РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
И ГЕОХИМИИ

ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ
ГОУ ВПО «УРАЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГОРНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ТИПЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ЛИТОГЕНЕЗА И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Материалы
5-го Всероссийского литологического совещания
(Екатеринбург, 14–16 октября 2008 г.)

Том I

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ
ГОУ ВПО «УРАЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГОРНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ТИПЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ЛИТОГЕНЕЗА И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Материалы
5-го Всероссийского литологического совещания
(Екатеринбург, 14–16 октября 2008 г.)

Том I

Екатеринбург
2008

УДК 551

Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Материалы 5-го Всероссийского литологического совещания (Екатеринбург, 14–16 октября 2008 г.). Том I. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. 451 с.
ISBN 978–5–94332–069–9.

Сборник содержит материалы докладов, представленных на 5-м Всероссийском литологическом совещании (Екатеринбург, 14–16 октября 2008 г.), посвященном рассмотрению широкого круга вопросов седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли.

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 08-05-06074) и Отделения наук о Земле РАН

Ответственные редакторы

О.В. Япаскурт, А.В. Маслов

Редколлегия:

В.П. Алексеев, Ю.О. Гаврилов, Г.А. Мизенс

На 1-ой странице обложки: Шихан Тра-Тау в окрестностях г. Стерлитамак (Южный Урал) – верхнекарбоново-нижнепермский риф на западном борту Предуральского краевого прогиба. Фото Г.А. Мизенса.

На 4-ой странице обложки: Обнажения чернокаменской свиты верхнего венда (Средний Урал, бассейн р. Межевая Утка). Фото А.В. Маслова.

© Межведомственный литологический комитет ОНЗ РАН, 2008
© ИГГ УрО РАН, 2008

Памяти Почетного председателя
Межведомственного литологического комитета РАН
член-корреспондента РАН Петра Петровича ТИМОФЕЕВА
посвящается

ПРЕДИСЛОВИЕ

Пятое Всероссийское литологическое совещание «Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли» продолжает лучшие традиции Всесоюзных литологических совещаний, регулярно проводившихся в 1951–1986 гг. в г. Москве и ряде других научных центров СССР. После перерыва, а также реорганизации Межведомственного литологического комитета ОНЗ РАН, они возобновлены в 2000 г., под названием Всероссийских, объединяя тем не менее многих ученых не только из ближнего, но и дальнего зарубежья. Периодичность подобных совещаний 1 раз в два года. Тематика совещаний разнообразна, и каждый раз она в полной мере отражает современный уровень и основные направления исследований.

Предыдущее IV Всероссийское литологическое совещание состоялось в Москве в ноябре 2006 г.; на нем рассматривались вопросы типизации, диагностики и моделирования процессов седиментогенеза, литогенеза и рудогенеза. После подведения его итогов, было принято решение провести очередное совещание в г. Екатеринбурге на базе Института геологии и геохимии Уральского отделения РАН и Уральского государственного горного университета. Выбор названных организаций во многом определен опытом Уральских региональных литологических совещаний, которые проводятся в столице Урала с периодичностью 1 раз в два года, начиная с 1994 г. (7-е совещание, г. Екатеринбург, 2006 г.), и неизменно получают хорошие отзывы специалистов. Удобное географическое положение г. Екатеринбурга позволяет привлечь к очному участию в работе совещания максимально возможный круг заинтересованных участников. Кроме того, в настоящее время на Урале на основе тесной кооперации литологов ИГГ УрО РАН и УГГУ уже более 5 лет успешно функционирует научно-образовательный комплекс в области литологии и геологии горючих ископаемых (в 2009 г. состоится первый выпуск специалистов в данной области), что обеспечит широкое участие заинтересованной молодежи в работе совещания.

Цель предстоящего совещания – обсудить широкий круг вопросов эволюции процессов седиментогенеза и литогенеза в истории Земли.

Еще совсем недавно академик А.Л. Яншин писал: «Учение об эволюции геологических процессов – сравнительно новое и очень перспективное направление фундаментальных геологических исследований, ... как с мировоззренческой, так и с практической точки зрения». В то же время «... мы до сих пор недостаточное значение придаем изучению эволюции геологических процессов, в частности процессов осадконакопления, в истории Земли». Таким образом, вопрос о геологической эволюции нашей планеты и ее вещества является одним из актуальных в современном естествознании. С ним теснейшим образом связано и создание общей теории осадочного процесса (седиментогенеза) и последующего преобразования осадочных пород (литогенеза), слагающих почти 2/3 поверхности Земли. Реконструкция закономерностей эволюции процессов седименто- и литогенеза позволяет в том числе пролить свет на возникновение и эволюцию биосферы нашей планеты, а также выявить причины великих вымираний, периодических изменений климата, состава атмосферы, источников энергии геологических процессов и т.д.

