фиксирующихся на уровне выше региональных кларков.

Кыллахское поднятие (карбонатно-терригенный комплекс):

(ранний рифей, пионерская свита: черносланцевая толща) – Au, Ag, Cu

(ранний рифей, димская свита: доломиты) – Pb, Zn

(средний рифей, талынская свита, несогласие: песчаники, алевролиты) – Cr, Fe

(средний рифей, мускельская свита: алевролиты, известняки) – Cu

(средний рифей, ципандинская свита: доломиты) – Pb, Zn

(венд, несогласие: доломиты) – Pb, Zn (Ge)

(кембрий 1-2, пестроцветная, иниканская свиты: углеродистые сланцы) – Pb, Zn, Ag- P

Сетте-Дабанский антиклинорий (терригенно-карбонатный комплекс):

(силур-1,2: доломиты) – Zn, F

(поздний девон: покровы базальтов) – Cu

(поздний девон: известковистые алевролиты, песчаники) – Ag, Cu

(поздний девон–ранний карбон, несогласие: песчаники, алевролиты) – Fe, Co, Ni

Южно-Верхоянский синклинорий (терригенный верхоянский комплекс):

(поздний карбон-ранняя пермь: черносланцевая толща) – Mn, Au, As

(ранняя- поздняя пермь: песчаники алевролиты) – Pb, Zn, Sn, Sb

(ранний триас: известняки, известковистые песчаники)- Cu

(поздний триас: песчаники, алевролиты) – Hg

(ранняя юра: алевролиты) – P

(поздняя юра – ранний мел, несогласие: дациты) – Mn- (U), Pb, Zn, Cu, Au, Ag)

(поздний мел: липариты) – (U).

Структура выявленной периодичности заключается в формировании избыточного (относительно региональных кларков) накопления элементов, подчиняясь строго периодичной зональности от элементов группы железа (Mn, Fe, Co, Ni) к полиметаллической (Pb, Zn, Cu) и благородной группе элементов (Au, Ag) в направлении формирования регрессивных или трансгрессивных частей разреза, от прямых – к обратным рядам эндогенной зональности.

На выявленных стратоуровнях надкларковых (от 2 и более региональных кларков) содержания элементов в благоприятной структурно-геологической обстановке концентрируются рудные тела того же набора элементов в составе стратифицированной минерализации (рис. 1, 2). При этом закономерно повышается температура минералообразования вниз по разрезу при сохранении низкотемпературных групп включений

на всех уровнях. При вакуумном прогреве флюидонасыщенность (приращение давления при взрыве включений в минералах и во вмещающих породах) вверх по разрезу по всем выделенным температурным группам включений возрастает.

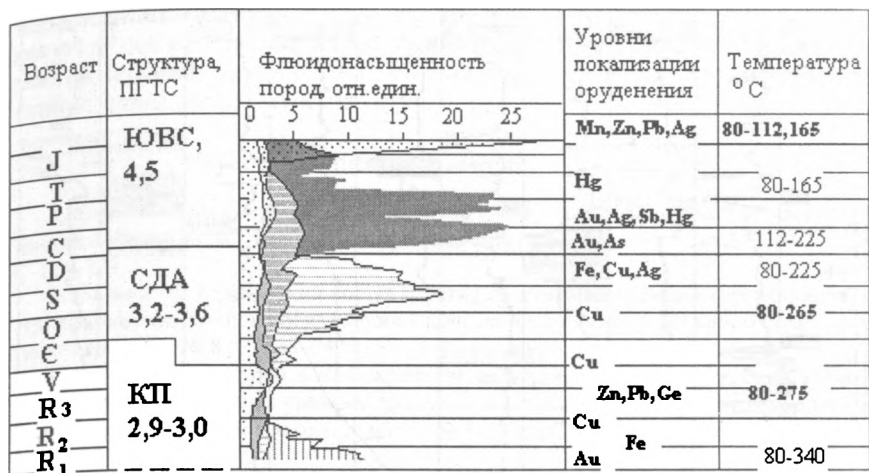


Рис. 1. Флюидонасыщенность разреза осадочных пород складчатых структур Южного Верхоянья (по данным прогрева пород в вакууме)

ПГТС – палеогеотермическая ступень, °С/км, для геологических структур. Флюидонасыщенность, выраженная приращением давления при прогреве пород в вакууме до температуры 800 °С. Уровни локализации стратифицированного оруденения и минерализации, не имеющей пространственной связи с магматизмом (выделены жирным шрифтом). Интервалы температуры вакуумной декрепитации для жильных (жирным шрифтом) и рудных минералов (жирным и обычным шрифтом), отобранных из стратифицированного оруденения, пространственно не связанного с магматизмом. Область точечной гистограммы выделена для температуры оттопа включений из осадочных пород: при вакуумном прогреве 80–112 °С; область, закрашенная серым фоном выделена для температуры 165–225 °С; область горизонтальной штриховки выделена для температуры 270–340 °С; область вертикальной штриховки – для температурного интервала 340–430 °С

Полученные данные позволили выявить следующие закономерности.

1. Избыточные концентрации элементов по изученному разрезу осадочных пород формировались в дорудный этап, поскольку опробование разрезов проводилось за пределами рудных полей. При этом периодичность в накоплении и рассеянии элементов изученной стратифицированной земной коры коррелирует с регрессивными и трансгрессивными циклами осадкообразования, формирует прямые или обратные ряды зональности и согласуется с периодичностью свойств элементов Периодического закона [3].

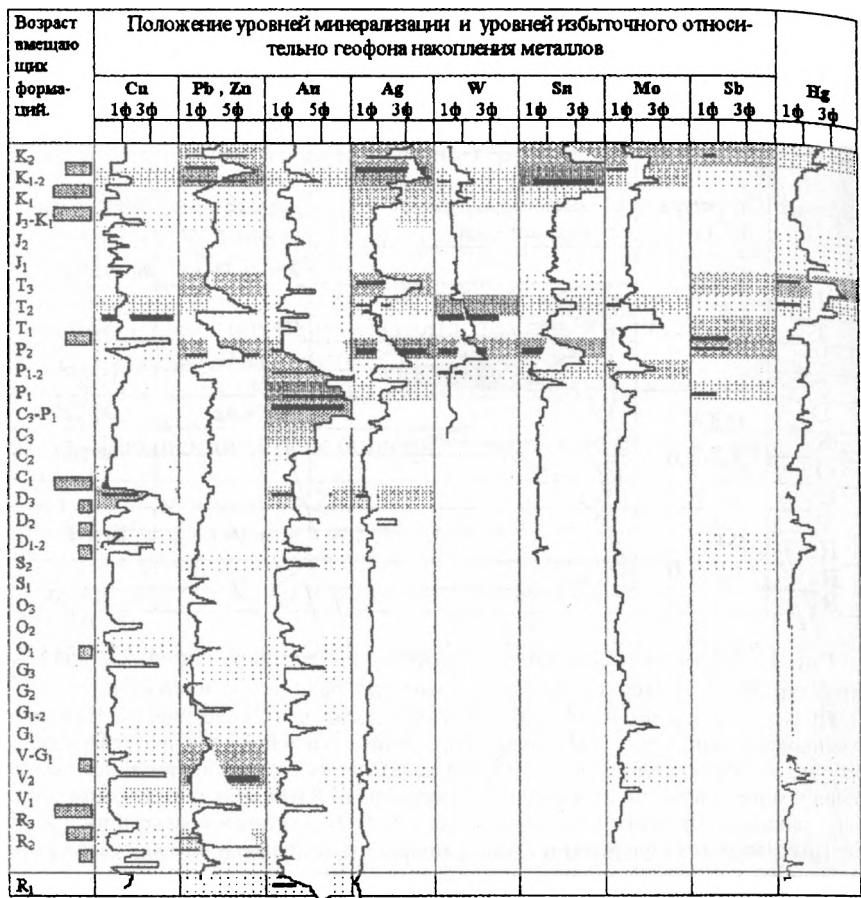
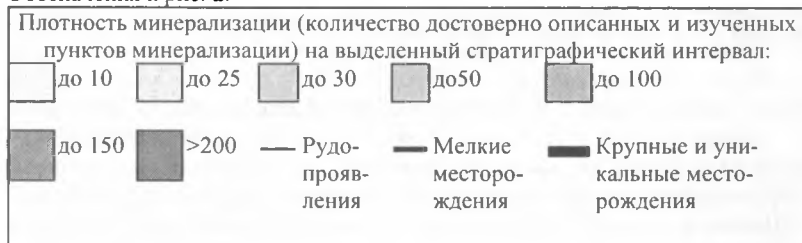


Рис. 2. Расположение уровней рассеянной и концентрированной минерализации наиболее широко распространенных металлов в Южном Верхоянье
 Обозначения к рис. 2:



Примечание: Длина линии обозначает относительную величину запасов основных металлов, — уровни зафиксированных несогласий. 1ф, 2ф, 3ф, 5ф – концентрации металлов в разрезе относительно 1 геофона – 3-х геофонов, 5-ти геофонов и выше

2. Синхронное увеличение температуры минералообразования вниз по разрезу с падением флюидонасыщенности в породах, рудных и жильных минералах стратифицированных месторождений указывает на то, что руды могли формироваться в постскладчатый период как следствие кондуктивного прогрева теплопотокотом всей гетерогенной толщи изученной части земной коры. На это указывает как совпадение температур отгона включений из осадочных пород и руд стратифицированных месторождений, так и согласованный характер изменения геотермической ступени складчатых структур.

Литература

1. *Кокин А.В., Кокина Т.И.* Региональные кларки (геофон) пород Юго-Восточной Якутии / *Топоминаралогиа и типоморфизм минералов.* Якутск: ЯСО АН СССР, 1988. С. 114–124.
2. *Кокин А. В.* Химический состав стратифицированной земной коры складчатых структур юго-восточного обрамления Сибирской платформы (Южное Верхоянье) // *Геохимия.* 1996. № 8. С. 738–747.
3. *Кокин А.В., Батурич А.Л.* Сохранение информации в распределении химических элементов на разных уровнях организации вещества, в пространстве и времени/ *Геологический вестник Госкомгеологии.* № 1. Якутск, 2005.

В.И. Копорулин¹⁹, С.М. Ляпунов¹⁹, В.В. Середин²⁰

Фракционирование редкоземельных элементов при постседиментационных изменениях глинистой фракции пород Аркагаалинского и Долинского месторождений угля

Аркагаалинское месторождение расположено на северо-западе Магаданской области. Слагающая его верхнемеловая аркагаалинская свита сложена чередованием гравелитов, песчаников, алевролитов с редкими прослоями глин, конгломератов или брекчий, пластами углей марок ЗБ и Д. Отложения свиты представлены континентальными фациями: руслового и пойменного аллювия, пресноводных озер, торфяных болот. Мощность свиты – 800–1000 м. Долинское месторождение находится в пределах Южного Сахалина. Развитые здесь верхнемеловая большехолмская, палеоцен-нижнеэоценовая снежинкинская и верхнеэоценовая краснопольевская свиты сложены переслаивающимися гравийными, песчаными и алевроитовыми осадками. Большехолмская свита включает фации мел-

¹⁹ ГИН РАН, Москва

²⁰ ИГЕМ РАН, Москва

ководных и глубоководных частей морского шельфа; снежинкинская – континентальные фации, аналогичные таковым аркагалинской свиты Аркагалинского месторождения, а краснопольевская свита – фации прибрежной части подводной дельты. Изучение охватило верхние горизонты большехолмской свиты мощностью 50 м, нижнюю и верхнюю части снежинкинской свиты – 140 м, нижнюю часть краснопольевской свиты – 130 м. Угли снежинкинской свиты отвечают маркам Д и Г.

Осадочные толщи обоих районов имеют полимиктовый состав с содержанием кварца до 25 %, полевых шпатов – до 30 %, биотита и хлорита – до 10 %, обломков пород – до 35 %. Среди последних установлены гранитоиды, кислые или средние эффузивы, глинистые, кварц-хлоритовые и кварц-биотитовые сланцы. Отложения Аркагалинского месторождения характеризуются повышенным содержанием обломков гранитоидов, кислых эффузивов, глинистых сланцев по сравнению с отложениями Долинского месторождения [1]. Полимиктовый состав имеет и глинистая фракция пород, включающая в разных соотношениях иллит, хлорит, монтмориллонит, смектит, каолинит, иногда смешанослойные иллит/смектит и хлорит/смектит. Наибольшее разнообразие состава характерно для континентальных отложений обоих месторождений, в которых присутствуют фракции с преобладанием иллита, смектита, каолинита и фракции, где нет преобладания какого-либо минерала. Морским отложениям Долинского месторождения свойственно заметное преобладание в глинистой фракции иллита (до 70 %) при подчиненном содержании хлорита (до 30 %). Состав глинистой фракции пород определяется минералогией исходной глинистой фракции осадков, интенсивностью постседиментационных преобразований пород. Полимиктовый состав кластогенных компонентов пород предполагает преобладание в исходной фракции осадков иллита с примесью других глинистых минералов [3].

Характер и интенсивность постседиментационных изменений различны в отложениях разного генезиса. В морских отложениях они весьма ограничены и выразились в формировании крустификационного агрегата хлорита и иллита в некоторых породах песчаников. В континентальных отложениях происходили трансформационные превращения иллита и хлорита в смектит с последующим превращением последнего в каолинит. Аналогичные превращения испытывали разных размеров чешуйки биотита и хлорита; замещению каолинитом подвергались полевые шпаты. Эти процессы, развивались весьма интенсивно в песчано-гравийных породах фаций русла рек и озер, а также в алеврито-глинистых осадках заболачивающихся озер; им свойственны повышенные содержания каолинита (40–85 %). В алеврито-глинистых осадках полуизолированных заливов и глубоководных частей озер интенсивность процессов была минимальной; они сохранили малоизмененным состав исходной фракции с преобладанием иллита.

Фракции обнаруживают разнообразие форм нормированных по PAAS РЗЭ-спектров: их пять в Аркагалинском и четыре в Долинском

месторождениях. Они объединены в 5 типов, различающихся $\sum P3Э$, величинами La_N/Yb_N , Eu/Eu^* . P3Э-спектры первого типа характеризуются умеренными значениями $\sum P3Э$ (в среднем 165,7 г/т в Аркагалинском месторождении и 122,2 г/т – в Долинском), обогащением тяжелыми элементами относительно легких (La_N/Yb_N в среднем равны 0,77 и 0,72), близким к 1 отношениями Eu/Eu^* . Тип характерен для фракций с преобладанием иллита. P3Э-спектры второго типа отличаются повышенными значениями $\sum P3Э$ (в среднем 235,5 г/т в Аркагалинском и 212 г/т в Долинском месторождениях) и обогащением легкими элементами относительно тяжелых (La_N/Yb_N – 1,45 и 1,42); средние значения Eu/Eu^* – 1,22 и 1,06. Тип установлен во фракциях с преобладанием каолинита. P3Э-спектры третьего типа занимают промежуточное положение между двумя первыми. Им свойственны вариации средних значений $\sum P3Э$ от 136 до 195 г/т, близкие к 1 величины La_N/Yb_N , разная степень контрастности положительной Eu-аномалии (Eu/Eu^* изменяется от 1,14 до 1,42). Тип характеризует глинистые фракции с примерно равными содержаниями различных минералов. Четвертый тип индивидуализируется по минимальным значениям $\sum P3Э$ (76,4 г/т), выположенной форме спектра – La_N/Yb_N – 1,06), малоконтрастным Eu-максимумом (Eu/Eu^* – 1,19). Он характерен для фракций с высоким содержанием монтмориллонита. P3Э-спектры пятого типа отличаются от предыдущих высокими концентрациями P3Э (298,5 г/т), относительным накоплением P3Э середины лантаноидного ряда, при контрастном Eu-минимуме (Eu/Eu^* – 0,26). Типы 1–4 свойственны терригенным породам, тип 5 – фракциям бентонитовых глин и туфобрекчий, с примерно равным содержанием в них каолинита и смектита. Подобный тип спектров описан в глинистых породах ряда угольных бассейнов и связан с изменением кислых туфов [2].

Глинистые фракции с преобладанием иллита и P3Э-спектрами первого типа отвечают породам континентальных и морских фаций с минимальными постседиментационными изменениями. Фракции с преобладанием каолинита и P3Э-спектрами второго типа характерны для пород континентальных фаций, где такие изменения проявились наиболее полно. Умеренной интенсивности постседиментационных изменений отвечают фракции пород континентальных фаций с отсутствием преобладания какого-либо минерала или фракции с преобладанием монтмориллонита, обнаруживающие P3Э-спектры третьего и четвертого типов.

Специфика P3Э-спектров второго, третьего и четвертого типов относительно первого определялась постседиментационными преобразованиями пород, сопровождавшимися фракционированием и перераспределением лантаноидов с увеличением значений $\sum P3Э$, La_N/Yb_N и Eu/Eu^* при росте содержания каолинита. Трансформационные превращения иллита в монтмориллонит, являвшимся промежуточным минералом в этом процессе, развивались, по-видимому, с выносом всех элементов при некотором преобладании выноса тяжелых. Это приводило к снижению значений $\sum P3Э$ и La_N/Yb_N во фракции с преобладанием монтмо-

риллонита относительно исходной фракции осадков, где преобладал иллит. Последующее превращение монтмориллонита в каолинит, развивавшееся с разрушением первого и синтезом второго, наоборот, вызвало возрастание в РЗЭ-спектрах Σ РЗЭ и La_N/Yb_N , нередко также Eu/Eu^* . РЗЭ-спектры пятого типа, отвечающие фракции каолинит-монтмориллонитового состава и возникшие при изменении кислого вулканического стекла в ископаемых болотах, показывают, что при их формировании происходили фракционирование и перераспределение РЗЭ с преимущественным выносом тяжелых и легких элементов и сохранением особенностей спектров исходных туфов.

Изложенные данные свидетельствуют о фракционировании и перераспределении РЗЭ в глинистой фракции пород в ходе постседиментационных преобразований континентальных угленосных отложений. Неравномерная интенсивность таких преобразований в разных литологических и фациальных типах отложений определила большое разнообразие РЗЭ-спектров, каждому из которых отвечает специфический минеральный состав глинистой фракции.

Литература

1. *Копорулин В.И.* Мезозойские и кайнозойские отложения Северо-Востока и Дальнего Востока России. М.: Наука, 1992. 128 с.
2. *Середин В.В.* Металлоносность углей: условия формирования и перспективы освоения / Угольная база России. Т. VI. М.: Геоинформмарк, 2004. С. 453–519.
3. *Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакк. М.: Наука, 1975. 175 с.

А.Ю. Корнилова²¹

К реконструкции палеоклиматических особенностей отложений сыльвицкой серии верхнего венда на Среднем Урале

В данной работе приведены некоторые палеоклиматические строения на основе геохимических данных для отложений сыльвицкой серии верхнего венда Среднего Урала. Сыльвицкая серия объединяет мощный комплекс терригенных осадков, который слагает западное крыло Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория. Отложения сыльвицкой серии с размывом залегают на осадках серебрянской серии и несогласно перекрываются отложениями среднего девона или силура [1]. По литологическим признакам и особенностям строения серия подразделя-

²¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург; *kornilka@yandex.ru*

ется на четыре свиты: старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую. Суммарная мощность отложений сылвицкой серии составляет 2650–2850 м.

Отложения сылвицкой серии достаточно детально изучались начиная с 1970-х годов. В работах Б.Д. Аблизина, Ф.А. Курбацкой, М.Л. Ключиной и их соавторов [1, 3, 4–7 и др.] приведены подробные минералогопетрографические описания пород, их структурно-текстурных особенностей, реконструированы обстановки осадконакопления, произведен формационный анализ толщ. Кроме того, на основе лито- и геохимических данных определены формы фиксации и транспортировки как петрогенных, так и малых элементов. В последние годы интерес исследователей к изучению седиментологических и литохимических особенностей отложений сылвицкой серии вновь возрос (см. работы [8, 9 и др.]). Данная публикация продолжает ранее начатые литохимические исследования описываемых толщ и посвящена реконструкции степени зрелости тонкозернистых терригенных образований сылвицкой серии и, на этой основе, палеоклиматических обстановок их накопления.

Отбор материала. Пробы глинистых сланцев для литохимического изучения отобраны при проведении полевых работ в бассейне р. Усьва в 2003 г. и в бассейне р. Межевая Утка в 2004 г. Кроме того, использованы данные М.Л. Ключиной по пробам, взятым в бассейнах рр. Чусовая и Серебрянка [4]. Изучены пробы глинистых сланцев старопечнинской (4 шт.), перевалокской (14 шт.), чернокаменной (27 шт.) и усть-сылвицкой (4 шт.) свит.

Методы исследования. Определение содержаний петрогенных окислов выполнено рентгенфлуоресцентным методом (СРМ-18) в лаборатории физико-химических методов анализа ИГГ УрО РАН.

На основе результатов химических анализов рассчитан ряд литохимических индексов, связывающих интенсивность химического выветривания в области размыва с палеоклиматом и отражающих степень зрелости поступающей в область седиментации тонкой алюмосиликокластики.

1. Химический индекс изменения $CI_A = 100 \times Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$. В настоящее время широко используется как показатель климата в области размыва. Невыветрелые породы характеризуются значениями CI_A порядка 50, тогда как сильно выветрелые разности имеют CI_A до 100 единиц [13]. В качестве критерия для разграничения отложений, сформировавшихся в обстановке теплого и холодного климата, принято считать значение $CI_A = 70$ [14].

2. Химический индекс выветривания $CI_W = 100 \times Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)$. Для слабо измененных докембрийских базальтов или гранитов индекс CI_W варьирует от 76 до 59, в корях выветривания по указанным породам достигает 94–98 единиц [12].

3. Индекс изменения состава $ICV = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2) / Al_2O_3$. Незрелые глинистые сланцы с высоким содержанием неглинистых силикатных минералов имеют значения $ICV > 1$, более

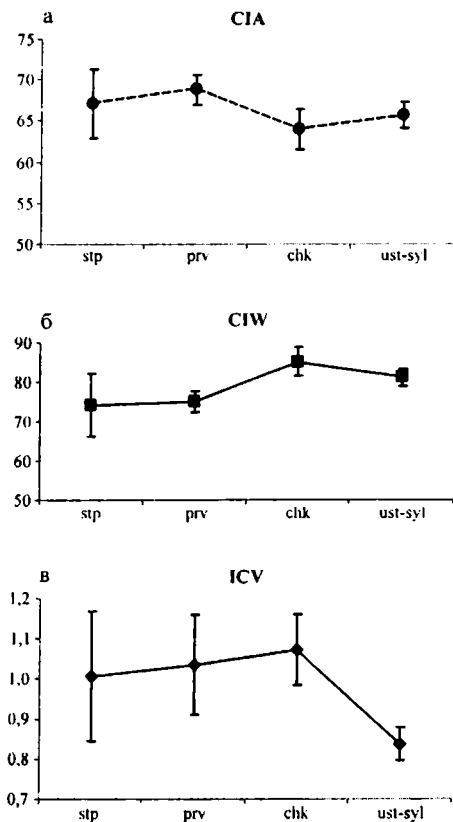


Рис. Вариации литохимических индексов CIA (а), CIW (б) и ICV (в) для пород сылвицкой серии венда на Среднем Урале (stp – старопечнинская свита, prv – перевалокская свита, chk – чернокаменная свита, ust-syl – усть-сылвицкая свита)

зрелые глинистые породы с большим количеством собственно глинистых минералов имеют более низкие величины ICV [11].

Полученные результаты. Колебания индекса CIA в пределах 60–70 (рисунок, а) позволяют предположить, что эффект выветривания в области размыва еще не достиг той стадии, когда щелочные и щелочноземельные элементы существенно удалены из глинистых минералов, а следовательно, в области размыва преобладал умеренный (семиаридный/семигумидный?) климат. Основываясь на характере изменения значений индекса CIA снизу вверх по разрезу сылвицкой серии в отложениях трудно предположить существование какого-либо определенного климатического тренда на протяжении позднего венда на палеоводосборах, поставивших тонкую алюмосиликокластику в область седимента-

ции. Возможность установления каких-либо трендов по индексу CIA также существенно затруднена большими значениями стандартных отклонений (что косвенно указывает на относительно слабую степень гомогенизации тонкой алюмосиликокластики на путях миграции).

Величины индексов CIW для пород сылвицкой серии, лежащие в пределах 75–85, также предполагают среднюю степень выветрелости материала палеоводосборов. По графику изменения CIW снизу вверх по разрезу серии (рисунок, б) можно предположить только некоторое увеличение степени разложения материалов источника для пород чернокаменной и усть-сылвицкой свит.

Индекс IСV (рисунок, в) имеет достаточно большие отклонения от медианных значений для старопечнинской, перевалокской и чернокаменной свит, и судить по нему о характере изменения степени зрелости обломочного материала на палеоводосборах не представляется возможным.

Таким образом, объединяя полученные данные по всем трем индексам, можно предположить, что почти на всем протяжении позднего венда преобладал относительно умеренный (семиаридный/семигумидный?) климат, о чем свидетельствует относительно низкая степень выветрелости пород в области сноса.

Сопоставляя основные тенденции изменения палеоклимата в позднем венде, полученные по литохимическим данным для Юго-Восточного Беломорья [2] и Шкаповско-Шиханской впадины [10], с нашими данными, можно видеть, что отложения позднего венда и в Шкаповско-Шиханской впадине, и на западном склоне Среднего Урала представлены умеренно зрелой алюмосиликокластикой, формировавшейся на палеоводосборах в условиях семиаридного/семигумидного климата. В разрезе же верхнего венда Юго-Восточного Беломорья наблюдается отчетливая смена снизу вверх по разрезу относительно незрелой тонкой алюмосиликокластики, формировавшейся в условиях аридного или нивального климата, более зрелым в петрохимическом отношении материалом, источника которого находились в областях гумидного климата. Это позволяет наметить определенную палеоклиматическую зональность бассейна седиментации, существовавшего в позднем венде на северо-востоке и востоке Восточно-Европейской платформы.

Автор выражает признательность А.В. Маслову и М.Т. Крупнину за помощь в отборе и обработке образцов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 03-05-64121).

Литература

1. Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
2. Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Маслов А.В. Палеоклиматические обстановки формирования верхневендских отложений Беломорско-Кулойского плато (Юго-Восточное Беломорье) // Литология и полез. ископ. 2005. № 2. С. 1–14.

3. Ключина М.Л. Вендская система Урала. Препринт. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. 60 с.
4. Ключина М.Л. Литология и условия образования ашинской серии Среднего Урала. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук Свердловск: ИГГ УФ АН СССР, 1969. 220 с.
5. Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А. Состав и условия образования ашинской серии Среднего Урала // Литология и полез. ископ. 1970. № 3. С. 74–86.
6. Курбацкая Ф.А. Корреляция терригенных толщ верхнего докембрия западного склона Среднего Урала и условия их образования. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь: Пермский госуниверситет, 1968. 25 с.
7. Курбацкая Ф.А. Поздневендская флишоидно-молассоидная формация Западного склона Урала // Вестник Пермского университета. Геология. 2004. Вып. 3. С. 9–12.
8. Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т. Седиментационные особенности пород и условия формирования осадочных последовательностей нижней подсвиты чернокаменной свиты венда в бассейне р. Сылвица / Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 70–82.
9. Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т. Чернокаменная свита бассейна р. Усьва на Среднем Урале (особенности строения, седиментология, условия формирования) / Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 65–86.
10. Маслов А.В., Ишерская М.В. Генетическая интерпретация вариаций некоторых петро- и геохимических параметров аргиллитов в разрезе венда Шкаповско-Шиханской впадины / Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 87–97.
11. Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2919–2940.
12. Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sediment. Geol. 1988. V. 55. № 3–4. P. 319–322.
13. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
14. Visser J.N.J., Young G.M. Major element geochemistry and palaeoclimatology of the Permo-Carboniferous glastogene Dwyka Formation and post-glacial mudrock in Southern Africa // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 1990. V. 81. P. 49–57.

Л.Н. Котова, В.Н. Подковыров, А.Б. Котов, В.М. Саватенков²²

Источники и области сноса метатерригенных пород ладожской серии калевия: результаты геохимических и Sm-Nd изотопных исследований

Ладожский регион располагается на юго-восточном фланге Раахе-Ладожской зоны, которая представляет собой зону сочленения архейского Карельского кратона и раннепротерозойского Свекофеннского складчатого пояса. В пределах этого региона широко распространены

²² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург; vpodk@mail.ru

раннепротерозойские осадочные комплексы, связанные с завершающими этапами формирования раннедокембрийской коры Балтийского щита. Рассматриваемый регион разделяется на два самостоятельных тектонических блока: Западный и Северный. В современных стратиграфических схемах принимается, что Западный блок слагают вулканогенно-осадочные образования ливия – калевия (ланденпохская серия), а Северный блок – карельские образования ятулия, людиковия, ливия (сортавальская серия) и калевия (ладожская серия). В центральной части Северного блока, среди пород ладожской серии расположена Сортавальская зона, в геологическом строении которой принимают участие нижнекарельские осадочные и вулканогенно-осадочные образования ятулия, людиковия, ливия и гранито-гнейсовые купола [1, 2].

Большая часть территории Северного блока сложена верхнекарельскими метатерригенными породами нерасчлененной ладожской серии, представленной гнейсо-сланцевой толщей пород, зонально метаморфизованных от зеленосланцевой фации на севере до амфиболитовой фации на юге. Систематические геохимические и изотопно-геохимические исследования пород ладожской серии до настоящего времени не проводились, что не позволяет реконструировать источники и определить области сноса слагающих эту серию осадочных пород. Для того чтобы восполнить этот пробел, такие исследования выполнены вдоль меридионального профиля “Ладожское оз. – оз. Янисъярви”.

Петрохимическая реконструкция первичного состава пород показала, что в разрезе ладожской серии по изученному профилю преобладает граувакко-аргиллитовая ассоциация пород (90 %) с небольшой долей аренитов (10 %). Граувакки и наименее глиноземистые аргиллиты в основном отвечают по составу дацитам и андезитам (по [3]). В целом вся эта аренит-граувакко-аргиллитовая серия разделяется на две толщи: нижнюю более мафическую, выходы которой территориально тяготеют к Сортавальской зоне в районе Кирьяволахтинского гранито-гнейсового купола, и верхнюю более глиноземистую, выходы которой расположены к северу и югу от этой зоны.

Главное отличие в составе пород этих двух толщ заключается в следующем. Породы нижней гнейсо-сланцевой толщи, которые по расчету дифференциальных функций (по [4]) являются более рециклированными, обогащены TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO и обеднены Al_2O_3 в отличие от верхней толщи. Кроме того, арениты нижней толщи представлены более кварцевыми разновидностями, о чем свидетельствуют величина индекса химического выветривания (CIA) и другие петрохимические параметры.

По геохимическим особенностям нижняя и верхняя толщи также существенно различаются. Породы нижней толщи обогащены Cr, Co и Ni в среднем в 2–3 раза, что свидетельствует о присутствии в областях сноса пород основного состава, а породы верхней толщи, напротив, обогащены Th, что указывает на преобладание в областях сноса гранитоидов. Соотношение La-Th-Sc в породах рассматриваемых толщ показывает,

что в качестве одного из главных источников пород нижней толщи выступали гранодиориты, тогда как источником пород верхней толщи послужили главным образом породы тоналит-трондьемитового состава. Величины отношений Th/Sc и La/Sc в породах нижней толщи в среднем составляют соответственно 0,61 и 1,8, а в породах верхней толщи – 0,88 и 2,6. По данным [5], такие величины указанных отношений характерны соответственно для пород, источниками которых послужили породы континентальной коры архейского и раннепротерозойского возраста.

Результаты Sm-Nd изотопных исследований показывают, что метатерригенные породы нижней толщи характеризуются оценками $T_{Nd}(DM)$ в интервале 2,6–2,9 млрд лет, а верхней толщи – 2,3–2,6 млрд лет. Это свидетельствует о том, что в их формировании принимали участие продукты разрушения пород как со средним раннепротерозойским, так и со средним архейским Nd модельными возрастами. Наиболее вероятными областями сноса “архейского” осадочного материала являются гранито-гнейсы и амфиболиты Кирьяволахтинского купола Сортавальской зоны и (или) прилегающая в прошлом гранит-зеленокаменная область Карельского кратона. Поступление “раннепротерозойского” осадочного материала в бассейн осадконакопления калевийского времени, скорее всего, происходило в результате разрушения пород раннепротерозойских островодужных ассоциаций Свекофеннского складчатого пояса. При этом имеющиеся в нашем распоряжении петрохимические данные для пород ланденпохской серии Западного Приладожья свидетельствуют о том, что именно эта островодужная система не могла являться областью сноса пород ладожской серии Северного Приладожья.

Литература

1. Геология и петрология свекофенид Приладожья. Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб., 2000. 200 с.
2. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 13 с.
3. *Неелов А.Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
4. *Roser B.P., Korsch R.J.* Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // *Chemical Geology*. 1988. N 67. P. 119–139.
5. *Тейлор Р.С., МакЛеннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Стадиальные изменения химического состава пород угленосной формации Донбасса

Исследования в отношении миграции и перераспределения вещества в процессе постдиагенетических изменений немногочисленны из-за геолого-методических трудностей. Решение проблемы возможно в хорошо изученных регионах с детально разработанной шкалой постдиагенетических изменений пород и дробным стратиграфическим делением осадочной толщи, позволяющим уверенно проследить отдельные горизонты по площади. Таким требованиям в полной мере отвечает Донецкий бассейн.

Для решения вопроса о степени влияния литогенеза на валовый состав осадочных толщ нами предпринято изучение пород алмазной свиты (C_2^6) среднего карбона, которая широко развита на площади бассейна и имеет в основании разреза 4 повсеместно выдержанных стратиграфических горизонта: известняк, аргиллит (глинистый сланец), алевролит (песчаный сланец) и песчаник. В породах наблюдается практически непрерывный ряд различных степеней постдиагенетических изменений, начиная от стадии раннего катагенеза (стадия углефикации БД, Д) и заканчивая стадией позднего метагенеза (стадия углефикации A_I-A_{II}).

Исходным материалом послужили собственные данные 300 полных химических анализов, которые разделены на 8 групп соответственно технологическим маркам углей. Обработка и обобщение анализов проводились с помощью петрохимических модулей согласно классификации А.Н. Неелова [1] методами математической статистики.

Химические составы пород нанесены на вариационную диаграмму, из которой видно, что закономерного систематического валового изменения химического состава пород с повышением степени постдиагенетических изменений не наблюдается.

Сравнение количеств основных окислов по глиноземистому модулю (а) и по общей меланократовости (b) пород в различных зонах вторичных изменений показывает, что эти петрохимические параметры устойчивы. То же можно сказать и о кремнеземе, хотя дисперсии этого элемента довольно значительны, что приводит к заметным колебаниям этого параметра (s), особенно в песчаниках. В известняке, где концентрации содержаний и дисперсии кварца намного ниже, изменения кремнистого модуля легко фиксируются (рис. 1).

Элементы группы железа, характеризующиеся параметрами f и m, имеют довольно близкие кривые распределения во всех породах. Основная тенденция поведения окислов Fe и Mg – это уменьшение их содержания в зоне катагенеза (интервал Д–ОС) и закономерное увеличение кон-

²³ Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, Киев, Украина; kurilo@univ.kiev.ua

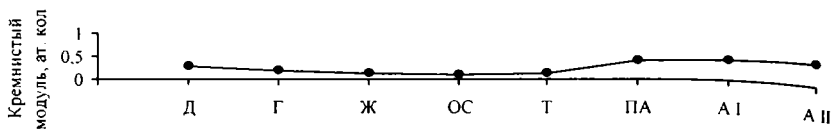


Рис. 1. Распределение кремнистого модуля (S) в известняке L, по стадиям постдиагенетических изменений

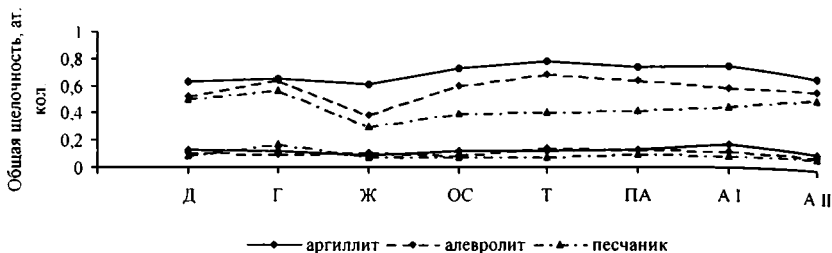


Рис. 2. Зависимость общей щелочности пород от стадий их постдиагенетических изменений

центраций в зоне метагенеза (интервал ОС–А_{II}) при близости средних содержаний в начальной и конечной стадиях.

В распределении щелочных элементов (параметры *n* и *k*) устанавливается та же направленность изменений, что и для элементов группы железа, хотя выражена она значительно слабее (рис. 2). Общее содержание в породах крайних рядов зональности практически одинаковое, а в интервале Ж–ОС появляется тенденция к их уменьшению, особенно в отношении калия.

Следовательно, поведение петрогенных элементов в различных по составу породах подчиняется общей закономерности, заключающейся в систематическом уменьшении их содержаний в интервале Ж–ОС и дальнейшем унаследовании ими начальных концентраций. Это связано с состоянием аллотигенности – аутигенности минералов и последовательной сменой минеральных ассоциаций в процессе постдиагенетических преобразований. Достигая температур и давлений стадий позднего катагенеза, основная масса кластогенных минералов становятся неустойчивыми, разлагаются, и начинается их активное растворение. Значительная часть освободившихся элементов принимает участие в формировании новых аутигенных минералов (кварца, серицита, хлорита, парагонита, доломита и др.), а некоторая часть переходит в синметаморфические растворы.

Приведенные данные показывают, что процессы постдиагенетических изменений не оказывают существенного влияния на содержания основных петрогенных компонентов, т.е. протекали в условиях, близких к изохимическим. Исключение составляют углекислый газ и вода, для которых устанавливается отчетливая тенденция уменьшения средних содержаний в породах от начальных стадий изменения к конечным (рис. 3, 4).

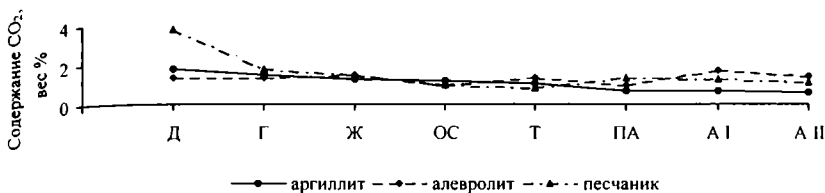


Рис. 3. График зависимости содержаний CO₂ песчано-глинистых пород от стадий их постдиagenетических изменений

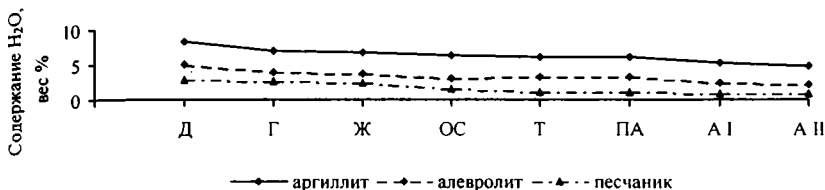


Рис. 4. График зависимости содержаний H₂O песчано-глинистых пород от стадий их постдиagenетических изменений

Литература

1. *Неелов А.Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

Ю.В. Кущева, Д.И. Головин²⁴

К вопросу о связи литологии и тектоники с К-Аг характеристиками терригенных пород на примере разрезов по рекам Белая и Терек (Большой Кавказ)

По породам двух разрезов Большого Кавказа установлена связь между изменением степени деформированности породы на микроуровне и рассчитанными К-Аг возрастами. Увеличение степени деформированности породы связано с нарастанием напряжений, вызванных активизацией тектонической деятельности.

Минералогические характеристики и степень развития кливажа закономерно изменяются при движении по профилю с севера на юг, показывая нарастание преобразованности пород в сторону главной оси меган-

²⁴ Геологический институт РАН, Москва; argol@ginras.ru

тиклинория Большого Кавказа [2]. Это утверждение справедливо как для разреза по р. Белая, так и для разреза по р. Терек.

В южной части разреза по р. Терек породы интенсивно кливажированы, однако, кливаж развит неравномерно, что связано с аккреционно-блоковым строением подзоны. В северной части кливажированность пород уменьшается с юга на север, а в байосских и батских отложениях самой северной части разреза отсутствует вовсе.

Кливаж в изучаемых породах относится к доскладчатому, возникшему на стадии продольного укорочения слоев. В дальнейшем, в процессе складчатой деформации кливаж перестраивался и совершенствовался. В разрезе по р. Терек наблюдаются также наложенные деформационные микротекстуры.

Район исследований по р. Белой относится к Архыз-Гузерильской структурно-фациальной зоне, которая соответствует Дигоро-Осетинской зоне северной части разреза по р. Терек [2]. Вообще, картина постседиментационных изменений разреза по р. Белой соответствует картине разреза Терека с севера до ядра (гранито-гнейсы Дарьяльского массива), с той лишь разницей, что преобразования в разрезе по Тереку сильнее по всем параметрам: породы меняются более существенно от глин до глинистых сланцев. Это подтверждается также изменением значения деформации укорочения-удлинения, распределением по профилю индекса кристалличности иллита и ассоциаций глинистых минералов.