Решение проблемы эволюции осадочного процесса в истории Земли возможно на основе глобального сопоставления процессов осадко- и породообразования, формаций и формационных комплексов. Особое значение здесь имеет анализ суммы данных, полученных в процессе детального литолого-фациального изучения и формационного анализа осадочных образований на генетической основе. Это дает возможность решить ряд задач глобального характера, наиболее важными среди которых являются: а) сравнительное изучение на фациально-генетической основе осадочных и вулканогенно-осадочных формаций континентальных и океанских блоков; б) сравнительный анализ процессов осадконакопления и породообразования в различных палеогеографических обстановках континентов и океанов, направленный на выявление минералогических и геохимических особенностей разных стадий их развития; в) построение общей схемы эволюции седиментационных бассейнов в истории Земли; г) реконструкция особенностей эволюции питающий провинций – факторов необратимого развития осадочного породообразования; д) глобальная корреляция типов литогенеза в породных бассейнах различных тектонических и климатических областей нашей планеты; и ряд других.

За прошедшие со времени предыдущего Всероссийского литологического совещания два года увидел свет ряд фундаментальных монографий, в той или иной степени связанных с перечисленными выше задачами. Опубликованы новые учебники и учебные пособия, в которых в достаточной степени раскрыты достижения современной отечественной литологии. На ряде совещаний, включая молодежные школы, работали секции, связанные с изучением осадочных пород и содержащихся в них полезных ископаемых (особенно – горючих).

Тематика настоящего совещания сконцентрирована в нескольких направлениях (седиментология и фациальный анализ, литогенез и ста-

диальный анализ, осадочные бассейны и их эволюция в истории Земли, полезные ископаемые в осадочных комплексах), тесным образом взаимосвязанных с перечисленными выше задачами и имеющих, помимо фундаментального научного, отчетливо выраженный прикладной (инновационный) характер.

К 1 марта 2008 г. Оргкомитет получил материалы более 330 докладов (все авторские материалы публикуются в настоящем сборнике с минимальной правкой), а общее число специалистов из Москвы, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга, Новосибирска, Воронежа, Ростова-на-Дону, Казани, Новочеркасска, Саратова, Перми, Тюмени, Иркутска, Красноярска, Сыктывкара, Владивостока, Миасса и многих других регионов России и ближнего зарубежья (Украина, Казахстан), выразивших в той или иной форме принять участие в работе совещания, превысило 400 человек.

Предварительный анализ присланных материалов показывает, что мы сегодня пребываем на пути к новым крупным теоретическим обобщениям в русле фундаментального направления «Эволюция типов осадочного процесса, бассейнов осадконакопления и породообразования и размещение полезных ископаемых на континентальных и океанских блоках земной коры», которое было заявлено П.П. Тимофеевым еще на I Всероссийском литологическом совещании (Москва, декабрь 2000 г.). В материалах совещания отчетливо прослеживается все более возрастающая тенденция использования результатов прецизионных изотопно-геохимических исследований для реконструкции процессов седименто-, лито- и рудогенеза. Несомненно увеличивается роль седиментологических исследований в такой достаточно специфической, но крайне важной в практическом плане области как нефтегазовая литология. Последнее, в частности, создает основу для перехода к трехмерным реконструкциям в сложнопостроенных терригенных и терригенно-карбонатных толщах, позволяющим интенсифицировать добычу трудноизвлекаемых запасов нефти и газа.

Проведение совещания в аудиториях старейшего высшего учебного заведения Урала – Уральского государственного горного университета (бывшем Свердловском горном институте) – позволит также усилить интеграцию академической науки и вузовского потенциала в рамках решения широкого спектра литологических проблем.

О.В. Япаскурт
А.В. Маслов
В.П. Алексеев

ПАМЯТИ ПЕТРА ПЕТРОВИЧА ТИМОФЕЕВА

(14 ноября 1918 г. – 21 мая 2008 г.)

Совещание, которое планировалось посвятить предстоящему 90-летию Почетного председателя МЛК П.П. Тимофеева, к великому сожалению, теперь посвящается его памяти.