К-Аг изотопными системами зафиксирован этап максимального стрессового воздействия [1].

В массиве К-Аг данных разреза по р. Терек, прежде всего, выделяется большая группа проб (Казбекско-Гудошаурская подзона) с возрастом около 45–55 млн лет, соответствующая области вблизи хребта, причем в самых центральных частях профиля (вулканогенный горизонт) эти цифры опускаются даже до 20 млн лет. Начиная от Джерахско-Дарьяльской подзоны, эти цифры систематически нарастают к северу. Такое поведение хорошо согласуется с уменьшением степени преобразования глинистых минералов и кливажированности пород к северу. Породы в непосредственной близости от контакта с гранито-гнейсами, возможно, унаследовали радиогенный аргон древнего (палеозойского) Дарьяльского массива. Полученные результаты по К-Аг хорошо укладываются в картину изменения тектонической напряженности.

Возраст, с которым связаны наибольшие стрессовые нагрузки, составляет 45–55 млн лет. Это значение подтверждается Rb-Sr данными, которые получены по небольшой выборке образцов южной части разреза [1].

В южной части разреза р. Терек в шлифах наблюдаются наложенные микротекстуры и, как следствие, К-Аг изотопными системами фиксируется более молодое (20 млн лет) событие [4].

Возраста, измеренные по валовым пробам южной части разреза по р. Белая, лежат в пределах 169–207 млн лет и не противоречат ожидаемым стратиграфическим.

Возраста по фракциям несколько моложе – 164–180 млн лет, однако тоже находятся в пределах юрского периода. Учитывая высокую степень преобразования пород на микроуровне и соответствие увеличения преобразований омоложению рассчитанных K-Ag возрастов, мы можем с уверенностью сказать, что полученные датировки фиксируют постседиментационное событие. Согласно принятой геохронологической шкале, оно было почти синхронно с осадконакоплением.

В отличие от пород долины р. Терек ниже-среднеюрские породы долины р. Белой слабее деформированы, в них можно выделить только один этап преобразований. Вероятно, это объясняется тем, что долина р. Белой находится дальше от оси максимальных деформаций, проходящей по Центральному Кавказу.

Главный вывод, который можно сделать по результатам работы, заключается в том, что глинистые минералы в зонах развития кливажа полностью утрачивают первичные изотопные метки. В зависимости от интенсивности и длительности тектонических событий глинистые породы могут фиксировать (с большой погрешностью) время тектонической активизации региона [3]. Суммируя, можно сказать, что K-Ag и Rb-Sr системы глинистых пород юрского терригенного комплекса Большого Кавказа в разрезе по р. Терек сохранили память о событии, которое произошло около 50 млн лет назад и было связано с этапом активизации альпийской складчатости. В разрезе по р. Белая K-Ag системы глинистых пород фиксируют возраст образования кливажа и соответствуют байос-батскому периоду структурной перестройки Большого Кавказа.

Мы можем предполагать, что, встречая в дальнейшем породы различной степени кливажированности, можно прогнозировать фиксацию K-Ag системами времени максимального тектонического воздействия.

Литература

1. Буякайте М.И., Гаврилов Ю.О., Герцев Д.О. и др. K-Ag и Rb-Sr изотопные системы глинистых пород юрского терригенного комплекса Большого Кавказа – отражение истории их вторичного преобразования // Литология и полез. ископ. 2003. № 6. С. 613–621.

2. Гаврилов Ю.О., Галкин В.А., Панов Д.И., Талицкий В.Г. Литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики ниже- и среднеюрского терригенного комплекса Большого Кавказа (район реки Терек) // Литология и полез. ископ. 1999. № 1. С. 58–77.

3. Куцеева Ю.В., Головин Д.И., Буякайте М.И. О поведении K-Ag и Rb-Sr изотопных систем глинистых терригенных пород в различных геодинамических обстановках / Тез. докл. Международной научной конференции “Глины и глинистые минералы”. Воронеж: ВГУ, 2004. С. 82–83.

4. Куцеева Ю.В., Головин Д.И. О влиянии геодинамических напряжений на K-Ag и Rb-Sr изотопные системы глинистых терригенных пород на примере юрских отложений Кавказа / Материалы молодежной школы-конференции XXXVII Тектонического совещания “Эволюция тектонических процессов в истории Земли”. М., 2004. С. 44–47.

Первые результаты геохимических и изотопных исследований карбонатных отложений Батеневского кряжа

Для карбонатных отложений Батеневского кряжа достаточно остро стоят вопросы об их возрасте и обстановках накопления. Ряд исследователей относят их к рифейским образованиям [1]. Находки эдиакарской фауны указывают на их вендский возраст [2]. В геодинамическом плане эти отложения рассматриваются либо как отложения чехла микроконтинента [3], либо как отложения симаунта [4]. Решение этих вопросов возможно на основе комплексных литологических, геохимических и изотопных исследований карбонатных отложений Батеневского кряжа.

Наиболее детально были изучены разрезы биджинской, мартюхинской и сорнинской свит Мрасско-Азыргальской СФЗ. В составе биджинской свиты выделяют пять пачек. В основании первой пачки выделяют горизонт известняковых песчаников со значительным количеством терригенного материала алевритовой размерности. А.А. Терлеевым в этом горизонте определены известковые водоросли *Gemma sp.*, спикулы губок; проблематика *Archaesphaera* и *Vicinosphaera* [2]. Выше разрез наращивается серыми неявно слоистыми доломитами, содержащими, местами, небольшие биогермы столбчатых строматолитов. Между первой и второй пачками выделяется перерыв в накоплении. Вторая пачка существенно доломитового состава и представлена серыми и светло-серыми тонкослоистыми и строматолитовыми, в меньшей мере микрофитолитовыми разностями. Третья пачка сложена темно-серыми и черными тонкослоистыми, плитчатыми известняками. В типовых разрезах в ее основании залегает двухметровый горизонт черных известняков со строматолитами *Conophiton garganicus Masl.* Четвертая пачка по литологическим особенностям имеет двучленное строение. В основании залегают слои светло-серых и серых крустификационно-слоистых, микрофитолитовых доломитовых и доломитистых известняков. Встречаются линзы и прослои брекчий, сложенных обломками слойков, сцементированными микритовым материалом. Верхняя часть представлена чередованием черных и темно-серых микрофитолитовых известняков, светлых доломитов и их переходных разностей. В известняках преобладает параллельная слоистость. Фрагментарно проявлена косая слоистость. Нередки оползневые складки, гофрировка слоев, их срезание и тела оползневых брекчий. Органические остатки пачки обильны и разнообразны, представлены водорослями и микрофитолитами. Пятая пачка представляет собой монотонный разрез темно-серых и черных сероводородистых из-

²⁵ Институт геологии СО РАН, Новосибирск; efletnik@uiggm.nsc.ru

²⁶ Институт геологии нефти и газа СО РАН, Новосибирск

известняков со слоистыми и массивными текстурами. Спорадически встречаются прослои типичных карбонатных турбидитов [2]. Нередко проявлены оползневые текстуры и оползневые брекчии. Наблюдаются единичные прослои микрофитолитовых известняков. В разрезе отмечаются горизонты антраконитовых известняков с характерной пятнисто-ленточной текстурой. Здесь же присутствуют оползневые брекчии, состоящие из обломков нижезалегающих мелководных доломитов и вмещающих углеродистых тонкослоистых известняков.

Карбонатные отложения биджинской свиты характеризуются низкими значениями всех изученных редких и рассеянных элементов. Исключение составляет Sr, содержания которого во второй пачке превышают кларк для карбонатных пород (720 мкг/г). Подобное распределение этих элементов характерно для вышележащей мартюхинской свиты и богградской и бродовской свит. Это свидетельствует о том, что накопление всех вышеперечисленных свит происходило субсинхронно в едином осадочном бассейне при пассивном тектоническом режиме. Значительные геохимические отличия характерны для верхней части сорнинской свиты, которой надстраивается разрез биджинской и мартюхинской свит. Для нее типичны превышающие кларк более чем в 50–80 раз содержания Ba, кларковые содержания Sr, для ряда проб – высокие содержания Cr, Ni, Ti и Nb. Формирование отложений с подобной геохимической спецификой могло происходить в пределах вулканических островов, на состав которых существовавшее влияние оказали подводные гидротермы.

Тренд РЗЭ в отложениях основания биджинской свиты имеет пологий тип кривой со слабовыраженной отрицательной Ce аномалией и отсутствием Eu аномалии. Для вышележащих карбонатных отложений биджинской и мартюхинской свит характерен слабонаклонный тренд распределения РЗЭ с обогащением LREE относительно HREE с типичными отрицательными Eu и Ce аномалиями. Для карбонатных отложений верхней части сорнинской свиты характерна положительная Eu аномалия ($Eu/Eu^* = 1,1$) и плоский тренд распределения РЗЭ ($LREE/HREE = 1,87$). В этих отложениях выявлены рудопроявления и месторождения Ba, которые по распределению РЗЭ не отличаются от вмещающих карбонатных пород, имея еще более выраженную положительную Eu аномалию.

Предварительные изотопные исследования углерода показали, что в основании биджинской свиты значения $\delta^{13}C$ резко меняются до $-7,2... -7,3$ ‰, и выше по разрезу значения $\delta^{13}C$ устойчиво колеблются в пределах $-1,4...+2,35$ ‰, переходя в третьей пачке к положительным значениям $\delta^{13}C$ ($+1,2...+6,1$ ‰). Крупная отрицательная аномалия ($-7,3$ ‰) приходится на “помадковый” горизонт биджинской свиты. Вторая, менее выраженная отрицательная аномалия ($-0,8$ ‰) наблюдается в средней части первой пачки, и третья отрицательная аномалия ($-1,8$ ‰) приходится на границу первой и второй пачек биджинской свиты. Положительные пики характерны для верхней части кривой. На основании про-

веденных корреляций с кривыми Jacobsen, Kaufman [4] и Brasier [5], биджинская свита отнесена к позднему венду.

Таким образом, в поздневендское время в пределах современного Батеневского кряжа можно выделить как минимум два осадочных бассейна – с шельфовыми обстановками в пределах блока с пассивным тектоническим режимом и океанического, где накопление происходило в пределах океанических островов при активной подводной гидротермальной деятельности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 03-05-65030 и ИП СО РАН № 194.

Литература

1. Краевский Б.Г. и др. Верхний докембрий и нижний кембрий южной части Кузнецкого Алатау. СНИИГГИМС. Новосибирск, 1983. 26 с.
2. Терлеев А.А., Лучинина В.А., Сосновская О.В., Багмет Г.Н. Известковые водоросли и нижняя граница кембрия в западной части Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 485–491.
3. Хераскова Т.Н. Литология карбонатных отложений Батеневского кряжа // Литология и полезные ископаемые. 1990. № 4. С. 54–70.
4. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.
5. Jacobsen S.B., Kaufman A.J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater // Chemical Geology. 1999. 161. P. 37–57.
6. Brasier M., McCaron G., Tucker R., Leather J., Allen P., Shields G. New U-Pb zircon dates for the Neoproterozoic Ghubrah glaciations and for the top of the Huqf Supergroup, Oman // Geology. 2000. 28. P. 175–178.

А.В. Маслов²⁷, В.Н. Подковыров²⁸

Архейский компонент в отложениях рифея Южного Урала и Учуро-Майского региона

В целях реконструкции общих особенностей формирования мощных осадочных последовательностей рифея, известных на периферии Восточно-Европейской и Сибирской платформ, нами были суммированы данные о геохимических особенностях метатерригенных пород 26 эталонных объектов архея (блоки Пилбара и Йилгарн, комплексы Исуа и Акилиа, надсерии Витватерсранд, Свазиленд, Понгола и Йеллоунайф,

²⁷ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург; maslov@igg.uran.ru

²⁸ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург; vpodk@mail.ru

хапчанская и гимольская серии, канский, шарыжалгайский, чупинский, слюдянский и онотский комплексы и др.) [1]. Выполнено сопоставление общих совокупностей фигуративных точек, а также рассчитанных для каждого из эталонных объектов медианных значений содержаний и отношений ряда элементов-примесей с известными в литературе составами архейских и постархейских аргиллитов [6 и др.]. На диаграммах Ce/Cr–Co/Hf, Eu/Eu*–Gd_N/Yb_N, Ce/Cr–Th/Sc, Th/Sc–Sc, Th–La, La/Sm–Sc/Th, Yb–Gd_N/Yb_N, Th/Sc–Cr и Ni–Cr намечены поля, в которых группируется большинство точек составов архейских метатерригенных (преимущественно глинистых) пород. В результате исследований по всей совокупности частных анализов (более 300) оказалось невозможным наметить такие значения геохимических параметров, которые можно было бы считать присущими только архейским или только постархейским тонкозернистым терригенным породам. Показано, что в рамках 80–85 % доверительного интервала основная масса частных составов архейских метатерригенных пород характеризуется следующими геохимическими параметрами: 1) Th/Sc < 0,6–0,7; 2) Ce/Cr < 0,6; и 3) Eu/Eu* > 0,70–0,75. При использовании медианных значений указанные рамки могут быть ужесточены до: 1) Th/Sc < 0,55; 2) Ce/Cr < 0,4; 3) Cr/Th > 25; и 4) Th < 12 г/т. По сравнению с PAAS в архейских метатерригенных породах выше медианные значения содержания Cr и Ni, а также отношений Eu/Eu*, Sc/Th, Cr/Th и Co/Hf; содержания Nb, La, Ce, Yb, Hf, Th и U, а также значения отношений La/Sm и Ce/Cr в PAAS, напротив, ниже. Медианные значения отношения La_N/Yb_N в эталонных архейских объектах могут быть как выше, так и ниже PAAS, что определяется, по всей видимости, соотношением различных типов пород в источниках сноса. Медианы отношения Gd_N/Yb_N примерно в 60 % из проанализированных нами архейских эталонных объектов несколько выше, чем величина Gd_N/Yb_N в PAAS. Медианные значения отношения La_N/Sm_N в терригенных породах архея преимущественно несколько ниже, чем это типично для PAAS.

Используя приведенные выше рамочные значения для отношений Th/Sc, Ce/Cr и Eu/Eu* в тонкозернистых терригенных образованиях архея мы попытались определить присутствие в составе двух наиболее представительных разрезов рифея на территории России – южноуральского и учуро-майского – литостратиграфических уровней, на которых в той или иной мере сказывается присутствие в областях размыва незрелых (примитивных в петрогеохимическом отношении) архейских субстратов. Определенные сведения по данной проблеме были приведены ранее в работах [2–5], однако настоящее сообщение является первым, специально ей посвященным.

База использованных нами данных включает порядка 200 частных анализов глинистых сланцев (40–57 элементов, метод ICP-MS) из 20 литостратиграфических подразделений (свит) рифея Южного Урала и Учуро-Майского региона.

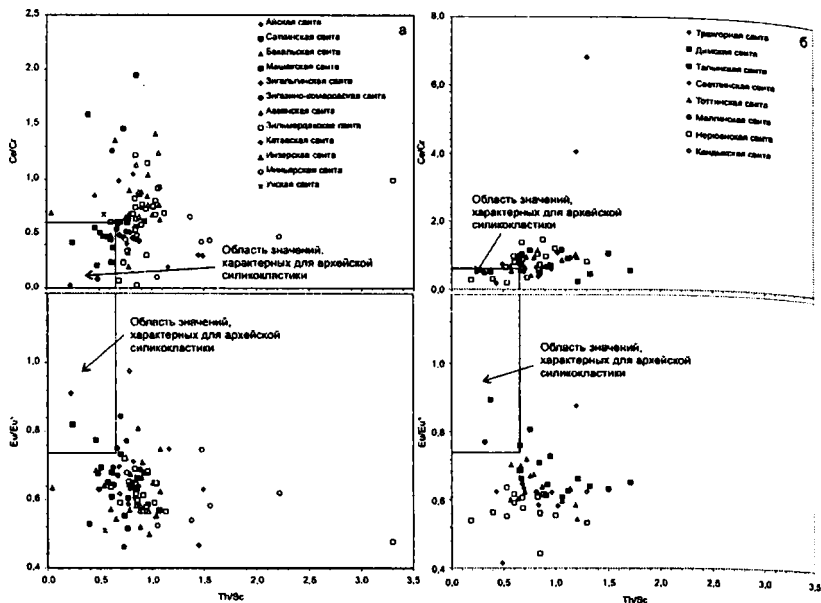


Рис. Положение фигуративных точек глинистых сланцев рифея Башкирского мегантиклинория (а) и Учуро-Майского региона (б) на диаграммах Th/Sc–Eu/Eu* и Th/Sc–Ce/Cr

В Башкирском мегантиклинории подавляющее число фигуративных точек глинистых сланцев рифея на диаграммах Th/Sc–Ce/Cr и Th/Sc–Eu/Eu* локализовано вне областей составов, типичных для архейской алюмосиликокластики (рисунок, а). Только единичные составы глинистых сланцев машакской, зигальгинской и авзянской свит (все эти подразделения принадлежат среднерифейской юрматинской серии) характеризуются значениями Th/Sc и Ce/Cr, типичными для терригенных пород архея. Если же дополнительно учитывать и величину отношения Eu/Eu* то окажется, что “архейские” характеристики присущи всего 3–4 % из общей выборки глинистых сланцев типового разреза рифея и в их число попадают опять-таки пробы машакских и зигальгинских сланцев.

На диаграмме Th/Sc–Ce/Cr из проанализированных нами порядка 60 образцов глинистых сланцев Учуро-Майского региона около 10 % локализовано в области значений, типичных для архейской силикокластики (рисунок, б). Это образцы из трехгорной и димской свит нижнего рифея, а также талынской, малгинской и нерюенской свит. Однако только в двух (!) из них соблюдается также и условие $Eu/Eu^* > 0,75$; еще в нескольких образцах глинистых сланцев трехгорной и димской свит при столь же низких значениях отрицательной европиевой аномалии величина отношения Th/Sc варьирует от 0,65 до 1,0.

Если рассматривать формирование мощных осадочных последовательностей рифея западного склона Южного Урала и Учуро-Майского региона в целом, то можно видеть, что в типовом разрезе заметный вклад примитивных архейских субстратов имел место в самом начале среднего рифея и был в той или иной мере связан, по всей видимости, с процессами формирования крупной машакской рифтогенной структуры. Ни в разрезах бурзянской, ни в разрезах каратауской серий тонкая алюмосиликокластита “архейского облика” по геохимическим параметрам не фиксируется. В Учуро-Майском регионе тонкая алюмосиликокластита с “архейскими” геохимическими характеристиками поступала в область седиментации практически постоянно, хотя и в небольшом количестве. Как и в типовом разрезе рифея, наиболее заметное влияние примитивных архейских субстратов имело место здесь в начале среднего рифея, что согласуется с Nd модельными возрастными глинистых сланцев и связано с эксгумацией в талынское время наиболее глубоких сечений Алданского щита [5 и др.].

Таким образом, анализ геохимических параметров глинистых сланцев Башкирского мегантиклинория и Учуро-Майского региона указывает на различный состав источников сноса при формировании осадочных последовательностей рифея – преобладание более зрелых и однородных раннепротерозойских гранитоидных субстратов на восточной окраине Восточно-Европейской платформы и смешанных архейско-протерозойских источников, включавших кроме гранитоидов и заметное количество “примитивных” архейских базит-тоналитовых ассоциаций в фундаменте восточного сегмента Сибирской платформы.

Исследования проведены в рамках интеграционного проекта УрО и СО РАН “Докембрийские осадочные последовательности Урала и Сибири: типы и характер источников сноса, долговременные вариации состава коры, проблема рециклинга” и Программы Президиума РАН № 25.

Литература

1. Маслов А.В. Метатерригенные породы архея (основные геохимические ограничения) // Геохимия. В печати.
2. Маслов А.В. и др. RЗЭ, Sr, Th и Sc в глинистых сланцах типового разреза рифея как показатели состава и эволюции источников сноса // Литосфера. 2004. № 1. С. 70–112.
3. Маслов А.В. и др. Тонкозернистые алюмосиликокластические образования стратотипического разреза среднего рифея на Южном Урале: особенности формирования, состав и эволюция источников сноса // Литология и полез. ископ. 2004. № 4. С. 414–441.
4. Маслов А.В. и др. Нижнерифейские тонкозернистые алюмосиликокластические осадочные образования Башкирского мегантиклинория на Южном Урале: состав и эволюция источников сноса // Геохимия. 2004. № 6. С. 648–669.
5. Подковыров В.Н. и др. Глинистые отложения сибирского гипостратотипа рифея и венда: химический состав, Sm-Nd систематика источников и этапы формирования // Литология и полез. ископ. 2002. № 4. С. 397–418.
6. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Выбор варианта представления результатов геохимического исследования позднемезозойских песчаников Приамурья

По замыслу авторов предлагаемая работа начинает серию материалов по освещению результатов геохимических исследований терригенных пород Среднего и Нижнего Приамурья. В последние годы улучшились технические возможности более точного определения количественных содержаний элементов-примесей, что особенно важно при исследовании редкоземельных элементов (РЗЭ). При появлении прибора нового поколения в Хабаровском инновационно-аналитическом центре были проанализированы образцы, отобранные в 1999–2003 гг. Опробование проводилось в бассейнах рек Уссури и Амур (от устья р. Бикин до устья р. Дурал). В 2005 году в полевой период изучались отложения в бассейне среднего течения р. Лимури (левый приток нижнего течения р. Амур).

В структурном плане рассматриваемый осадочный комплекс входит в состав Хорско-Бикинской, Приамурской, Горинской структурно-формационных подзон Западно-Сихотэ-Алиньской структурно-формационной зоны [3].

Исследован хронологический интервал, включающий позднюю юру и ранний мел. Все разрезы представлены, в основном, терригенными породами (аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты), которые находятся в этих подразделениях в разных соотношениях. В разрезах юры, берриаса и валанжина преобладают аргиллиты и алевролиты, а песчаники и конгломераты имеют подчиненное значение, иногда присутствуют конкреции мергелей. Апт-сеноманский разрез содержит меньше алевроаргиллитовых пород, в нем велика роль песчаников и конгломератов. Палеонтологическое обоснование возраста по причине редких фаунистических находок имеется не для всех разрезов. В данное время определены концентрации элементов в одном литотипе – в песчаных породах. Отбирались мелкозернистые и средне-мелкозернистые массивные песчаники. Они имеют темно-серый, серый цвет, часто с зеленоватым оттенком. Петрографические разновидности – аркозы и полевошпатовые граувакки.

Определение концентрации химических элементов в пробах проводилось методом спектрального анализа в аргоновой плазме, прибор ICP-MS Elan DRC II PerkinElmer (США), чувствительность до 10^{-9} г/л. Разложение проб выполнено кислотно-микроволновым методом в автоматической системе пробоподготовки Multiwave 3000.

²⁹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск; medvedeva@itiig.as.khb.ru

Поскольку существует несколько стандартов нормирования, на первом этапе обработки аналитических результатов возникла задача выбора нормировочного стандарта. С этой целью породы были нормированы по пяти стандартам: по рекомендованному хондриту [2], по северо-американскому сланцу (NASC) [2], по континентальной коре [4], по глинам геосинклинали [1], по пескам геосинклинали [1]. Подсчитаны средние нормированные содержания, величины европиевой аномалии и отношений элементов. Осреднение проводилось по возрастам отложений, включающим два хроностратиграфических промежутка: поздняя юра – валанжин и апт – сеноман. По этим данным построены диаграммы “атомный номер – значения отношений”. Применялись нормальные и логарифмические шкалы по оси Y. Полученные кривые распределения элементов, естественно, имеют разную конфигурацию. Кривые содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту, слились в одну линию, имеющую отрицательный наклон. Из оставшихся четырех линий кривая РЗЭ, нормированных по северо-американскому сланцу, является самой плавной, со сглаженными переходами от элемента к элементу. Кривая распределения РЗЭ, нормированных по глинам геосинклинали, имеет самый зигзагообразный вид. По степени “зигзагообразности”, если можно так выразиться, две оставшиеся ломаные располагаются между двумя вышеописанными.

Четыре тренда характеризуются отрицательным наклоном, причем наибольший наклон у тренда РЗЭ, нормированных по хондриту. Тренд РЗЭ, нормированных по глинам геосинклинали, отличается положительным наклоном. По возрастам пород: тренды более молодых апт-сеноманских пород более пологие. В общем, кривая РЗЭ имеет отрицательный наклон в левой части, выпуклость в средней части и положительный наклон в правой части графика. Подобная картина наблюдается для всех стандартов. Такая конфигурация линий говорит об обогащении средними и самыми тяжелыми элементами относительно соседних элементов.

Разница концентраций элементов в разновозрастных отложениях невелика. Тем не менее, осредненные значения показывают устойчивое понижение концентраций в апт-сеноманских песчаниках относительно титон-валанжинских абсолютно для всех элементов. Для более дробных стратиграфических подразделений графики, построенные по средним содержаниям и по содержаниям в отдельных пробах, также хорошо иллюстрируют особенности конкретных разрезов и образцов. Это выглядит нагляднее при нормальной шкале по оси Y, при замене ее на логарифмическую шкалу графики сближаются, что затрудняет чтение диаграмм.

Относительно северо-американского сланца в песчаниках Приамурья наблюдается дефицит почти всех РЗЭ. Исключение составляют La и Ce в титон-валанжинских отложениях. Отношение песчаник/NASC составляет примерно 0,7–1,0 для легких, 0,6–0,8 для промежуточных и 0,5–0,7 для тяжелых РЗЭ.

По отношению к континентальной коре недефицитны Sm, Eu и Gd в титон-валанжинских породах. В апт-сеноманских отложениях дефицитны все РЗЭ. Примерные цифровые отношения следующие: 0,8–1,0 в спектре легких, 0,9–1,2 в спектре промежуточных, 0,7–0,9 в спектре тяжелых элементов. График имеет вид синусоиды с небольшим наклоном.

Иные отношения наблюдаются при сравнении концентраций РЗЭ в исследованных песчаниках с концентрациями РЗЭ в глинах и песках геосинклинали. Концентрации большинства элементов выше, чем в стандартных песках геосинклинали. Исключение составляют Nd (отношение равняется 0,8), Tb, Ho (0,85–0,96), Er с отношением 0,6–0,7. Обогащение легкими РЗЭ в 1,2–1,7 раза, промежуточными – в 1,1–1,3 раза, тяжелыми – примерно в 1,1–1,3 раза. Графики напоминают наклонную фигурную букву W. Содержания La и Lu ниже содержаний Ce и Y.

Тренд “глин” имеет положительный наклон, причем более пологий для поздней юры – валанжина. Отношения элементов менее стабильны, наблюдается большой разброс. В легкой части спектра имеется дефицит (отношения составляют 0,6–0,8), далее обогащение до 1,4 раза. Графики представляют собой причудливую ломаную линию. Возможно, графики отношений РЗЭ в алевроаргиллитах, нормированных к глинам геосинклинали, будут идентичны графикам песчаник/пески геосинклинали.

В итоге принято решение нормировать песчаники по пескам геосинклинали, аргиллиты – по глинам геосинклинали. Шкалу по оси Y следует оставлять нормальной, поскольку применение логарифмической шкалы затушевывает детали распределения элементов. Также будет применяться нормирование по хондриту с использованием логарифмической шкалы для того, чтобы иметь возможность сравнивать полученные данные с опубликованными результатами других исследователей.

Литература

1. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 233 с.
2. Интерпретация геохимических данных. Под ред. Е.В. Складорова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
3. Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.) Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. Хабаровск, 1994. 123 с.
4. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. Перевод с англ. М.: Мир, 1988. 384 с.

Редкие и редкоземельные элементы в девонских осадочных породах Южного Урала

Девонские вулканогенно-осадочные породы Магнитогорской мегазоны Южного Урала представлены петрогенными граувакками, вулканомиктовыми песчаниками и тефроидами, в составе которых преобладают компоненты основных и средних вулканических образований. Кислые вулканиты, фрагменты осадочных и метаморфических образований среди обломочной массы распространены меньше.

Отсюда содержание редких и редкоземельных элементов в обломочных отложениях Магнитогорской мегазоны, за некоторыми исключениями, близко к кларковому в основных магматических породах или несколько ниже. Причем характерно, что содержание упомянутых элементов в песчаниках и аргиллитах сопоставимо, что не согласуется с устойчивой точкой зрения о постепенном увеличении содержания их в ряду песчаник–алевролит–аргиллит. Устойчивое расхождение наблюдается только в отношении Rb, Cs, Bi, Cr, Sr.

Поведение редких и редкоземельных элементов (изученных методом ICP-MS) в девонских отложениях Магнитогорской мегазоны коррелируется со стратиграфическим положением соответствующей толщи, зависит от характера петрографических провинций. Прежде всего, это средняя концентрация того или иного элемента, характерная (высокая или, наоборот, низкая) для определенного стратона или породного комплекса. Для большинства из этих комплексов выявлены типовые элементы и/или отношения элементов. В том числе, по многим параметрам выделяются отложения *западной провинции зилаирской серии* (D₃fm), охватывающие Зилаирский синклиний (западный склон Урала) и Западно-Магнитогорскую зону (восточный склон). Эти данные подтверждают сделанный ранее вывод, что для названных отложений был общий источник обломочного материала, отличный от области сноса для пород восточной провинции. Обращает на себя внимание геохимическое сходство образований западной провинции зилаирской серии с песчаниками и аргиллитами *туратской и ишкининской толщ* эйфельского возраста. Для упомянутых трех комплексов типовыми являются Cr, Ni, Cs, Rb, среднее содержание которых от 2 до 10 раз более высокое, чем в других толщах. Сходство, вероятно, обусловлено встречающимися только в составе этих стратонов продуктами размыва ультрабазитов. Различия между фаменскими и эйфельскими толщами, тем не менее, тоже имеются, прежде всего, по содержанию Cu, Bi, Zr, Hf, Ga и Li. Выразительными являются геохимические параметры *улутауской свиты* (D₂g), характе-

³⁰ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург; mizens@igg.uran.ru

ризующей очень высоким средним содержанием Mo, Ti, Ta, W. Тефроиды и туфы *карамалыташской свиты* (D₂ef), выделяются высоким содержанием Mn, низким – Be, Nb, Zr, Th, U. Очень характерным для нее является распределение РЗЭ. Некоторое сходство с карамалыташскими тефроидами имеют только песчаники и аргиллиты другой эйфельской толщи – *актауской свиты*. Отложения ирендыкской свиты (D_{1e}–D₂ef), также как и западной провинции зилаирской серии, отличаются выдержанностью многих геохимических характеристик, что, по-видимому, свидетельствует об однородности источника обломочного материала. Типовыми для нее являются Sr, V, а также Mo, W, Ta, Sc, Ba, Cu. Изученные *нижнедевонские отложения* особенно не выделяются среди других комплексов. Типовые элементы для них назвать трудно. Это также очень показательно и, вероятно, свидетельствует о размыве островодужных комплексов, а не океанических, как можно было думать. Однородный состав этих пород позволяет использовать для их характеристики диаграммы, применяемые к магматическим породам. Распределение малых и РЗЭ показывает, что размывались породы субщелочных и, возможно, известково-щелочных серий. Распределение РЗЭ в отложениях нижнедевонских ильтабановской и мансуровской толщ, также как и большекизильской свиты верхнедевонской зилаирской серии, сходно с таковым субщелочных пород энциалических островных дуг. По соотношению Co и Ni, Rb и Sr, Nb и Zr, Y и Zr они попадают в поле субщелочных базальтоидов зрелых островных дуг.

В результате анализа корреляционных параметров были выявлены группы элементов с сильными и устойчивыми внутренними связями и сходными взаимоотношениями с другими компонентами: Cr-Ni, Mo-W-Ti-Ta, Sc-V-Co-Sr, K-Rb-Cs, Zr-Hf-Ag-LREE, Y-In-HREE, Th-U-Pb, Ti-Ga-Zn, P-LREE. С учетом характера корреляционных связей, а также петрографического состава пород установлены основные минералы-носители тех или иных элементов. Обращает на себя внимание, что полученные связи не всегда согласуются с классическими представлениями о подвижности элементов. Очевидно, многие редкие и редкоземельные элементы, в том числе и такие, которые в условиях выветривания легко переходят в растворы, переносились в виде механических взвесей, что, вероятно, определялось отсутствием химического выветривания в областях сноса. Следовательно, в значительной мере сохранились минералы-носители, сохранилось распределение и концентрация элементов, свойственные материнским породам. Среди главных минералов-концентраторов устанавливаются акцессорные (апатит, циркон, Ti-минералы, магнетит) и породообразующие (пироксены, амфиболы, биотиты, серпентины, хлориты, плагиоклазы) минералы. С большой вероятностью можно предположить также глинистые минералы. Лишь некоторые элементы, например, Mn, Ba, Cu, Bi, Li достоверно могут быть отнесены к подвижным. Они не обладают сильными устойчивыми связями, их концентрация изменчива и далека от кларковой. В значитель-

ной степени эти элементы накапливались в аутигенных (диа- и катагенетических) минералах, таких как сульфиды, минералы марганца, железа, бария, карбонаты. При этом некоторым своеобразием отличается поведение бария. Среди изученных аргиллитов в составе флишевых комплексов не обнаружены различия с высоким содержанием этого элемента. Очень низкая (50–200 г/т) концентрация Ва наблюдается и в кремнях, что противоречит данным, свидетельствующим об обогащении барием глубоководных отложений. Возможно, дело в том, что среди кремней Магнитогорской мегазоны нет настоящих конденсированных отложений, все они накапливались достаточно быстро (40–50 м и более за 1 млн лет), или существовали условия, способствующие выносу бария.

Р.К. Пауль³¹

Элементы-примеси в фосфоритоносных отложениях белкинской свиты Горной Шория

Горная Шория расположена в Шорско-Хакасской складчатой системе каледонид, одним из элементов которой является Мрасский массив (Амонов, Матросов, 1984).

Массив сложен мощной (до 5 км) толщей докембрийских отложений, приуроченных к горст-антиклиналям, тогда как геосинклинальные прогибы выполнены кембрийскими комплексами (Додин, 1979; Радугин, 1936; Скобелев, 1967; Усов, 1936).

Докембрийские отложения представлены снизу вверх кабырзинской, западно-сибирской и белкинской свитами, имеющими между собой постепенные переходы и близкий карбонатный состав (Гинцингер, 1979; Багмет, 1994).

Белкинская свита вендского возраста имеет мощность около 300 м и сложена (снизу вверх) пачками: стоматолитовой, кремневой, псефитопсаммитовой, брекчиевой, известняковой. Каждая из них имеет свой тип фосфоритов (кроме последней) и существенно карбонатный состав (Пауль, 1982; 1996). Разрез свиты имеет ритмично-циклическое строение (Пауль, 1999). В ней выявлено Белкинское месторождение и ряд фосфоритопроявлений на всей площади Мрасского массива.

Специальных работ по изучению микропримесей не проводилось. Изучались лишь отдельные образцы фосфоритов без привязки к разрезам.

С целью выделения белкинской свиты в монотонном карбонатном разрезе докембрийских отложений и ее стратификации было проведено изучение характера распределения микроэлементов.

³¹ Геологический институт РАН, Москва; gin@ginras.ru

С этой целью в наиболее полных и представительных разрезах Белкинского месторождения в скважинах отбирались пробы через 5 и 10 м. Кроме того, отдельно были опробированы все литологические разновидности пород и фосфоритов. По промышленным интервалам отбирались дубликаты групповых проб. Общее количество образцов составило 985 штук.

На фосфоритопроявлениях Пурлинском, Карасукском, Верхнекабырзинском, Когасунугском также было отобрано более 30 проб.

Все пробы были проанализированы приближенно-количественным спектральным анализом в физико-химической лаборатории Государственного научно-исследовательского института горнохимического сырья (ГИГХС), и в них установлены: P, Si, Al, Mg, Ca, Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Mo, Cu, Pb, Na, K, Sr, Ba, B, Be, Ag, Yb, La, Sn, Ce, Ga.

Эти же пробы были проанализированы количественным спектральным анализом в Бронницкой экспедиции ИМГРЭ на содержание в них Li, Sr, Ba, Ti, Mn, Cr, V, Ni, Co, Cu, Ag, Au, Zr, Cd, Pb, As, Sb, W, Be, Sn, Mo, W, Ga, Te, Gr, Hf, P, Sc, Y, Yb, La, Ce, Zr, Hf, Th, U, Nb, In, Ta, B. Из них выделенные элементы оказались в количествах ниже порога чувствительности.

В единственном случае встречены Li, W, Hf. Остальные элементы содержатся в количествах ниже кварковых по Виноградову (1962), т.е. сильно обеднены микроэлементами. Они распространены в разрезе ритмично в соответствии с его ритмичностью так, что ритмограммы соответствуют кривым распределения сумм литофильных, халькофильных и сидерофильных элементов.

Было установлено, что в пробах постоянно присутствуют Sn, Mn, Cu, а корреляция микроэлементов с P_2O_5 отсутствует. Не подтвердился вывод В.З. Блискового (1967) о корреляции P_2O_5 и Sr, указывающей на первично-осадочный генезис фосфоритов. Для проверки этого вывода на 18 образцах фосфоритов атомно-абсорбционным методом, точность которого составляет 0,001 %, было проведено определение Sr, показавшее, что прямая корреляция P_2O_5 и Sr отсутствует, хотя некоторая тенденция улавливается.

Отмечается почти прямая корреляция P_2O_5 и Mn, P_2O_5 и F. В последнем случае это доказывает, что весь F, как “фосфатный”, так и флюоритовый, связан с молекулой фосфатного минерала, учитывая, что в фосфоритах присутствует флюорит (Пауль, Кнубовец, 1994).

Обращает на себя внимание тот факт, что даже при самом тонком переслаивании карбонатных пород и фосфоритов в последних наблюдается значительно более богатый набор микроэлементов. Это подтверждает наш вывод о диагенетической природе фосфатизации (Пауль, 1984). При этом фосфориты “вбирают” в себя те элементы-примеси, которые были свойственны первичным осадкам.

В таблице показано, что в разных пачках белкинской свиты отмечается совершенно разный микроэлементный состав. Оба образца взяты из канав, чтобы исключить влияние гипергенеза.

Состав образцов из белкинской свиты

	P_2O_5	$Sr \times 10^{-3}$	$Ba \times 10^{-2}$	$Ti \times 10^{-2}$	$Mn \times 10^{-2}$	$Cr \times 10^{-2}$	$V \times 10^{-1}$	$Ni \times 10^{-1}$	$Co \times 10^{-4}$	$Cu \times 10^{-3}$	$Zn \times 10^{-2}$	$Pb \times 10^{-1}$	$Br \times 10^{-4}$	$Mo \times 10^{-4}$	$Ca \times 10^{-3}$	$Y \times 10^{-1}$	$Yb \times 10^{-4}$	$Ag \times 10^{-6}$	$La \times 10^{-3}$	$Nb \times 10^{-3}$	$B \times 10^{-3}$	$Sc \times 10^{-2}$	$Zr \times 10^{-1}$
1.	31,7	200,0	2,0	0,2	15,0	4,0	5,0	1,0	-	1,0	-	-	-	0,5	-	4,0	4,0	-	-	-	0,5	-	2,0
2.	19,4	50,0	4,0	20,0	0,1	80,0	80,0	10,0	1,0	6,0	6,0	15,0	2,0	1,0	3,0	10,0	8,8	15,0	3,0	1,0	6,0	10,0	60,0

Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИМГРЭ, аналитик Н.А. Ломакина.

Образцы: 1 – 7ПК-31-5 – фосфоритопроявление Пурлинское, канава 31 – строматолитовый арочный карбонатный фосфорит строматолитовой пачки; 2 – 7ВК-1202-5 – фосфоритопроявление Верхняя Кобырза, канава 1202 – кремнисто-карбонатный фосфорит кремневой пачки. Прочерк означает, что элемент не обнаружен

Кроме изучения указанных элементов на 44 образцах были определены содержания $C_{орг}$. Их значения в породах белкинской свиты варьируют от 0,02 до 0,84 %. В кровле белкинской свиты в прослое битуминозного известняка содержание $C_{орг}$ составило 19,95 %, тогда как во вмещающем известняке это значение было 0,09 % (скважина 536, глубина 212,3 м и 210,7 м, соответственно). В целом $C_{орг}$ распределено также крайне неравномерно, что во многом, наряду с первично-осадочным характером, связано с катагенетическими процессами, в результате чего наблюдается перераспределение этого вещества, образующего вертикальные жилки, штокверкоподобные включения и другие формы. Однако в целом отмечается антагонизм P_2O_5 и $C_{орг}$. Особенно четко это выражено в фосфоритах – чем выше P_2O_5 , тем ниже $C_{орг}$. В целом отмечена тенденция увеличения $C_{орг}$ с глубиной.