В течение всей своей творческой жизни, после окончания в 1943 г. геолого-почвенного факультета Московского государственного университета, П.П. Тимофеев занимался изучением фундаментальных проблем осадочной геологии, разработкой генетического направления в литологии. Будучи доктором геолого-минералогических наук, членкорреспондентом АН СССР и РАН, Советником РАН, главным научным сотрудником Геологического института РАН, профессором МГУ им. М.В. Ломоносова, лауреатом Государственной премии СССР,

Петр Петрович по праву считался одним из крупнейших отечественных литологов, перенесшим идеи Ю.А. Жемчужникова из 50-х гг. XX столетия в XXI век, и обогативший их многими новыми разработками. Научное наследие П.П. Тимофеева насчитывает более 400 статей и почти 20 монографий, охватывающих большинство направлений в изучении осадочного процесса в истории Земли.

Жизненный путь и научные достижения *Учителя*, как почтительно называли Петра Петровича его ученики, описан во многих изданиях. Поэтому здесь мы остановимся только на некоторых особенностях, выделяющих его из неширокого круга выдающихся исследователей осадочных толщ. Прежде всего, это относится к генетическому направлению в творческом пути П.П. Тимофеева. В возрасте 30-ти с небольшим лет, почти сразу после окончания аспирантуры (1950 г.), и защиты кандидатской диссертации (1951 г.), он опубликовал две работы, которые по существу оказались программными для всех его дальнейших исследований.

Тимофеев П.П. К вопросу о связи генетических типов углей с обстановками осадконакопления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 5. С. 60–73.

Тимофеев П.П. Аллювиальные отложения и связанные с ними эрозионные размывы в угленосных свитах среднего карбона юго-западной окраины Донбасса // Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 90–116 +12 фототаблиц. (Труды ИГН АН СССР. Вып. 151. Угольная серия (№ 5).

Фациальная тематика и генетические аспекты формационных реконструкций красной нитью прослеживаются во всех последующих работах. Многое из того, что мы сейчас знаем о генезисе осадочных образований, в том числе о методах их изучения, связано с именем П.П. Тимофеева. В своих исследованиях Петр Петрович чаще всего обращал внимание на две стороны генезиса осадочных последовательностей. Его, во-первых, интересовали вопросы седименто- и литогенеза терригенных пород (континентальных, морских и океанических) и, во-вторых – снова и снова он возвращался к проблемам торфо- и углеобразования. В целом, однако, круг интересов П.П. Тимофеева был гораздо шире, его творческий поиск был многогранным и многоаспектным. Вместе с коллегами он внес весомый вклад в решение широкого круга фундаментальных проблем, в том числе возникновения и развития Атлантического и Тихого океанов, энергетики осадочных процессов и т.д. Работы П.П. Тимофеева отличаются выверенностью, точностью и доказательностью суждений.

Интересно, что наиболее крупные и фундаментальные работы П.П. Тимофеева приблизительно совпадали (вольно или невольно) с круглыми датами его жизни. Это хорошо видно из представленного ниже перечисления.

40-летие

Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна / Ю.А. Жемчужников, В.С. Яблоков, Л.И. Боголюбова, Л.Н. Ботвинкина, А.П. Феофилова, М.И. Ритенберг, П.П. Тимофеев, З.В. Тимофеева. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Ч. 1. 331 с. 1960. Ч. 2. 346 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 15).

Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Яблоков В.С. Принципы построения генетической классификации гумусовых углей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 2. С. 49–62.

Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба. М.: Наука, 1964. 308 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 94).

50-летие

Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М: Наука, 1969. 556 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 197).

Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 204 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 198).

За эту фундаментальную двухтомную монографию П.П. Тимофеев в 1972 г. был удостоен Государственной премии СССР.

60-летие

С 1978 г. Петр Петрович Тимофеев – Председатель Межведомственного литологического комитета (МЛК); до последнего времени – Почетный председатель.

70-летие

Проблемы литологии Мирового Океана. Минералогия и геохимия Тихого океана / П.П. Тимофеев, И.М. Варенцов, М.А. Ратеев и др. М.: Наука, 1985. 221 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 398).

Тимофеев П.П., Щербаков А.В., Ильин В.Л. Энергетика осадочного процесса. М.: Наука, 1989. 205 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 418).