Анализируя характер распределения элементов-примесей в белкинской свите, можно отметить следующие особенности.

1. Подошва белкинской свиты, где залегает кремневая пачка с прослоями сланцев, характеризуется повышенными на один–два порядка содержаниями Cr, Ti, Ni, Zr, Sb, La, Y, Yb, B, Co, Ag, Sc, K, Na, Al, Fe, Si. В кремнях отмечаются аномально высокие содержания V – до 0,08 %. С этим комплексом элементов часто ассоциируется $C_{орг}$.

2. Кровля белкинской свиты также фиксируется высокими содержаниями Ti, Cr, V, Mn, B и увеличением $C_{орг}$.

Таким образом, белкинская свита выделяется в монотонной карбонатной толще верхнего рифея – венда двумя “пиками” перечисленных элементов.

3. Фосфоритоносная брекчиевая пачка имеет более бедный элементный состав. Чередующиеся в ней слои фосфоритов и карбонатов имеют циклический характер содержаний элементов-примесей. Ее средняя бесфосфатная часть содержит высокие значения Sr и Ba.

Источники сноса терригенных пород удоканской серии раннего протерозоя Алданского щита: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований

Одной из особенностей раннепротерозойских эпикратонных бассейнов является формирование мощных осадочных серий и комплексов, многие из которых вмещают месторождения Cu, Pb, Zn, U, Au и других полезных ископаемых. Меденосные отложения удоканской серии, превышающей по мощности 10 км и являющейся типовым стратонем нижнего протерозоя Сибири, расчленяются (снизу вверх) [1, 2, 3] на кодарскую (икабийская и аянская свиты), чинейскую (инырская, читкандинская, александровская и бутунская свиты) и кеменскую (сакуканская и намингская свиты) подсерии.

Геохимические реконструкции первичных породных ассоциаций серии показывают, что кодарская подсерия сложена преимущественно метатерригенными породами – полимиктовыми песчаниками и алевропелитовыми аргиллитами, мало дифференцированными по содержанию глинозема и щелочей, но отличающимися повышенным содержанием магния и закисного железа ($Fe_2O_3/FeO = 0,2$) [3]. Судя по значениям петро- и геохимических параметров ($AM = Al_2O_3/SiO_2$, $KM = K_2O/Al_2O_3$, Fe/Mn , Sr/Ba и др.), породы серии формировались в условиях умеренного химического выветривания и незначительного удаления бассейна седиментации от предполагаемых источников сноса. Однако повышенные содержания глинозема и величин индекса химического изменения CIA (66–73) в отдельных образцах сланцев икабийской свиты указывают на присутствие в базальных горизонтах серии и материала переотложенных раннепротерозойских кор выветривания.

Терригенные породы в составе терригенно-карбонатных отложений чинейской подсерии включают в целом более дифференцированные по глиноземистому модулю (AM) и величинам индекса CIA алевропелиты, олигомиктовые и граувакковые песчаники, отличающиеся от пород кодарской подсерии повышенной натровой щелочностью и незначительным преобладанием закисного железа над окисным. Ранее было высказано предположение [3], что высокое содержание Na в альбитизированных песчаниках верхнечиткандинской подсвиты обусловлено существенной примесью в породах эпигенетически измененных кислых туфов. Накопление терригенных отложений чинейской серии происходило в обстановках открытого мелководного бассейна с нестабильной динамикой приноса и авторециклирования терригенного материала, источники

³² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург; vpodk@mail.ru

которого, по-видимому, несущественно отличались по составу и дисперсии переноса от осадков кодарской подсерии.

Кеменская подсерия представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, формировавшихся в мощных аллювиально-дельтовых конусах выноса эпикратонного бассейна. От нижележащих ассоциаций их отличает сравнительно высокая степень гранулометрической и химической дифференциации составов пород, варьирующих от олигомиктовых песчаников до субсиалитов, преобладание калия среди щелочей и окисного железа над закисным. Судя по петрохимическим параметрам и вариациям отношений Ti/Zr, Fe/Mn, Sr/Ba, Ce/Y, терригенные породы кеменской подсерии накопились в гидродинамически активных обстановках опресненной литорали и мелководного открытого шельфа, куда поступал как первичный, так и рециклированный материал разрушения более удаленных, чем в “кодарское-чинейское время”, областей сноса.

Возраст гранитов, на которых залегает кодарская серия, составляет 2675 ± 15 млн лет, в пепловых прослоях чинейской подсерии обнаружены магматические цирконы с возрастом 2180 ± 50 млн лет, а прорывающие отложения нижней части удоканской серии щелочные граниты катугинского комплекса имеют возраст 2066 ± 6 млн лет, что и определяет вероятный минимальный возраст отложений серии. Для решения вопроса об источниках и областях сноса терригенных пород Кодарской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба нами использованы результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований двух выборок пород – песчаников и аргиллитов.

Для большей части изученных образцов независимо от их состава и положения в разрезе оценки $T_{Nd}(DM)$ находятся в интервале 2,3–2,6 млрд лет, что свидетельствует об участии в их формировании продуктов разрушения пород и(или) вулканогенного материала со средним раннепротерозойским Nd модельным возрастом. Наиболее молодые значения $T_{Nd}(DM) = 2,3$ млрд лет получены для пород нижней (кодарской) подсерии удоканской серии – метапесчаника икабийской свиты и метаргиллита аянской свиты, где по петрографическим и геохимическим данным присутствует значительная примесь вулканогенного материала. В качестве главных источников терригенных пород удоканской серии следует рассматривать породы, близкие по изотопному составу Nd к метавулканикам федоровской толщи (2006 ± 3 млн лет) – индикаторам формирования раннепротерозойской ювенильной континентальной коры Алданского щита [4], и к архейским тоналит-трондьемитовым ортогнейсам олекминского комплекса.

Анализ полученных данных и карты Sm-Nd изотопных провинций Алданского щита [4] показывает, что областью сноса архейского обломочного материала могла служить только территория Чара-Олекминского геоблока, т.е. транспортировка этого материала осуществлялась с севера на юг (в современных координатах). Области сноса раннепроте-

розойских осадков, судя по геодинамическим реконструкциям, могли располагаться только к югу и (или) к юго-западу от Кодаро-Удоканского прогиба. При этом наименьшая примесь раннепротерозойского ювенильного корового компонента характерна для верхних частей разреза удоканской серии, а именно для сакуканской свиты кеменской подсерии ($T_{Nd}(DM) = 2,6-2,7$ млрд лет). По-видимому, на ранних стадиях развития Кодаро-Удоканского прогиба доминировал привнос раннепротерозойского материала с примитивных островных дуг, а в сакуканское время – с активной континентальной окраины или зрелых островных дуг.

Поступление раннепротерозойского материала в бассейны осадконакопления Удоканского типа происходило с вулканических дуг и коллизионных раннепротерозойских орогенов, развивавшихся на месте современных Джугджуро-Становой и, вероятно, Байкальской складчатых областей. Кодаро-Удоканский прогиб в раннем протерозое располагался на пассивной континентальной окраине. При этом накопление терригенных толщ удоканской серии осуществлялось на зрелой (постспрединговой) стадии развития сопредельной океанской структуры, когда уже существовала ювенильная (островодужная) кора раннепротерозойского возраста.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 04-05-65002, 03-05-64893, 04-05-64810) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Изотопная геология: геохронология, источники вещества”.

Литература

1. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Геология, закономерности размещения. Л.: Недра, 1966. 386 с.
2. Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.
3. Сочава А.В. Петрохимия верхнего архея и протерозоя запада Витимо-Алданского щита. Л.: Наука, 1986. 142 с.
4. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб, 2003. 78 с.

Реконструкция раннемезозойских питающих провинций Верхоянской пассивной континентальной окраины по данным U-Pb изотопной геохронологии обломочных цирконов

Верхоянская пассивная континентальная окраина Северо-Азиатского кратона вблизи Сибирской платформы сложена преимущественно отложениями карбона и перми, которые к востоку сменяются триасовыми и юрскими толщами. Это мощный клин (до 15 км) обломочных прибрежно-морских, дельтовых и шельфовых пород верхоянского терригенного комплекса. К западу, в пределах платформы, они сменяются синхронными прибрежно-морскими и аллювиальными накоплениями, а к востоку переходят в турбидиты и глубоководные отложения Кулар-Нерского сланцевого пояса. Особенности строения разреза верхоянского терригенного комплекса объясняются последовательной проградацией подводных конусов выноса в восточном направлении [2]. Обломочный материал в бассейне седиментации поставлялся крупными реками, аналогичными современной р. Лене. Предполагается, что наиболее крупная из них протекала через Вилюйскую синеклизу, и ее истоки, судя по характеру обломочного материала терригенных пород [1], находились в районе Байкальской горной области. Другая речная система намечается в районах южной окраины Сибирской платформы.

Изучены средне-верхнетриасовые отложения толбонской и хедаличенской свит во фронте Верхоянского складчато-надвигового пояса (бассейн нижнего течения р. Дянышки, правого притока р. Лены). Преимущественно песчаный олигомиктовый состав осадков, неотсортированность и плохая окатанность терригенного материала, многочисленные линзы конгломератов и гравелитов, а также обильная флора и углистые примазки свидетельствуют об осадконакоплении в условиях дельтово-аллювиальной равнины при широком развитии мелких заливов, заиленных озер и болот, приморских лагун, эстуариев и прочих полузамкнутых водоемов. Результаты количественного подсчета петрографического состава обломочной фракции наиболее типичных триасовых песчаников свидетельствует о размыве и поступлении кластического материала в Верхоянский бассейн осадконакопления преимущественно из рециклированных орогенов.

³³ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск: *prokopiev@diamond.ysn.ru*

³⁴ Университет Западной Вирджинии, Моргантаун, США

³⁵ Стэнфордский университет, Стэнфорд, США

³⁶ Университет Аризоны, Тусон, США

Из серии проб были выделены 300 зерен цирконов магматического и метаморфического происхождения и проанализированы U-Pb методом лазерной абляции по стандартной методике в Университете Аризоны, США (рисунок, А). Сравнительный анализ пиков полученных возрастов и известных данных по возрастам цирконов из более древних образований Сибирской платформы и ее складчатого обрамления позволяет определить следующие источники их поступления: 290–320 млн лет – Баргузино-Витимский батолит (Забайкалье); 367–395 млн лет – Вилюйский палеорифт (Сибирская платформа); 440–560 млн лет – метаморфические образования Прибайкалья и магматические породы Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса, хр. Хамар-Дабан (Южное Прибайкалье), Охотского террейна, Восточных Саян и южной части Енисейского кряжа; 700–900 млн лет – Енисейский кряж; 1120–1300 млн лет – северное Прибайкалье; 1680–2100 млн лет – Енисейский кряж и северное Прибайкалье; 2350–2900 млн лет – Алданский щит, Сунтарское и Якутское поднятия Сибирской платформы.

Таким образом, в триасовое время происходил размыв магматических и метаморфических образований как Байкальской горной области, на что указывали [1], так и Прибайкалья, Восточного Саяна, Енисейского кряжа, Алданского щита, и транспортировка кластики крупными речными потоками в Верхоянский палеобассейн (рисунок, Б). Возможность столь удаленного переноса обломочного материала подтверждается данными возраста детритовых полевых шпатов из современных осадков дельты р. Амазонки, для 80 % которых источником являются породы, распространенные только в Андах, т. е. на расстоянии более 6000 км [3].

Настоящее исследование выполнено при поддержке грантов РФФИ (№ 04-05-64711, 06-05-96070) и Университеты России (09.01.451).

Литература

1. Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Муравьев В.И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. М: Изд-во АН СССР. 1960. 276 с.
2. Янаскурт О.В. Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. М.: Недра, 1992. 224 с.
3. McDaniel D.K., Hemming S.R., McLennan S.M., Hanson G.N. Dissecting sedimentary provenance: a comprehensive analysis of marine sediments of the Amazon River system/ Abstracts with Programs of GSA annual meeting. Denver. 1999. V. 31. N 7. P. 375.

Изотопно-углеродные разности конкреционных карбонатов в разрезах угленосных отложений Урала

Изучены конкреционные карбонаты из отложений карбона, перми и триаса по разрезам Кизеловского, Егоршино-Каменского и Челябинского бассейнов. Вмещающие их алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы, судя по структурным и текстурным признакам, принадлежат к фациям морского прибрежного мелководья, заливно-лагунного побережья, пойм речных долин, застойных и заболачивающихся озер.

В шлифах и аншлифах карбонаты конкреций пелитоморфные, мелкозернистые и скрытокристаллические. Они, по результатам многочисленных минералого-фазовых исследований, представлены всего лишь тремя минералами – сидеритом, кальцитом и доломитом, которые могут встречаться в конкрециях, как в виде монофазных выделений, так и в различных сочетаниях и соотношениях. Помимо карбонатов конкреции в незначительном количестве содержат кварц, глинистое вещество и иногда примесь органики. Изотопный состав углерода изученных образцов колеблется в интервале $-11,2 \leq \delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} \text{‰(PDB)} \leq +13,3$. Часть из них по значениям $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ имеет сходство с первично-осадочными карбонатами. Обогащенные изотопом углерода ^{13}C линзовидные прослои часто приурочены к обогащенным органическим веществом интервалам осадочных комплексов, а обедненные изотопом углерода ^{13}C прослои представляют собой безугольные интервалы в разрезах бассейнов.

Конкреционные карбонаты традиционно рассматривают как продукты, возникшие в свежевывавшем осадке вследствие процессов его физико-химического уравнивания. Источником конкрециеобразователей считаются поровые растворы, которые в осадках восстановительных зон современных морей и океанов стратифицированы по изотопному составу углерода CO_2 . В приповерхностных горизонтах дна они содержат обедненную, ниже, в зоне затрудненного доступа сульфатов из придонных вод – обогащенную ^{13}C углекислоту, продуцированную посредством окислительного и восстановительного метаболизма органического вещества. Эта зональность в распределении углекислого газа жидкой фазы осадков составляет основу модели образования изотопно-углеродных разностей конкреционных карбонатов. Полагают, что процесс контролирует скорость погружения дна бассейнов седиментации. “Легкие” по изотопам углерода конкреции продуцируют осадки замедленного, “тяжелые” – интенсивного накопления и захоронения.

Породы, вмещающие изотопно-углеродные разности конкреционных карбонатов по разрезам угленосных бассейнов карбона, перми и триаса

³⁷ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург; rasulov@igg.uran.ru

Урала, демонстрируют отсутствие существенного различия в скоростях осаднения. Разделение же отложений, отличающихся изотопным составом углерода конкреций, по концентрациям органического вещества вряд ли можно объяснить темпом их седиментации или постседиментационного погружения.

В.Т. Сафронов³⁸

Парагнейсы чупинского покрова Беломорского подвижного пояса (первичный состав, петрогеохимическая характеристика)

Беломорский подвижный пояс, расположенный между Кольским и Карельским тектоническими блоками, сложен метаосадочными и метавулканогенными породами и представляет собой структуру, состоящую из тектонических покровов, ранее считавшихся свитами (хетоламбинская, чупинская и др.).

Чупинский покров сложен преимущественно парапородами (гранат-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми плагиогнейсами), формирование которых, по данным [1], проходило в интервале 2890–2820 млн лет назад и с которыми связаны месторождения мусковита

Глиноземистые плагиогнейсы – это высокометаморфизованные породы, состоящие из плагиоклаза (олигоклаз, олигоклаз-андезин), кварца, биотита, граната, реже кианита. Довольно часто в гнейсах наблюдаются сульфиды Fe и чешуйки графита. Для химического состава гнейсов характерно повышенные содержания FeO относительно Fe₂O₃, Na₂O относительно K₂O и MgO относительно CaO, что свойственно граувакковым отложениям. О граувакковом генезисе плагиогнейсов говорит и расположение фигуративных точек этих гнейсов в полях граувакк на диагностических диаграммах [6 и др.]. О слабой дифференцированности отложений свидетельствуют и величины двух индикаторных модулей (Al₂O₃/SiO₂, Al₂O₃/Na₂O): значения первого – (0,22–0,27) довольно близки к модулю граувакк (0,23), а средние значения второго модуля (4,7–6,6) отвечают значениям архейских метаграувакк (4–6) [4].

При изучении осадочно-метаморфических комплексов конечной целью является реконструкция исходного минерального состава пород и условий их формирования. Проведенные пересчеты силикатных анализов глиноземистых плагиогнейсов, по методу О.М. Розена [2], показали, что в обломочной части исходных отложений преобладал кварц (в среднем 26–35 %), но и количество кислого плагиоклаза (22–31 %) не сильно

³⁸ Геологический институт РАН, Москва; *safronov_vt@mail.ru*

уступало количеству кварца. В то же время содержание калиевого полевого шпата, по-видимому, было незначительным, а часто он вообще отсутствовал, что свидетельствует о его дефиците в породах областей сноса, которые, возможно, были в основном представлены породами типа базальтов, андезитов, дацитов.

В составе глинистой составляющей исходных отложений, вероятно, преобладали щелочно-глиноземистые глины, главным образом, иллит (до 19 %), и в меньшей мере смектиты (нормативный монтмориллонит пересчетов). Но иногда и хлорит, видимо, составлял значительную долю глинистой компоненты метасадка, причем нормативные составы хлоритов относятся к магнезиально-железистым разновидностям хлоритов типа рипидолита-прохлорита – характерным хлоритам для граувакк, полимиктовых песчаников и глин.

В виде небольшой примеси в исходных отложениях, возможно, присутствовали карбонатные минералы (кальцит, доломит, анкерит) – характерные минералы матрикса граувакк фанерозоя.

Значения двух индикаторных отношений – TiO_2/Al_2O_3 и $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ – подтверждают результаты литохимических пересчетов. Так, разброс значений титанового модуля (0,03–0,06), видимо, свидетельствует о гетерогенности пород областей сноса, хотя средние значения наиболее близки к значениям этого модуля для пород среднего состава. Значения величин щелочного модуля (0,24–0,44) указывают на связь калия с глинистым веществом (нормативный иллит), а не с калиевыми полевыми шпатами.

Для изученных пород чупинского покрова характерно, что значения величин двух индикаторных модулей: $Fe+Mn/Ti$ (9–17) – Н.М. Страхова (1976 г.) и $Al/(Al+Fe+Mn = 0,55–0,72)$ [5] всегда лежат в пределах “литогенных” значений, то есть говорят об отсутствии привноса в палеобассейн седиментации эксгальтивно-гидротермального материала. Это подтверждается и значениями щелочного модуля, которые находятся в интервале значений, характерных для обычных терригенных пород фанерозоя (0,2–0,4).

По классификации [4], метаграувакки чупинского покрова ($Q = 26–35$ %, $SiO_2 = 54–67$ %, $K_2O/Na_2O < 1$) относятся к грауваккам с промежуточным содержанием кварца – характерным отложениям активных континентальных окраин. При этом высокие содержания $FeO_{общ}+MgO$ (8,56–10,82 %) в изученных плагиогнейсах свойственны именно архейским метаграуваккам (всегда > 8 %), в то время как в граувакках фанерозоя сумма $FeO_{общ}+MgO$ обычно не превышает 7 %.

Самой характерной особенностью глиноземистых плагиогнейсов, как по нашим данным, так и по данным других авторов [3 и др.], являются повышенные содержания Sr (в среднем до 307–341 г/т), что свидетельствует о примеси в исходных отложениях материала ультраосновных пород. Содержания ряда других микроэлементов (V, Cu, Zn, Mo, Sc, Y) в гнейсах близки к их содержаниям в базитах и андезитах. По содержанию

ям Fe, Al, Ti плагиогнейсы близки к дацитам и андезитам, причем между концентрациями Ti и Al в гнейсах отмечается слабая корреляционная зависимость, что указывает на невысокую зрелость исходного материала, подтверждая их граувакковую природу.

Стронций (Sr) в осадочных породах тесно связан с монтмориллонитовыми (смектитовыми) глинами, а одним из концентраторов Sr являются полевые шпаты и в исследованных породах отмечается зависимость содержания Sr от суммарного количества нормативных монтмориллонитовых глин и плагиоклазов.

Рубидий (Rb) является микроэлементом, геохимически тесно связанным с калием, и максимальные его концентрации характерны для гидрослюдистых глин и калиевых полевых шпатов. И в исследованных плагиогнейсах чупинского покрова наблюдается корреляция Rb с K_2O и нормативным иллитом. И, в то же время, не отмечается корреляционной связи Ba с K_2O и нормативным иллитом, хотя Ba также геохимически связан с калием, что, возможно, объясняется невысокой зрелостью первичных отложений.

Довольно часто более полную информацию об исходных отложениях, о породах областей сноса могут дать не величины содержания ряда элементов, а их отношения. Так, значения отношений: Sr/Ti (0,041–0,083), Sr/V (1,30–2,24) в изученных плагиогнейсах явно указывают на обогащенность данных пород именно Sr, как относительно граувакк архея (Sr/Ti = 0,035–0,059; Sr/V = 1,12–1,57), так и фанерозоя (Sr/Ti = 0,011–0,018; Sr/V = 0,35–0,63), а также базитов (Sr/Ti = 0,017; Sr/V = 0,75) [4 и др.]. Такие значения величин этих отношений прямо указывают на примесь в исходных отложениях парагнейсов материала ультраосновных пород.

Таким образом, полученные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Исследованные глиноземистые гнейсы чупинского покрова сформировались из отложений невысокой степени зрелости (граувакк), седиментогенез которых проходил в период относительно активного тектонического режима.

2. Присутствие в составе плагиогнейсов сульфидов Fe, графита, повышенные содержания FeO относительно Fe_2O_3 указывают на восстановительные условия в палеобассейне седиментации в период формирования исходных отложений, причем материал поступавший в палеобассейн, был производным широкого круга пород: ультраосновных – основных – средних.

3. Корреляционные связи ряда микроэлементов (Rb с K_2O и иллитовыми глинами, Ti и Ga с Al_2O_3 , Sr с монтмориллонитовыми (смектитовыми) глинами и плагиоклазами), характерные для осадочных пород, наблюдаются в той или иной мере и в высокометаморфизованных позд-неархейских глиноземистых плагиогнейсах Балтийского щита.

Литература

1. Бибикина Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Шельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12. № 3. С. 227–244.
2. Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Бреданова Н.В. Минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным (программа MINLITH) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 1. С. 21–35.
3. Ручьев А.М. О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2000. Вып. 2. С. 12–25.
4. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
5. Boström K., Peterson M. Aluminium-poor ferromanganous sediments on active oceanic ridges // J. Geophys. Res. 1969. V. 74. P. 3261–3270.
6. Pettjohn F.J., Potter P.E., Siever R. Sand and sandstone. N.-Y., 1973. 618 p.

А.И. Светова³⁹, С.А. Светов³⁹,
Т.Н. Назарова³⁹, Н.М. Кудряшов⁴⁰

Древнейшие мезоархейские осадочные парагенезы Центрально-Карельского террейна

В докладе приводятся последние результаты исследований древнейшего на территории Фенноскандинавского щита мезоархейского осадочного парагенеза, изучаемого в пределах островодужного ансамбля Центрально-Карельского террейна, расположенного на западном обрамлении Водлозерского блока. Характерной чертой террейна является хорошая сохранность в его пределах стратотектонических ассоциаций (СТА) островодужного БАДР-адакитового (3,05–2,95 млрд лет), океанического коматиит-базальтового (3,05–2,95 млрд лет) и окраинноконтинентального АДР-адакитового (2,90–2,85 млрд лет) типов. Фрагмент древнейшего островодужного комплекса представлен реликтами палеовулканических построек, сложенных дифференцированной БАДР-ассоциацией известково-щелочного ряда и вулканитами, субвулканитами адакитовой и толеитовой серий. Морфологически парагенез сформирован глыбовыми, агломератовыми, тонкими туфами в переслаивании с подушечными, массивными, миндалекаменными лавами, лавобрекчиями и кластолавами общей мощностью до 2,5 км. Максимальная сохранность разрезов островодужного комплекса отмечается в юго-западной

³⁹ Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск; ssvetov@krc.karelia.ru

⁴⁰ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

части террейна в пределах Хаутаваарской мегаструктуры (включающей Хаутаваарскую, Игнойльскую, Чалкинскую, Няльмозерскую палеовулканические структуры). Для ассоциации имеются следующие геохронологические данные по Игнойльской структуре: U-Pb возраст лав андезитов составляет 2945 ± 19 млн лет [1], возраст андезидацитового некка – 2995 ± 20 млн лет [2].

На основе литологических исследований установлено, что в пределах БАДР-адакитовой ассоциации широким распространением пользуется вулканогенно-осадочный парагенез, сформированный в областях палеодепрессий и представленный грубослоистыми пачками мелкообломочных туфов-туффов. Перерывы в эксплозиях маркировались маломощными слоями хемогенных силицитов и алевролитов. Снижение вулканической активности в островодужной системе приводит к выравниванию палеорельефа бассейнов и формированию ритмов (туф – туфтит – туфопесчаник – силицит – графитистый алевролит), с мощностью слоев от 0,05–0,2 до 0,8 м, с тонкой горизонтальной, волнистой, реже градационной слоистостью. Тонкая рассеянная вкрапленность сульфидов свидетельствует в пользу существования восстановительных условий в бассейне седиментации. Расширение области распространения тонких осадков, характерных для преддугового бассейна, фиксируется по сохранившимся разрезам географически разобщенных палеодепрессий с близким характером породных ансамблей общей мощностью 300–500 м. Отложение пород происходило за счет разрушения палеопостроек.

В области задугового бассейна туфы и тонкие осадки постепенно сменяются вулканотерригенными и терригенными породами – вулканомиктовыми аренитами, субаркозовыми аренитами, с редкими слоями силицитов и алевролитов. В минеральном составе аренитов в тяжелой фракции преобладают: апатит, циркон, рутил, турмалин, эпидот, альбит, свидетельствующие о расширении области денудации, размыве пород гранитоидного ряда (фундамента или гранитных массивов). Седиментогенные особенности терригенных пород – разнозернистость (от мелко до грубозернистых), линзовидная, волнистая, флазерная, градационная слоистость отражают обстановку формирования осадков в приливно-отливной зоне бассейна в условиях трансгрессивно-регрессивного режима и действия единичных мутьевых потоков.

В пределах данного стратиграфического уровня в северной части Хаутаваарской мегаструктуры осадки представлены мелкозернистыми фракциями – туффитами дацитов, туфопесчаниками, силицитами, графитистыми алевролитами, вулканомиктовыми аренитами, лититовыми и кварц-полевошпатовыми граувакками, образуют как тонко-, так и грубонаслоенные пачки, с линзами моноконгломератов с кислой кластикой и редкими гальками субаркозов, гравелитов. На этом уровне появляются продукты разрушения мафитовой толщи – зеленые мафитовые граувакки, амфиболовые силициты, формирование которых происходит за счет эрозийного разрушения обдуцируемого мафического аллохтона. Все

седиментологические особенности этой пачки отражают тектоническую активность, запечатленную в слоях с воднооползновыми текстурами, седиментогенными грубыми брекчиями (зона автокластического меланжа), глыбовыми конгломератами. При этом автокластический меланж представлен 15-метровым слоем, в котором нижележащие осадки (тонкослоистые дацитовые и кремнистые туффиты) в виде деформированных, изогнутых фрагментов (размером до 0,8–2,0 м) заключены в цементе графитистых алевролитов.

Для датирования времени появления первых терригенных пород в пределах Центрально-Карельского террейна нами были изучены монофракции цирконов, выделенные из верхнего слоя наиболее зрелых осадков в разрезе – лититовых граувакк тыловой части бассейна. Данный литотип наиболее корректно отражает консолидированное вещество питающей провинции. В составе терригенных граувакк присутствует кластика лав и туфов дацитов, гранитов, размером 0,5–2 см, погруженных в темно-серый крупнозернистый матрикс кварц-плагиоклаз-хлорит-биотитового состава. В тяжелой фракции преобладает рутил (60 %), апатит (24,8 %), циркон (12,8 %), (минералы, характерные для гранитоидов) и присутствуют единичные зерна турмалина, граната, эпидота, роговой обманки, биотита, пироксена, пирита, халькопирита, магнетита.

Цирков, выделенный из пробы граувакк, представлен идиоморфными дипирамидально-призматическими и округлыми прозрачными кристаллами коричневого и темно-коричневого цвета. Преобладающими элементами огранки дипирамидально-призматических кристаллов являются грани {110} и {111}, ребра граней сглажены, $K_u = 2,0–3,0$. В иммерсионной жидкости в кристаллах видна грубая зональность.

Для U-Pb изотопного датирования были отобраны четыре навески зерен циркона наилучшей сохранности, три из которых были представлены дипирамидально-призматическими кристаллами следующих размерных фракций: +125 мкм, –125+75 мкм и +150 мкм, одна фракция была составлена из округлых кристаллов размером –100 мкм.

U-Pb геохронологические исследования монофракций циркона проводились в Ги КНЦ РАН (г. Апатиты) на масс-спектрометрах MI-1201T и Finnigan MAT-262 (RPQ). Ошибка определений U/Pb отношений составила 0,5 % для MAT-262 и 0,7 % для MI-1201T, значения масс-фракционирования $0,12 \pm 0,04$ а.е.м. для MAT-262 и $0,18 \pm 0,06$ а.е.м. для MI-1201T, холостое загрязнение не превышало 0,1–0,2 нг для Pb и 0,05 нг для U. На диаграмме с конкордией фигуративные точки всех четырех фракций образуют дискордию, верхнее пересечение которой отвечает возрасту 2947 ± 13 млн лет, СКВО = 0,51, нижнее – современным потерям свинца. Данный возраст является усредненным и отражает время формирования последних фаз БАДР-ассоциации и гранитоидных интрузивов. Важным является факт отсутствия в терригенном материале тылового бассейна детритовых цирконов с возрастом более 3 млрд лет (продуктов разрушения палеоархейских ТТГ-серий Водлозерского

блока), что свидетельствует о значительном раскрытии задугового бассейна.

Полученные результаты позволяют уточнить временной интервал развития древнейшей в пределах Фенноскандинавского щита островодужной системы, формирование которой началось с 3,05–3,01 и завершилось около 2,90 млрд лет на западном фланге Водлозерского блока.

С.А. Светов выражает благодарность “Фонду содействия отечественной науке” за поддержку исследований в 2005 г.

Литература

1. Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченко О.А. и др. Петрология. 1994. Т. 2. № 3. С. 266–281.
2. Сергеев С.А. Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. 1989. 24 с.

Г.А. Семенов⁴¹

Вещественный состав и геохимические особенности травертинов (на примере Северного Кавказа)

Исследования по выявлению минералогических, геохимических и термобарогеохимических особенностей образования техногенных травертинов и их природных аналогов были выполнены на примере основных бальнеологических курортов Северо-Кавказского региона и прилегающих к ним территорий.

В процессе полевых работ были детально изучены 11 проявлений природных и техногенных травертинов (7 – ранее неизвестных): “Министочник”, “Лесная сказка” и Аминовка, Руфабго, Хаджохское (Республика Адыгея), Нагутское, Железноводское и Пятигорское (КМВ), Малкинское (Республика Кабардино-Балкария) и Кармадон (Республика Северная Осетия). Впервые изучены 5 проявлений техногенных травертинов, открыто проявление техногенного оникса гипсово-кальцитового, выявлены битуминозные техногенные травертины проявления Нагутского.

На основании исследований природных и техногенных травертинов Северного Кавказа можно сделать следующие выводы:

1. По данным химических (силикатных) анализов техногенных и природных травертинов, а также их разновидностей установлено, что они являются преимущественно карбонатными и представлены практически

⁴¹ ФГНУ “Северо-Кавказский научный центр высшей школы”, Ростов-на-Дону;
ncsc@aanet.ru

чески чистым кальцитом. Это подтверждается результатами дериватографического и рентгендифрактометрического анализов.

2. Количество нерастворимого остатка в техногенных травертинах изученных проявлений колеблется в пределах 0,003–2,35 %, численность минеральных видов в котором изменяется от 28 до 89. В единичных пробах наблюдается резкое увеличение нерастворимого остатка (до 75 %), что связано с переходом травертинов от чисто карбонатных разностей к карбонатно-железистым. В отдельных образцах природных травертинов возрастание нерастворимого остатка (до 55 %) объясняется увеличением влияния подстилающего комплекса пород, что также сказывается на увеличении численности минеральных видов от 30 в наиболее чистых разностях до 55 в аномальных.

3. Изучение изотопного состава углерода карбонатных новообразований (травертинов и кальцититов проявления Малкинское) в связи с поисками самородной серы показало следующее. Кальцититы разделяются на метасоматические по сульфатным породам и кальцититы перекристаллизации по карбонатным породам. Величина $\delta^{13}\text{C}$ в них варьирует от -10 до -18 ‰. Облегчение углерода объясняется метасоматическими преобразованиями при участии органического вещества типа нефти. Величина $\delta^{13}\text{C}$ травертинов колеблется от 0 до -10 ‰. Травертины могли образоваться как за счет седиментационных известняков, так и за счет продуктов серно-кальцитового метасоматоза сульфатных пород, протекавшего при участии углеводородов. Выявление карбонатных новообразований с облегченным изотопным составом углерода кальцита следует рассматривать как возможное свидетельство прошедших серообразующих процессов или обстановок, благоприятных для локализации серных руд.

4. По данным декриптометрических исследований начальный этап первого интервала вскрытия газовой жидких включений техногенных травертинов в большинстве случаев совпадает с реальной температурой современных минеральных вод, что позволяет, очевидно, интерполировать температуры декрепитации включений природных травертинов на температуры палеовод, их отложивших. По результатам газовой хроматографии, включая техногенных и природных травертинов относятся преимущественно к водно-углекислотному типу. Использование результатов декриптометрических и газовой хроматографических исследований природных травертинов и их техногенных аналогов позволит в дальнейшем проводить разбраковку данных минеральных новообразований по наличию или отсутствию пространственно-генетической связи с эндогенным оруденением различного генезиса.

5. Результаты определения радионуклидного состава техногенных травертинов и галитовых наростов водолечебницы “Министочник” (пробы № 1–6) и питьевой скважины 30012 (ж/д. станция Хаджох) гамма-спектрометрическим методом представлены в таблице.

Таблица

Радионуклидный состав техногенных травертинов и галитовых наростов
водолечебницы "Министочник" и питьевой скважины 30012

Удельная активность ± погрешность	Место отбора							
	Почва под лужей	Осадки из пласт. трубы	Осадки со стен резервуара	Осадки из пласт. трубы, стык	Осадки белого цвета	Соляные наросты на резервуаре	Станция Хаджох, скв. 30012 техн. трав.	Река Руфабго, травертины прир.
Pb-210	281,8±24,8	55,0±13,9	140,1±7,6	114,9±11,1	124,0±10,7	110,0±8,8	290,8±50,3	129,2±9,4
Th-234	406,0±31,3	109,6±23,7	195,0±9,8	214,4±14,2	135,4±11,4	193,8±11,8	1130,3±63,3	215,5±10,9
U-238	443,3±52,3	201,3±13,2	290,9±16,6	101,0±9,9	43,9±5,5	30,5±3,0	1572,0±215,4	326,1±27,7
Ra-226	623,4±17,5	293,8±11,2	298,9±11,4	162,8±4,7	144,1±12,7	89,7±0,9	3724,6±160,2	63,5±2,3
Ra-224	204,3±80,7	157,3±9,0	171,0±3,8	65,8±4,4	89,3±4,9	11,7±2,8	< п. о.	6,0±3,3
Th-232	495,2±38,6	178,3±28,2	262,4±8,7	91,3±4,1	131,8±8,4	68,6±7,1	< п. о.	8,2±1,5
Cs-137	3,1±2,5	< п. о.	< п. о.	< п. о.	< п. о.	< п. о.	< п. о.	4,1±1,3
K-40	115,8±26,7	< п. о.	86,0±9,2	11,1±9,1	54,7±9,6	46,3±10,6	38,8±24,7	53,6±10,0

Содержание искусственных радионуклидов (ИРН) ^{137}Cs в твердых пробах незначимо для почво-грунтов и травертиновых отложений в точке 1 и т. 8 (3,1–4,1 Бк/кг), или они отсутствуют в осадках на трубах и арматуре.

Содержание естественных радионуклидов (ЕРН) в почво-грунтах в т. 1 и в травертиновых отложениях в т. 8 во много раз превышает средние их содержания для почво-грунтов: в 10–25 раз для радионуклидов U-Ra ряда для т. 1 и в 2,5–13 раз для т. 8 и в 8–20 раз для радионуклидов Th ряда в т. 1, что меньше средних содержаний для т. 8.

Явно проявляются значительные радиоактивные загрязнения грунта радионуклидами ряда U-Ra вблизи основания нижнего накопительного резервуара (т. 1) и меньшее, но существенное загрязнение ЕРН ряда ^{232}Th в других точках. Это объясняет и значительную величину мощности экспозиционной дозы (МЭД) в этих точках.

Существенно повышено содержание ЕРН в солевых отложениях на трубах и другой арматуре водопроводных систем, особенно содержания U-Ra ряда. Наибольшие содержания ЕРН U-Ra ряда для скважины № 30012 – от 12 раз для ^{210}Pb до 60 раз для ^{238}U и до 140 раз для ^{226}Ra выше средних их содержаний в почво-грунтах. [1].

Таким образом, техногенные новообразования, отлагающиеся из радоновых вод различной минерализации и температуры, могут представлять значительную опасность для медицинского персонала санаториев и водолечебниц, а также для местного населения, использующего данные воды для питьевого водоснабжения.

Следовательно, комплексное изучение вещественного состава природных и техногенных травертинов позволит, в первую очередь, осуществлять локальный прогноз поисков минеральных месторождений различного генезиса, включая минеральные воды различной температуры и газонасыщенности, а также осуществить защиту населения от радиоактивных факторов воздействия при использовании радоновых вод различной концентрации.

Литература

1. Бурева Е.В., Давыдов М.Г., Колесникова Е.А., Семенов Г.А. Радиогидрогеологическое опробование подземных вод в скважинах и родниках, подверженных радиоактивному загрязнению, в Майкопском районе Республики Адыгея // Изв. высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2005. Приложение № 2. С. 59–71.

Травертины альпийского пояса Евразии

При движении подземных вод различной минерализации, газонасыщенности и температуры от глубоких горизонтов к дневной поверхности, вследствие их контакта с рудными минералами потенциальных скоплений полезных ископаемых различного масштаба, происходят изменения в их химическом составе, которые отражаются на микрокомпонентном составе образующихся на поверхности Земли выходов травертинов.

Данный подход был ранее использован нами для прогноза месторождений Hg, Mn, W, As, Au, алмазов и редкоземельных металлов на Северном Кавказе, Памире и Камчатке.

В других вариантах образование минеральных осадков из аналогичных вод включает в себя селективное экстрагирование и, тем самым, концентрирование ряда химических элементов. В этом случае сами травертины используются как источник промышленной добычи ряда химических элементов [1]. Это справедливо для многих известных месторождений As, W, Mn, F, Ag, Au, Hg, Sr и других. Многочисленные выходы травертинов также распространены в пределах большинства известных рудных полей и месторождений мира.

Ранее нами было сделано предположение, что между травертинами и эндогенным оруденением в пределах Северного Кавказа существует пространственно-генетическая связь, и травертины были выдвинуты в качестве нового поискового признака на эндогенное оруденение различного генезиса, возраста и типа. [2]. К данному моменту существовал только один ртутный травертиновый тип вулканогенных месторождений, выделенный П.В. Бабкиным с соавторами в 1976 г. [3].

Характерные для регионов альпийской тектоно-магматической активизации неоген-четвертичные травертины, преимущественно карбонатного состава, могут быть присущи любым по возрасту и составу разрезам более ранних эпох складчатости, подобно каледонской (район Копьево, Минусинский межгорный прогиб) [4].

Изучение минералого-геохимических характеристик выходов травертинов указывает на четкую специализацию каждого конкретного проявления, что объясняется:

- литологической изменчивостью разреза, подстилающего или вмещающего травертины;
- тектонической нарушенностью разреза, определяющей пути миграции вод различной минерализации, газонасыщенности и температуры;
- разнообразием химического состава этих вод;

⁴² ФГНУ "Северо-Кавказский научный центр высшей школы", Ростов-на-Дону; ncsc@aanet.ru

⁴³ Ростовский государственный университет, Ростов-на-Дону

– присутствием в разрезе интрузивных образований и близостью вулканического аппарата;

– геохимической специализацией эндогенного оруденения.

Исследование вещественного состава травертиновых образований альпийского пояса Евразии позволяет устанавливать между эндогенным оруденением различного генезиса и травертинами пространственную, пространственно-генетическую и генетическую связи, что имеет большое значение для локального прогноза при поисково-разведочных работах.

В пределах Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны (Центральный Кавказ) во время поисковых работ на W-Мо оруденение нами были изучены битуминозные травертины проявления Кыртыкское-2, а также ониксы кальцитовые 5-ти проявлений данного района. Максимальные концентрации эфиров, кислот и алифатических соединений по ИК-спектрам (прибор UR-200) в хлороформенных и спиртобензольных экстрактах совпадают с появлением шеелита в разрезе травертинового выхода и приходятся на битуминозные разности травертинов.