80-летие

Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Атлас микроструктур фациальных типов осадков областей голоценового приморского торфонакопления (Колхида, Южная Прибалтика, Западная Куба, Флорида). М.: Наука, 1996. 75 с.+160 фототабл. (Труды ГИН РАН. Вып. 493).

Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Седиментогенез и ранний литогенез голоценовых отложений в областях приморского торфонакопления (Колхида, Южная Прибалтика, Западная Куба, Флорида). М.: Наука, 1998. 428 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 492).

Работы, опубликованные П.П. Тимофеевым за последнее десятилетие двадцатого века, представляют собой новую веху в нашем пони-

мании важнейшей роли среды осадконакопления в процессах минерало- и породообразования. В них наиболее выпукло показано значение органического вещества при формировании осадков и пород угленосных комплексов, а также скоплений углеводородов. В этих работах, на очередном витке раскручивающейся спирали познания, развиваются идеи, обозначенные Петром Петровичем еще в начале 1950-х гг.

Начало первого десятилетия XXI века ознаменовалось очередной крупной работой П.П. Тимофеева, выполненной в соавторстве со своими коллегами. Он вновь вернулся к региональным литологическим исследованиям, начатым в Донбассе, и особенно ярко реализованным в Улугхемском бассейне и Южной Сибири. На этот раз объектом изучения стал северо-восток Восточно-Европейской плиты.

Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Копорулин В.И. Седиментогенез и литогенез отложений интинской свиты юга Печорского угольного бассейна. М.: Наука, 2002. 224 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 528).

В этой работе на новом уровне рассмотрена фациальная природа углесодержащих отложений и угольных пластов пермского возраста, изученных в данном отношении существенно хуже, чем угленосные толщи каменноугольной и раннемезозойской эпох.

В 2006 г. П.П. Тимофеев опубликовал еще одну монографию, содержание которой является неоценимым вкладом в литологическую науку:

Тимофеев П.П. Эволюция угленосных формаций в истории Земли. М.: Наука, 2006. 204 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 557).

Подводя итоги многолетних исследований, П.П. Тимофеев *впервые* проиллюстрировал в ней фации и генетические типы угленосных отложений на обширном, детально проработанном материале среднего карбона Донбасса, юры Южной Сибири (Улугхемский, Канско-Ачинский и Иркутский угольные бассейны), голоцена (Колхида, Флорида) и некоторых других объектов. Исследования, выполненные автором, нацелены на решение приоритетной *проблемы эволюции осадочного процесса в истории Земли,* на построение общей схемы эволюции седиментационных бассейнов. Ясно, что данная проблема может быть решена только на основе *сравнительного* анализа процессов и условий осадко- и породообразования на глобальном уровне. В упомянутой монографии (вместе с серией статей на рубеже XX и XXI вв.) П.П. Тимофеев фактически опубликовал развернутую научную программу фундаментальных литологических исследований, которая должна способствовать созданию общей теории осадочного процесса.

Остро ощущая потребность в подготовке литологических кадров, Петр Петрович одним из первых на деле начал реализовывать процесс интеграции академической науки и высшей школы. По его инициативе и при непосредственном участии на геологическом факультете МГУ

в 1983 г. была создана кафедра литологии и морской геологии. С момента основания и по 1989 г. П.П. Тимофеев являлся заведующим этой кафедры. Им были созданы и читались оригинальные курсы лекций «Учение о фациях и палеогеография» и «Формационный генетический анализ осадочных образований». Под его научным руководством защищено 25 докторских и почти 40 кандидатских диссертаций, а один из аспирантов избран в 2006 г. член-корреспондентом РАН. Много сил отдано П.П. Тимофеевым и работе в должности председателя экспертного совета по наукам о Земле ВАК СССР, другим «общественным нагрузкам», среди которых можно отметить участие в работе научного совета по проблемам Мирового океана (ДЖОИДЕС), руководство секцией «Литология» Национального комитета геологов СССР и России, активную деятельность в должности вице-президента Международного комитета по петрологии углей, руководство Международным проектом ЮНЕСКО «Глобальная корреляция угленосных формаций» (1978–1985 гг.). В 1975 г. П.П. Тимофеев – председатель Международного конгресса по геологии и стратиграфии карбона.

С 1960 по 1985 гг. П.П. Тимофеев являлся заведующим отделом литологии и геохимии и заместителем директора Геологического института АН СССР. В 1985–1989 гг. был директором этого института. Длительное время П.П. Тимофеев возглавлял Межведомственный литологический комитет АН СССР и РАН, до последних дней жизни был почетным председателем МЛК ОНЗ РАН, членом редколлегии журнала «Литология и полезные ископаемые».

Заслуги П.П. Тимофеева перед страной отмечены орденами Трудового Красного Знамени, Октябрьской революции, Дружбы народов и 9 медалями.

Возвращаясь к началу посвящения, не скроем, что мы хотели во время проведения совещания приветствовать Учителя, пожелать ему здоровья и новых творческих свершений. Увы, судьба рассудила иначе ...

Память о Петре Петровиче ТИМОФЕЕВЕ – навсегда в наших сердцах!

Ученики

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ СИНЕМЮР-ААЛЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ РАЙОНАХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАССЕЙНА

Т.П. Аксенова

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – AksenovaTP@ipgg.nsc.ru

На территории Западной Сибири геттанг-ааленские отложения целом представлены чередованием песчано-алевритовых (зимний, шараповский, надояхский горизонты) и глинисто-алевритовых (левинский, китербютский, лайдинский горизонты) толщ. В настоящей работе использованы стратиграфическая шкала и схема фациального районирования нижней и средней юры (без келловея), принятые на 6-м Межведомственном стратиграфическом совещании по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири в 2003 г. Несмотря на большое количество публикаций по анализу обстановок седиментации образований этого возраста, генезис отдельных пачек является спорным.

В данной работе рассмотрены условия накопления осадков в Уренгойском, Часельском, Варьеганском, Нюрольском и Тымском структурно-фациальных районах Обь-Тазовской области и в Шаимском, Уват-Мегионском, и Ажарминском структурно-фациальных районах Обь-Иртышской области. При фациальном анализе использованы данные по содержанию в породах и во фракции < 0.002 мм B, Ga, Sr, Ba, отношения B/Ga и Sr/Ba, характеризующие соленость палеовод, и коэффициент $Fe_{с-д}/C_{орг}$ – показатель окислительно-восстановительного режима диагенеза.

Зимний горизонт (в объеме синемюра-низов верхнего плинсбаха) на изученных площадях представлен отложениями большого гранулометрического диапазона. Выделены аллювиально-пролювиальные, делювиальные (Колпашевский, Нюрольский районы), аллювиальные с высоким быстро меняющимся гидродинамическим режимом (Часельский район), озерно-болотные (Нюрольский район), прибрежно-морские (Ажарминской район) отложения. В Нюрольском и Колпашевском районах содержание B, Ga, Sr и Ba в глинистой фракции составляет 61–68, 13–18, 160–180, 560–680 г/т соответственно, значения B/Ga варьируют от 3.8 до 4.7, Sr/Ba – от 0.25 до 0.34.

Левинский горизонт (нижняя часть верхнего плинсбаха-середина верхнего плинсбаха) обычно сложен глинисто-алевритовыми породами. В Часельском районе и на отдельных площадях Нюрольского района на различных уровнях зафиксированы морская фауна, сидерит, пирит, иногда глауконит. В Колпашевском и Нюрольском районах отмечаются углистые разновидности глинистых пород, прослои угля. В Часельском районе накопление терригенного материала происходи-

ло в прибрежно-морской и мелководно-морской обстановках с частой сменой гидродинамического режима. Значения B/Ga во фракции < 0.002 мм на одной из площадей составляют от 5.3 до 5.5.

Шараповский горизонт (верхняя часть верхнего плинсбаха) отвечает регрессивному этапом развития бассейна. На изученных площадях шло накопление в основном алеврито-песчаных отложений различной крупности, сменяющихся часто вверх алеврито-глинистыми. Так в разрезе Толпаровской скв. № 2 (мощность горизонта около 5 м) в нижней части залегают хорошо сортированные мелкозернистые песчаники, в верхней – алевролиты и аргиллиты. Текстурные особенностей пород, умеренно высокие значения B/Ga (~ 5) свидетельствуют о накоплении терригенного материала в прибрежно-морских и морских условиях в целом при высокой динамике вод.