Роль гидроксидов железа в накоплении W и As наиболее четко прослежена на примере Лаштракского (Западный Кавказ) и Верхне-Баксанского (Центральный Кавказ) травертиновых выходов. Данный факт подтверждается наличием в нерастворимом остатке песчаного класса, только в тяжелой фракции, весовых количеств шеелита и единичных зерен пирита и арсенопирита, которые отсутствуют в образцах обоих выходов с наибольшим процентным содержанием нерастворимого остатка.

Аналогичные процессы накопления ряда металлов в травертинах наблюдались нами на Камчатке в Налачевской гидротермальной системе, ранее детально изученной Б.И. Пийпом, С.И. Набоко и др. [5]. Здесь травертиновые отложения, образующиеся в области разгрузки системы на протяжении 15–20 тыс. лет, вмещают большое (250000 т безводной руды) железо-мышьяковое гидроксидное месторождение.

Источниковые отложения Забайкалья в основном представлены карбонатно-кальциевыми травертинами с высоким (до 5,8 %) содержанием СаF. В двух пробах из 24 установлен кремнезем в количестве 58 и 70 %. Среднее содержание золота в травертинах составило 0,6 мг/т при колебаниях от 0,23 до 1,99 мг/т, и лишь в одной пробе было определено 27,9 мг/т золота, которое не учитывалось при подсчете среднего [3].

По результатам опробования травертиновых выходов в пределах Южного Памира в нерастворимом остатке травертинов был обнаружен ксеногенный минерал муассанит (SiC), характерный для железистых метеоритов, гранатовых перидотитов и кимберлитовой брекчии. Исключая попадание в травертины муассанита из обломков метеорита из-за незначительного влияния объема последнего на большую площадь распространения травертинов и с учетом геоморфологии долины Пянджа на данном участке, можно предположить пространственную связь выходов травертинов на поверхности с алмазоносными трубками на глубине. Данное предположение подтверждается общеизвестным фактом нали-

ция травертинового покрова, ранее венчавшего всемирно известную алмазосную трубку взрыва Кимберли (ЮАР). Кроме муассанита в травертинах Юго-Западного и Южного Памира были выявлены шеелит, арсенипирит и шпинель, причем последняя – на значительном удалении от знаменитого Кухилалского месторождения благородной шпинели.

Таким образом, процесс травертинообразования в областях тектономагматической активизации является заключительной фазой рудоформирующих процессов. Комплексное изучение вещественного состава палео- и современных травертинов позволит осуществлять локальный прогноз эндогенного оруденения в пределах альпийского тектономагматического пояса мира.

Литература

1. Уайт Д. Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками / Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970. С. 479–528.

2. Байков А.А., Седлецкий В.И., Семенов Г.А. Травертины Северного Кавказа // Геология рудных месторождений. 1983. № 2. С. 57–66.

3. Семенов Г.А., Седлецкий А.А., Байков А.А. Исследование возможностей использования травертинов Альпийского пояса в качестве нового поискового признака месторождений полезных ископаемых // Изв. высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2003. Приложение № 4. С. 85–98.

4. Охапкин Н.Д. Девонские травертины района Копьево (Минусинский межгорный прогиб) // Геология и геофизика. 1961. № 5. С. 80–82.

5. Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности. М., 1980. 199 с.

В.А. Шатров⁴⁴

Редкоземельные элементы как индикаторы условий образования осадочных пород палеозоя – мезозоя (на примере осадочного чехла Воронежской антеклизы)

При изучении осадочных пород одной из главных задач является определение генезиса, включающее фациальные и палеоклиматические реконструкции. Применение литологических методов не всегда позволяет решать поставленные задачи, поэтому для целей палеогеографии возрастает роль геохимических методов. Наиболее информативными являются редкоземельные элементы (REE), что обусловлено разной формой их миграции в водной среде (взвесь, растворенное вещество,

⁴⁴ Воронежский государственный университет, Воронеж; ogg@geol.vsu.ru

сорбированный комплекс) [2]. В работе применяется разделение лантаноидов на легкие – LREE (La – Pr), средние – MREE (Nd – Dy) и тяжелые HREE (Ho – Lu, Y), иттрий рассматривается совместно с тяжелыми REE. В результате фракционирования лантаноидов в прибрежных условиях преимущественно накапливаются LREE, в центральных частях бассейнов – HREE, Y. Для проведения палеофациальных реконструкций применяется разработанная автором треугольная диаграмма в системе: LREE – MREE – (HREE×10) [6, 7].

Объектом изучения являются осадочные породы (пелиты, псаммиты, алевроиты) среднего и верхнего девона Воронежской антеклизы и Лужско-Ордевитского девонского бассейна (Главное девонское поле) [1] (35 обр.), юры и мела Воронежской антеклизы (30 обр.) (рисунок). Определение микроэлементов проводилось в лаборатории ИГЕМ РАН (Москва) методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS).

Анализ фигуративных точек отложений девона на диаграмме (рис., А) показывает, что более глубоководными являются отложения верхнего франа (петинский и воронежский горизонты), при близких более мелководных фациальных условиях образования старооскольского и коми надгоризонтов (ардаатовский, ястребовский горизонты). Пелиты семилюкского горизонта на диаграмме также относятся к более мелководным отложениям, что обусловлено отбором проб из верхней регрессивной части разреза. Полученные данные хорошо согласуются с материалами [3], определяющими хорошо выраженные трансгрессивные циклы российского (семилюкский и саргаевский горизонты) и донского (петинский, воронежский, ефлановский, ливенский горизонты) этапов осадконакопления, характеризующиеся большими площадями и глубиной морских бассейнов. Для отложений юры (келловейский, батский ярусы) и мела Воронежской антеклизы (рис., Б) характерны относительно мелководные условия осадконакопления, при этом на диаграмме пелиты и псаммиты слабо обособляются друг от друга. Совместное нахождение осадков морского и континентального генезиса связано с многочисленными внутрiformационными перерывами, приводящими к переотложению ранее образованных осадков. Для псаммитов морского генезиса хорошо выражены фациальные обстановки седиментации, более мелководные неокома и верхнего апта, более глубоководные альба и сеномана.

Таким образом, условия осадкообразования в среднем – верхнем девоне в пределах Воронежской антеклизы были более контрастны, чем в юре и мелу. В то же время, близкое расположение полей пород палеозоя и кайнозоя подтверждает общность обстановок формирования осадочных толщ в обстановках эпиконтинентального бассейна, которые были характерны для территории антеклизы начиная с девона [4, 5]. Предложенная диаграмма LREE – MREE – (HREE×10) позволяет сравнивать по глубине осадкообразования различные палеобассейны различного возраста, а также отдельные этапы их развития, выделять трансгрессивно-регрессивные циклы разных рангов и фациальные ряды образования.

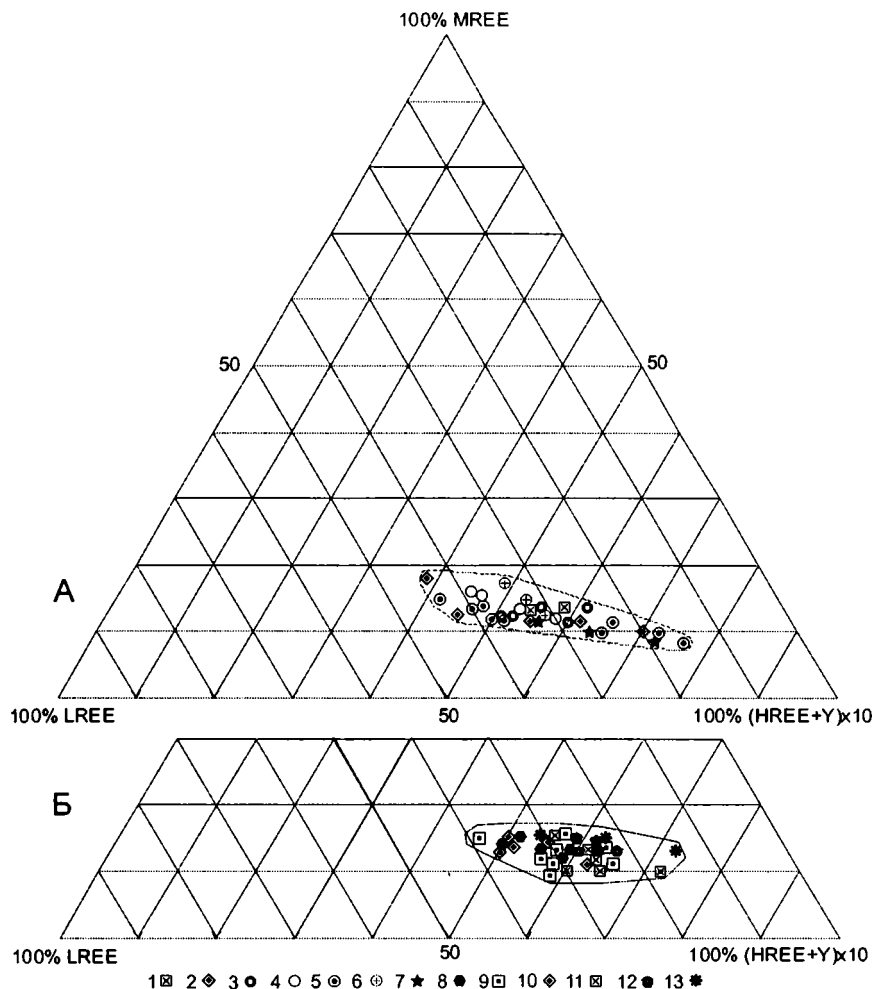


Рис. Расположение фигуративных точек осадочных пород палеозоя – мезозоя на диаграмме LREE – MREE – (HREE×10)

А: 1 – пелиты ардатовского горизонта; 2 – пелиты ястребовского горизонта; 3 – пелиты старооскольского надгоризонта; 4 – пелиты семилукского горизонта; 5 – пелиты и псаммиты петинского горизонта; 6 – пелиты воронежского горизонта; 7 – пелиты Лужско-Ордежской площади [1]

Б: 8 – пелиты келловейского и батского ярусов; 9 – сидериты, пелиты, алевроиты неокомского надяруса; 10 – пелиты, алевроиты, пелиты аптского яруса; 11 – пелиты альбского яруса; 12 – пелиты сеноманского яруса; 13 – мело-мергельные породы тулона и сантаона

Литература

1. Ахмедов А.М., Крупеник В.А., Свешникова К.Ю. и др. Аридные режимы седиментации в раннем докембрии (вепсии) и девоне: сравнительный анализ / Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Материалы к 1-му Всероссийскому литологическому совещанию. М.: ГЕОС, 2000. Т. 1. С. 46–49.
2. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
3. Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Кононова Л.И. и др. Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. М.: ЦРГЦ, 1995. 265 с.
4. Савко А.Д. Геология Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2002. 165 с.
5. Семенов В.П. Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1965. 280 с.
6. Шатров В.А. Редкоземельные элементы как индикаторы условий образования метаосадочных пород нижнего протерозоя // Доклады Академии Наук. 2004. Т. 397. № 3. С. 396–399.
7. Шатров В.А. Реконструкция обстановок осадконакопления метаосадочных пород нижнего протерозоя на основе редкоземельных элементов (на примере Восточно-Европейской платформы) // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. Геология. 2004. № 1. С. 38–42.

В.А. Шатров, В.И. Сиротин, А.В. Жабин, Г.В. Войцеховский⁴⁵

Глаукониты мела и палеогена Воронежской антеклизы как индикаторы климата

Возможность применения глауконитов для целей палеогеографии обусловлена их высокой сорбционной способностью, что позволяет реконструировать особенности среды осадконакопления. Объектом изучения являются глаукониты каневского, бучацкого и киевского горизонтов эоцена, альбского и сеноманского ярусов мела. Определение лантаноидов произведено в лаборатории ИГЕМ РАН методом индуктивно-связанной плазмы (ICP-MS).

Реконструкция типа литогенеза проведена на основании отношения $\sum Ce / \sum Y$, где $\sum Ce$ (La – Eu), $\sum Y$ (Gd – Lu, Y) [1] (значение $\sum Ce / \sum Y = 3$ рассматривается как граничное между аридным и гумидным типом литогенеза [4]), а также диаграмм La–(Nd+Sm)–(Y+Dy) и La–(Ce+Nd+Sm)–(Y+Dy) [2, 3, 5]. Средние $\sum Ce / \sum Y$ в глауконитах альба (6,28), сеномана (3,62), канева (5,43), бучака (7,6), киева (5,19) в целом предполагают гумидные условия седиментации [1, 4, 10, 12]. На диаграммах основная часть глауконитов находится в поле гумидного литогенеза (рисунок).

⁴⁵ Воронежский государственный университет, Воронеж; ogg@geol.vsu.ru

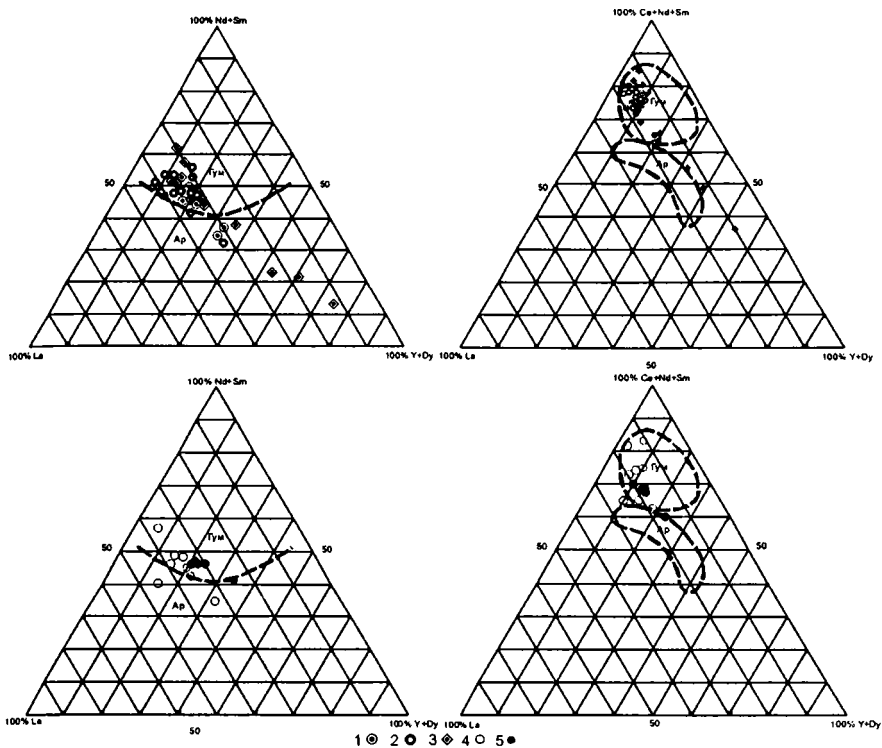


Рис. Диаграммы La-(Nd+Sm)-(Y+Dy) и La-(Ce+Nd+Sm)-(Y+Dy) с нанесенными фигуративными точками монофракций глауконита палеогена и мела

1 – каневский горизонт, 2 – бучакский горизонт, 3 – киевский горизонт, 4 – альбский ярус, 5 – сеноманский ярус

Наиболее стабильные климатические условия в эоцене характерны для бучакского времени. Ряд глауконитов киева на диаграммах находятся в поле аридного климата. Отложения киевского горизонта в пределах антеклизы на больших площадях трансгрессивно с разрывом залегают на породах эоцена и верхнего мела [6]. Предположительно, часть глауконитов киева может представлять собой переотложенные сферолиты верхнемелового возраста, что согласуется с представлениями В.Н. Шванова, Л.И. Горбунова и др. [13] о возможности накопления глауконитов в основании трансгрессивных комплексов в псаммитах за счет размыва нижележащих алевро-пелитовых илов или более древних осадочных пород. По В.М. Сеницыну [9], отложения верхнего мела в пределах антеклизы образованы в условиях аридного, семиаридного и семигумидного литогенеза при наиболее сильном иссушении климата в туронско-сан-

тонское время. Таким образом, положение фигуративных точек глауконитов киева на диаграммах может быть обусловлено как размывом отложений верхнего мела, так и геохимическими изменениями среды осадконакопления в киевское время. Для альба и сеномана предполагается гумидный или близкий к нему тип литогенеза. Отсутствие четкой корреляции $\sum \text{Ce}/\sum \text{Y}$ и диаграмм может быть связано как с более высокой температурой вод сеноманского морского бассейна, несмотря на увеличение его глубины по сравнению с альбом, так и с началом изменения климата в сеномане в сторону аридизации: в сеномане происходила смена сероцветного терригенно-олигомиктового осадконакопления карбонатным, что обусловлено началом аридизации климата после сильной гумидной фазы альба [9].

Таким образом, в альбе – сеномане на территории антеклизы преобладал гумидный тип климата. Предположительно, в конце сеномана начинается его изменение до семигумидного, обусловленное появлением сезонных колебаний в режиме выпадения атмосферных осадков. Косвенным подтверждением является массовое образование фосфоритов, залегающих на границе сеномана и турона, которые формируются на рубеже смены субтропического климата на аридный, пустынный [11]. Для эоцена характерен гумидный климат, что хорошо согласуется с ранее опубликованными материалами [6, 7, 8], определяющими климат палеогена как слабо дифференцированный, с равномерным распределением тепла и влаги. При палеореконструкциях необходимо учитывать, что крупные размеры бассейнов альба – сеномана и эоцена [6, 7, 8, 9] сглаживали климатическую зональность, уменьшали вариации климата, усредняли палеоклиматические условия седиментации.

Литература

1. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 276 с.
2. *Казаков Г.А., Балашов Ю.А., Братишко Р.Х.* Глаукониты как показатели климатических условий литогенеза // *Геохимия*. 1976. № 5. С. 758–764.
3. *Казаков Г.А.* Глаукониты как показатели геохимических условий формирования осадочных пород // *Геохимия*. 1983. № 12. С. 1670–1680.
4. *Маслов А.В., Гареев Э.В.* Использование петрогеохимических данных для реконструкции условий формирования осадочных образований (на примере стратотипического разреза докембрия) / Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Материалы 3-го Всерос. литологического совещ. (Москва, 18–20 марта 2003 г.). М.: Изд-во Моск. ун-та, 2003. С. 228–231.
5. *Ронов А.Б., Балашов Ю.А., Мигдисов А.А.* Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле // *Геохимия*. 1967. № 1. С. 3–19.
6. *Савко А.Д.* Геология Воронежской антеклизы. Тр. НИИ геологии ВГУ. Вып. 12. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2002. 165 с.
7. *Семенов В.П.* Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1965. 280 с.

8. *Синицын В.М.* Древние климаты Евразии. Ч. 1. Палеоген и неоген. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1965. 167 с.

9. *Синицын В.М.* Древние климаты Евразии. Ч. 2. Мезозой. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1966. 167 с.

10. *Сиротин В.И., Шатров В.А., Коваль С.А. и др.* Литологические и геохимические особенности песчаных толщ альба и сеномана Воронежской антеклизы и их палеогеографическое значение // Литология и полез. ископ. 2005. № 2. С. 159–171.

11. *Шатагин Н.Н., Иранманеш М.* Палеогеография фосфоритов Москвы / VII Международная конференция “Новые идеи в науках о земле”: Материалы докладов. Т. 1. М.: КДУ, 2005. С. 106.

12. *Шатров В.А., Жабин А.В., Сиротин В.И.* Геохимические особенности глауконитов нижнего и среднего эоцена Воронежской антеклизы как индикаторы обстановок осадконакопления / Тезисы докладов к Международной научной конференции “Глины и глинистые минералы” (28 июня – 3 июля 2004 г., Воронеж). Воронеж: Воронежский гос. ун-т, 2004. С. 153–155.

13. *Шванов В.Н.* Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Проблемы теории седименто- и литогенеза	5
<i>Тимофеев П.П.</i> Перспектива дальнейшего развития осадочной геологии	5
<i>Дмитриевский А.Н.</i> Постседиментационные процессы: новые подходы	14
<i>Холодов В.Н.</i> Стадии осадочного породообразования и развитие литологии	17
<i>Япаскурт О.В.</i> Обзор состояния и путей развития теории постседиментационного литогенеза	17
<i>Берто Г.</i> Использование экспериментальных седиментологических данных в стратиграфии	24
Секция 1. Процессы осадконакопления: признаки, типизация, методы реконструкции	28
<i>Азербайев Н.А.</i> Фации иловых холмов в балкыбекской свите раннего кембрия в Шынгыз-Тарбагатайской островодужной системе (Восточный Казахстан)	28
<i>Алексеев В.П.</i> В развитие системного подхода к изучению процессов формирования терригенных толщ	31
<i>Андреанова Е.А., Патык-Кара Н.Г.</i> Морфология цирконов титано-циркониевых россыпей как индикатор обстановок седиментогенеза	34
<i>Антошкина А.И.</i> Условия образования нижнепалеозойской карбонатной формации севера Урала	36
<i>Анфимов Л.В.</i> Два генетических типа источников кластогенного кварца песчаников	38
<i>Афанасьев С.Л.</i> Синхронизация маастрихтских слоев Анапского и Чапчурского разрезов, удаленных друг от друга на 736 километров	40
<i>Бабаев Ш.А., Эфендиева Э.Н., Зохранова В.Р.</i> Математическое моделирование процесса осадконакопления в майкопскую эпоху в Шамахи-Гобустанском прогибе	43
<i>Барабощкин Е.Ю.</i> Стратиграфические перерывы в эпиконтинентальных морских бассейнах	45
<i>Беленицкая Г.А.</i> Аклиматические (тектоногенные) факторы и процессы осадконакопления. Расширенный вариант классификации типов седиментогенеза	48
<i>Вакуленко Л.Г., Мадиев М.З., Попов А.Ю., Ян П.А.</i> Ихнофациальный анализ – важная составляющая палеогеографических реконструкций для батских отложений Широкого Приобья	51
<i>Варнавский В.Г.</i> Угленосный и нефтегазоносный седиментогенез в зоне влияния Амурского речного бассейна	54
<i>Векслер А.Б., Доненберг В.М.</i> Исследование размыва консолидированных грунтов водным потоком	57

<i>Верзилин Н.Н., Окнова Н.С.</i> Следы древних землетрясений и их литолого-палеогеографическое значение	59
<i>Вологина Е.Г., Штурм М.</i> Особенности состава поверхностных донных осадков в котловинах и на подводных возвышенностях Байкала	62
<i>Гнилко О.М., Генералова Л.В.</i> Генетические типы и условия формирования юрско-нижнемеловых отложений Украинских флишевых Карпат	65
<i>Голубова Н.В., Тапа Б.В.</i> Модель осадкообразования в солеродных бассейнах на примере озера Соленого (Северо-Западный Кавказ)	67
<i>Горюнова Н.В.</i> Сезонные особенности распределения взвешенного материала и солености в барьерной зоне река–море Сорокской губы, Белое море	70
<i>Еремеев В.В.</i> О закономерности развития Атлантического и Западно-Сибирского осадочных бассейнов в начале раннего мела	73
<i>Еремеев В.В.</i> Терригенно-минеральные ассоциации песчаников ачимовской толщи Западной Сибири и их возможные источники питания	74
<i>Жданова А.И., Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Зольников И.Д.</i> Опыт реконструирования обстановок субаэрального осадконакопления в Новосибирском Приобье с использованием петромагнитных данных (палеоклиматический аспект)	77
<i>Зайцев А.В., Барабошкин Е.Ю.</i> Седиментационные стратиграфические перерывы в пограничных отложениях нижнего и среднего ордовика северо-запада Русской плиты	80
<i>Зорина С.О., Афанасьева Н.И.</i> Хроностратиграфическая схема карбонатных и кремнистых минерагенических стратонов верхнего мела – палеоцена Среднего и Нижнего Поволжья	83
<i>Изотов В.Г.</i> Литолого-секвенционный анализ формирования основных коллекторских горизонтов девона Волго-Уральской НГП	85
<i>Исаев Г.Д.</i> Генетическая классификация первичных карбонатных пород	88
<i>Исаев Г.Д., Невоструев Э.Г., Предтеченская Е.А., Сысолова Г.Г., Урашинов Б.Л.</i> Петрографический состав и генезис ачимовских клиноформных отложений на юге Ямало-Ненецкого автономного округа.	90
<i>Карнаухова Г.А.</i> Процессы осадконакопления в водохранилищах Ангарского каскада	93
<i>Кожевников В.Н., Макарихин В.В., Сыстра Ю.Й., Бережная Н.Г., Ронкин Ю.Л., Ларионов А.Н., Медведев П.В., Рычанчик Д.В.</i> Зрелые терригенные осадочные породы: роль в реконструкции строения и геологической истории раннедокембрийских кратонов	96
<i>Корнева Р.Г.</i> Геологические процессы, понятия, определения, принцип классификации	99
<i>Костылева В.В., Гаген-Торн О. Я.</i> Особенности формирования минерально-терригенных ассоциаций и этапы развития Оршанской впадины в позднем рифее	101

<i>Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.</i> Закономерности распределения глинистых минералов в гумидных поясах осадочного чехла земной коры . . .	104
<i>Криулина Г.Ю.</i> К проблеме генезиса алмазов Урала	107
<i>Криулина Г.Ю.</i> Минералогия алмазов из месторождений Архангельского, Уральского и Тиманского регионов	111
<i>Кузнецов В.Г.</i> Влияние климата на строение карбонатных формаций	114
<i>Летягина Е.А., Петрова В.В., Головина Л.А., Былинская М.Е.</i> Особенности осадконакопления в зонах океанического рифтогенеза	117
<i>Макаров В.П.</i> К определению понятия “обломочные породы”	119
<i>Макаров В.П., Сурков А.В.</i> О механизме переноса и осаждения твердого вещества из водных потоков	123
<i>Маркевич П.В., Малиновский А.И.</i> Тяжелые обломочные минералы как критерий идентификации пред- и задуговых островодужных обстановок	126
<i>Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т., Подковыров В.Н., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В., Корнилова А.Ю., Гареев Э.З.</i> Вендский седиментационный бассейн северо-востока и востока Восточно-Европейской платформы: основные черты формирования осадочного выполнения	129
<i>Морозов В.П., Королев Э.А., Кольчугин А.Н.</i> Литогенетические типы известняков нижнего и среднего карбона юго-востока Республики Татарстан и реконструкция палеообстановок их седиментогенеза	132
<i>Мурдма И.О., Иванова Е.В., Левитан М.А., Левченко О.В., Скупченко Е.К.</i> Фациальная система Баренцева моря в послеледниковое время	135
<i>Никулова Н.Ю., Соболева А.А., Швецова И.В.</i> Гравелиты “первого цикла” на Верхней Печоре (Северный Урал)	139
<i>Никутьшин А.С.</i> Обстановки формирования перерывов в альбских отложениях центральной части Русской плиты	141
<i>Новигатский А.Н.</i> Интегральные вертикальные потоки осадочного вещества в Белом море	144
<i>Оловянишников В.Г.</i> Верхнерифейские рифовые формации как индикатор распада Лавразии	146
<i>Патык-Кара Н.Г., Лаломов А.В.</i> Гранулометрические характеристики отложений Ставропольского россыпного района и их связь с металлоносностью	148
<i>Платонов М.В., Лаломов А.В.</i> Терригенная седиментация в эпиконтинентальных бассейнах раннего палеозоя северо-запада Русской платформы	152
<i>Поляков А.С., Гайнанов В.Г., Росляков А.Г., Свальнов В.Н., Левченко О.В., Мерклин Л.Р.</i> Предварительная генетическая интерпретация осадочных волн на западном склоне Дербентской впадины	155
<i>Полянский Б.В.</i> Анализ терригенно-минеральных ассоциаций – ключ к оценке масштаба соотношений структур в складчатых поясах	158

<i>Предтеченская Е.А., Сапьяник В.В., Сыолова Г.Г.</i> Литолого-фациальные предпосылки развития улучшенных коллекторов в составе нижне-среднеюрских нефтегазоносных комплексов Томской области	160
<i>Ростовцева Ю.В., Козыренко Т.Ф.</i> Позднемиоценовые обстановки диатомового осадконакопления в краевых прогибах Предкавказья (на примере Керченско-Таманского региона)	166
<i>Ростовцева Ю.В., Япаскurt О.В.</i> Фации и палеогеография позднего миоцена Керченско-Таманского прогиба	170
<i>Рубан Д.А.</i> Органогенно-детритовые известняки в классификации осадочных пород	174
<i>Рубан Д.А.</i> Седиментационный тип геологических памятников	175
<i>Рыбалко А.Е., Лисицын А.П., Шевченко В.П., Новигатский А.Н., Алиев Р.А., Бобров В.А.</i> Белое море – типичная модель седиментации во внутреннем море гляциальной зоны	177
<i>Салдин В.А.</i> Состав обломков песчаников флишевых формаций севера Урала	180
<i>Сандула А.Н.</i> Гидрактиноидные известняки верхнекаменноугольно-нижнепермских отложений бассейна Верхней Печоры (Северный Урал)	183
<i>Советов Ю.К., Медведев М.Н., Благовидов В.В.</i> Речные системы в формировании вендского осадочного чехла Сибирской платформы	185
<i>Соловьева Н.А., Шарданова Т.А.</i> Осадконакопление на склонах конседиментационных поднятий в позднемиоценовом Таманском бассейне	188
<i>Староверов В.Н.</i> Палеогеография юго-востока Русской плиты в плиоцене	191
<i>Староверов В.Н., Звонарев А.Е.</i> О составе аксессуарных минералов из плиоценовых отложений юго-востока Русской плиты	194
<i>Сывороткин В.Л.</i> Глубинная дегазация как фактор осадконакопления. Новый метод изучения процесса глобальной дегазации	197
<i>Толкачикова А.А.</i> Реконструкция условий докембрийского седиментогенеза на примере Брагинского осадочного бассейна	200
<i>Тучкова М.И., Миллер Э.Л., Бондаренко Г.Е., Джерелс Дж., Буякайте М.И., Головин Д.И.</i> Палеорекострукции осадконакопления в триасовом бассейне Западной Чукотки по данным фациальных, петрографических и изотопных исследований	203
<i>Филиппов А.Н.</i> Обломочные тяжелые минералы пермско-мезозойских кремневых и кремнисто-глинистых пород в аккреционных комплексах Сихотэ-Алиня: минералогические провинции океана Панталасса	205
<i>Фролов В.Т.</i> Наиболее общие процессы осадконакопления	207
<i>Цеховский Ю.Г., Япаскurt О.В., Леонов М.Г.</i> Фэновые и молассовые формации как индикаторы палеоландшафтов и геодинамических режимов	213

<i>Чернова Л.С., Иванова Н.А.</i> Терригенно-минералогические модели фациальных комплексов продуктивных горизонтов к прогнозу качества коллекторов (на примере нефтегазоносных районов Западной Сибири)	224
<i>Шевченко В.П., Лисицын А.П.</i> Новые данные о роли эолового и ледового переноса в современном осадконакоплении в Арктике	227
<i>Шишлов С.Б.</i> Структурно-генетический анализ осадочных формаций (концепция, алгоритм, результаты)	229
<i>Щербакова М.Н.</i> Темпеститы в разрезах геологического прошлого Земли.	232
Секция 2. Процессы и факторы постседиментационного породообразования: стадийный анализ, типизация, моделирование	235
<i>Андреева О.В., Носова А.А.</i> О роли катагенеза рифейских осадков и позднепротерозойского магматизма в формировании уранового оруденения “типа несогласия” в Ладожском прогибе	235
<i>Бурлева О.В.</i> Минеральные ассоциации диагенеза и катагенеза келловей-оксфордских отложений Обь-Иртышского междуречья	238
<i>Вараксина И.В.</i> Роль процессов окремнения в формировании каверновотрещинных коллекторов Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления (Восточная Сибирь)	241
<i>Галеев А.А., Леонова Л.В., Чурбанов А.А.</i> Парамагнитные свойства кристаллических кальцитов из верхнепермских карбонатных пород	243
<i>Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Аракелянц М.М., Турченко Т.Л., Мельников Н.Н., Зайцева Т.С., Кутявин Э.П.</i> Две разновозрастные генерации аутигенного иллита в верхнерифейских аргиллитах зильмердакской свиты (Южный Урал): Rb-Sr и K-Ar изотопное доказательство	245
<i>Еремеев Н.В.</i> Постседиментационные преобразования отложений неокома Западной Сибири и формирование коллекторов	248
<i>Зарицкий П.В.</i> Эволюция диагенетического минерало- и конкрециеобразования в мегаформации карбона Донецкого бассейна	249
<i>Ивановская А.В.</i> Постседиментационные преобразования кварцевых комплексов позднего докембрия Сибирской платформы	251
<i>Клавдиева Н.В.</i> Стадийные преобразования нижнеюрских отложений среднего течения р. Белая (Северный Кавказ)	254
<i>Клеценок Н.С., Мизенс Г.А.</i> Некоторые особенности катагенеза средневерхнепалеозойских осадочных и вулканогенно-осадочных образований Южного Урала	258
<i>Коробов А.Д., Коробова Л.А.</i> О природе вторичных доломитов в кровельной части доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты и их нефтегазоносности	261
<i>Кузнецов В.Г., Маркова В.Н., Скобелева Н.М.</i> Специфика окремнения карбонатных пород рифея Сибирской платформы	263
<i>Маркова В.Н., Найденов О.В., Рябченко В.Н.</i> Постседиментационные преобразования рифейских карбонатных пород Куомбинского месторождения	266

<i>Патык-Кара Н.Г., Андрианова Е.А., Дубинчук В.Т.</i> Постседиментационные преобразования ископаемых титано-циркониевых россыпей	268
<i>Рыжов А.Е., Семенов Е.О., Еремеев Н.В.</i> Постседиментационные изменения меловых отложений Обской губы и формирование коллекторских свойств	271
<i>Седаева К.М.</i> Особенности постседиментационного литогенеза угленосных отложений Донбасса	275
<i>Семенов Е.О.</i> Влияние различных типов цемента на фильтрационные характеристики коллекторов искусственных резервуаров (на примере Инчукалнского ПХГ, Латвия)	278
<i>Сергеева Э.И., Сергеев Д.С.</i> Эпигенез осадочных пород	281
<i>Симонов В.А., Вакуленко Л.Г.</i> Факторы постседиментационного преобразования юрских песчаников центральной части Западно-Сибирской плиты (результаты термобарогеохимических исследований)	283
<i>Сиротенко Л.В., Дурникин В.И.</i> Тектонофизические модели трещинных систем палеозойских осадочных образований Западно-Уральской внешней зоны складчатости	286
<i>Фёдорова Г.Г.</i> Структурный аспект в изучении диагенеза тонкодисперсных осадков	288
<i>Чернова Л.С., Потлова М.М., Гущина Н.Е.</i> Вторичные процессы в древнем венд-кембрийском карбонатном комплексе и их роль в формировании коллекторов в перспективных районах Сибирской платформы	291
Секция 3. Геохимия осадочных процессов	295
<i>Алексеева В.А.</i> Возможности химического анализа зерен граната для установления источников сноса обломочного материала (на примере ледниковых отложений центра Русской равнины)	295
<i>Баренбаум А.А., Литвинова Т.В.</i> О причине изменения характера осадконакопления на границе венда и кембрия	298
<i>Беленицкая Г.А., Журавлев А.В., Колокольцев В.Г.</i> Признаки флюидных палеовоздействий на осадочные процессы в кембро-ордовикских отложениях Балтийского палеобассейна	301
<i>Березкин В.И., Зедгенизов А.Н., Попов Н.В., Постников А.А., Тимофеев В.Ф., Тимошина И.Д.</i> Литология и петрохимия пород Нижне-Ханинского грабена Алдано-Станового щита	304
<i>Волохин Ю.Г., Иванов В.В., Сатарова В.В.</i> Геохимия и золотоносность углеродистых силицитов триаса Сихотэ-Алиня	307
<i>Гаврилов Ю.О.</i> Литолого-геохимическое отображение глобальных биосферных событий в осадочных комплексах Северо-Восточного Периететиса	310
<i>Голубовская Е.В.</i> Геохимические особенности оолитовых железных руд Западного Казахстана	314

<i>Дмитриева Н.В., Ножкин А.Д., Туркина О.М.</i> Метакарбонатно-терригенные отложения саянской серии Дербинского микроконтинента: строение, состав, геохимические особенности	317
<i>Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Мельников Н.Н., Яковлева О.В.</i> Тонкая структура глауконита как отражение этапов формирования минерала: геологический смысл Rb-Sr и K-Ar датировок среднерифейских глауконитов (арымасская свита Оленекского поднятия, Северная Сибирь)	320
<i>Зыкин Н.Н.</i> Палеоширота района и время формирования коры выветривания в южной части Полярного Урала	322
<i>Зыкин Н.Н.</i> Реконструкция палеошироты формирования зоны гипергенеза	325
<i>Ивлиев А.И.</i> Литолого-геохимические особенности долгоживущих щитовых бассейнов Земли	328
<i>Карнаухова Г.А.</i> Роль состава абрадируемых пород в литогеохимической дифференциации донных отложений водохранилищ Ангарского каскада	331
<i>Кокин А.В.</i> Периодичность в накоплении и рассеянии элементов в осадочных породах складчатых структур Южного Верхоянья (Якутия)	333
<i>Копорулин В.И., Ляпунов С.М., Середин В.В.</i> Фракционирование редкоземельных элементов при постседиментационных изменениях глинистой фракции пород Аркагалинского и Долинского месторождений угля	337
<i>Корнилова А.Ю.</i> К реконструкции палеоклиматических особенностей отложений сыльвицкой серии верхнего венда на Среднем Урале	340
<i>Котова Л.Н., Подковыров В.Н., Котов А.Б., Саватенков В.М.</i> Источники и области сноса метатерригенных пород ладожской серии калевия: результаты геохимических и Sm-Nd изотопных исследований	344
<i>Курило М.В.</i> Стадиальные изменения химического состава пород угленосной формации Донбасса	347
<i>Куцева Ю.В., Головин Д.И.</i> К вопросу о связи литологии и тектоники с K-Ar характеристиками терригенных пород на примере разрезов по рекам Белая и Терек (Большой Кавказ)	349
<i>Летникова Е.Ф., Танькин М.С., Терлеев А.А.</i> Первые результаты геохимических и изотопных исследований карбонатных отложений Батеневского кряжа	352
<i>Маслов А.В., Подковыров В.Н.</i> Архейский компонент в отложениях рифея Южного Урала и Учуро-Майского региона	354
<i>Медведева С.А., Авдеев Д.В., Зазулина В.Е.</i> Выбор варианта представления результатов геохимического исследования позднемезозойских песчаников Приамурья	358

<i>Мизенс Г.А.</i> Редкие и редкоземельные элементы в девонских осадочных породах Южного Урала	361
<i>Пауль Р.К.</i> Элементы-примеси в фосфоритоносных отложениях белкинской свиты Горной Шории	363
<i>Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П.</i> Источники сноса терригенных пород удоканской серии раннего протерозоя Алданского щита: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований	366
<i>Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Джерелс Дж.Э., Думитру Т.</i> Реконструкция раннемезозойских питающих провинций Верхоянской пассивной континентальной окраины по данным U-Pb изотопной геохронологии обломочных цирконов	369
<i>Расулов А.Т.</i> Изотопно-углеродные разности конкреционных карбонатов в разрезах угленосных отложений Урала	372
<i>Сафронов В.Т.</i> Парагнейсы чупинского покрова Беломорского подвижного пояса (первичный состав, петрогеохимическая характеристика)	373
<i>Светова А.И., Светов С.А., Назарова Т.Н., Кудряшов Н.М.</i> Древнейшие мезоархейские осадочные парагенезы Центрально-Карельского террейна	376
<i>Семенов Г.А.</i> Вещественный состав и геохимические особенности травертинов (на примере Северного Кавказа)	379
<i>Семенов Г.А., Седлецкий В.И., Байков А.А.</i> Травертины альпийского пояса Евразии	383
<i>Шатров В.А.</i> Редкоземельные элементы как индикаторы условий образования осадочных пород палеозоя – мезозоя (на примере осадочного чехла Воронежской антеклизы)	385
<i>Шатров В.А., Сиротин В.И., Жабин А.В., Войцеховский Г.В.</i> Глаукониты мела и палеогена Воронежской антеклизы как индикаторы климата	388

Научное издание

**ОСАДОЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ:
седиментогенез, литогенез, рудогенез
(эволюция, типизация, диагностика,
моделирование)**

**Материалы
4-го Всероссийского литологического совещания
(Москва, 7–9 ноября 2006 г.)**

Том 1

**Компьютерная верстка
*Н.В. Клавдиевой***

Подписано к печати 11.09.2006 г.
Формат 60×90/16. Гарнитура Times.
Печать офсетная. Усл. печ. л. 25.
Тип. ВТИИ. Москва. Заказ № 341с . Тираж 450 экз.

**Издательство ГЕОС
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 951-04-43**