Отложения китербютского горизонта (нижняя часть нижнего тоара) связаны с трансгрессией морского бассейна. В Уренгойском районе в верхней части горизонта под аргиллитами с морской фауной (значение B/Ga составляет в них 4.8) находятся песчаники с галькой разнообразного состава. Тип текстур, крупность терригенного материала, положение пачки в разрезе и другие признаки указывают на высокоэнергетической режим с переработкой в морской среде аллювиального конуса выноса. В зоне юго-западной границы Нюрольского и Колпашевского районов на ряде площадей (Арчинская, Южно-Урманская, Пономаревская) основная роль принадлежит алевролитам и полиминеральным аргиллитам, нередки углистые разновидности аргиллитов, прослои угля. На отдельных уровнях присутствуют: морская фауна, конкреции сидерита, пирит. Фациальный состав отложений очень разнообразен. Установлены озерно-болотные, лагунные, морские с различной соленостью, гидродинамикой вод, разнообразным окислительно-восстановительным режимом и неоднократно меняющимся положением береговой линией водного бассейна отложения. Во фракции < 0.002 содержание B составляет 71–100, Ga – 12–21 г/т. Характер изменения значений B/Ga (4 до 6.5) свидетельствует по крайней мере о трех ингрессиях моря. Низкие значения Sr/Ba (0.19–0.35) вероятно обусловлены обедненностью пород областей сноса Sr.

Надояхский горизонт (верхняя часть нижнего тоара-низы нижнего аалена). В это время на окраинах бассейна часто шло накопление крупно- и грубообломочного материала. В разрезах отмечаются конгломерато-гравелиты, гравелито-брекчии; характерно обильное поступление терригенного материала. Довольно мощные пачки песчаников связаны с аллювиальными, дельтовыми и прибрежно-морскими (валы, бары) отложениями. Обнаруженные в в Верхнетолькинской скв. № 5 (Часельский район) нижней части горизонта филлоподы, значение B/Ga (5.3) в аргиллите явно говорят в пользу прибрежно-морского генезиса части надояхского горизонта. Различный характер смены крупности обломочного материала снизу вверх и по латерали определялся во многом соотношением скорости прогибания в различных частях

территории и скорости поступления терригенного материала. В Нюрольском районе условия осадконакопления менялись от пресноводных до солоноватоводных и морских. Основными комплексами являются прибрежно-морской, мелководно-морской (последний подтверждается находками морской фауны, высокими для рассматриваемых отложений отношениями B/Ga (5–6.7), аллювиальный и озерно-аллювиальный. В Шаимском структурно-фациальномо районе в пределах Онтохского вреза горизонт (мощность его составляет около 20 м), сложенный песчаниками различной крупности, гравелито-брекчиями, алевролитами, аргиллитами и их углистыми разновидностями обычно с резкими границами слоев представлен пролювиально-делювиально-аллювиальным комплексом отложений. Содержание B варьирует от 50 до 60 г/т, Ga – от 10 до 12 г/т, значение B/Ga составляет 3.3.

Лайдинский горизонт (верхняя часть нижнего аалена-нижняя часть верхнего аалена), связанный с очередным повышением уровня моря в результате трансгрессии, представлен в основном алеврито-глинистыми породами. В Варьеганском районе на ряде площадей в его составе отмечаются песчаники, алевролиты аргиллиты с частой сменой текстур, прослои и прослойки углистых аргиллитов и угля, ихнофоссилии, глауконит, пирит, конкреции сидерита, ризоиды. Зафиксированы значительные вариации гидродинамического и в меньшей мере окислительно-восстановительного режима седиментации (значение $Fe_{с-д}/C_{орг} < 0.02$). Содержание B (52–72 г/т), значения B/Ga (3.8–4.1) указывают на колебания солености вод. На Онтохской площади (Шаимский район) часто в средней части горизонта находятся песчаники или пачка, сложенная тонким переслаиванием песчаников алевролитов и аргиллитов. Характерны прослои угля, растительный детрит, конкреции сидерита. Содержание бора (35–60 г/т), галлия (10–15 г/т), значения B/Ga (3.3–4.0) определенно свидетельствуют о пресноводном характере бассейна.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О НЕЛИНЕЙНОСТИ В НЕФТЕГАЗОВОЙ ЛИТОЛОГИИ: PRO ET CONTRA

В.П. Алексеев

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург, e-mail – igg.lggi@ursmu.ru

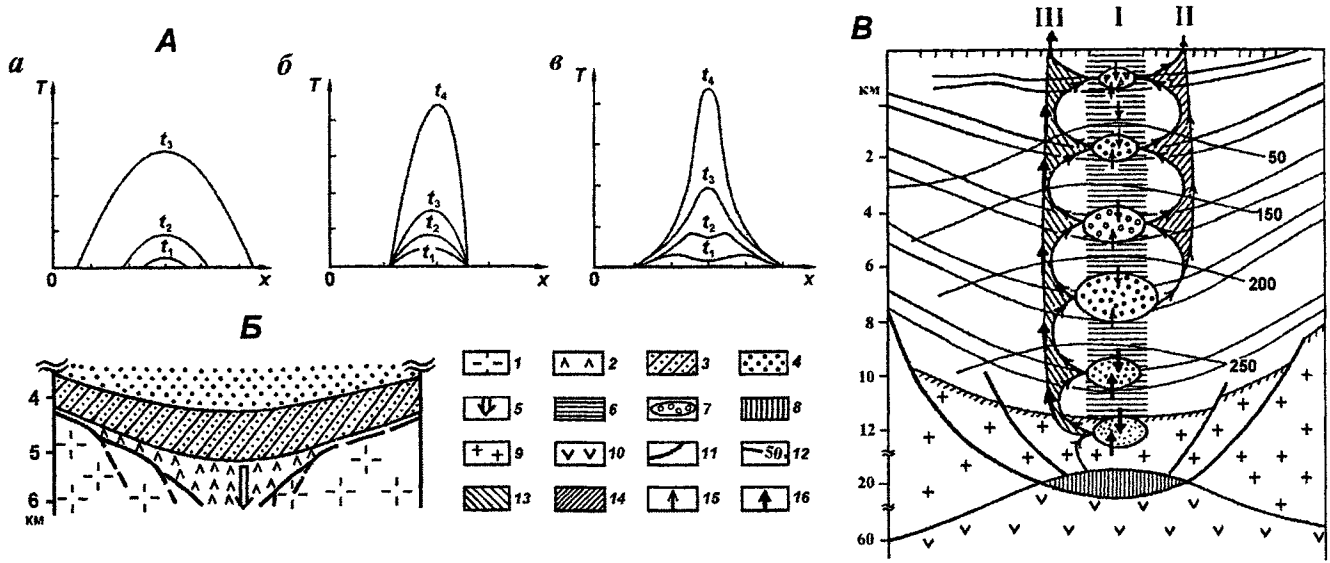
Литологические исследования в области геологии нефти и газа, или *нефтегазовая литология* (НГЛ), – весьма востребованное и в некоторой степени специфическое направление в учении об осадочных горных породах и их комплексах, в свою очередь, являющееся важным разделом в широком спектре наук о Земле. Именно в НГЛ оказалось весьма применимым использование принципов *системного подхода* к изучению разноуровневых объектов; здесь же намечается и высокая эффек-

тивность *синергетического мировидения* [4]. Ключевым элементом в последнем являются представления о *нелинейности* и *самоорганизации* в геологических процессах, что служит сущностной основой поступательной смены научной парадигмы в науках о Земле в целом [3].

Нелинейные процессы контрастируют с линейными своей повышенной чувствительностью к незначительным изменениям некоторых значений независимых переменных. Этим они непосредственно «смыкаются» с проявлениями *бифуркации*, изучаемыми в теории катастроф [1]. Явления нелинейности присущи всем уровням организации геологических тел, среди которых для НГЛ особенно важны типы грануло-, страто- и циклоседиментогенеза [6]. Одновременно, сама неоднородность явлений на контактах слоевых единиц определяет квазинелинейность в их структурировании, что, например, отчетливо проявляется в иерархии терригенных коллекторов.

На горнопородном уровне (гранулo- и стратоседиментогенеза) нелинейность отчетливо проявляется в миграционном режиме (механизме) слоеобразования. При этом сам переход системы осадконакопления на следующий (временнуй) этап закрепления осадков в разрезе полностью соответствует пониманию широкого проявления диастем как скрытых перерывов. Для циклического уровня (циклоседиментогенеза) режим повторов (по спирали) соответствует понятию аттрактора. Будучи притягивающим множеством в фазовом пространстве, аттракторы не только способны к самоорганизации, но могут и привлекать и соседние режимы (особенно находящиеся в переходном процессе), определяя формирование странных аттракторов, связываемых с процессами турбулентности [1].

Последним как бы перекидывается «мостик» к понятиям о *темпомирах* как режимах развития сложных структур в едином пространстве. Основные характеристики развертывания процессов в открытой нелинейной среде приведены на рисунке (*А*). Под режимом с обострением понимается динамический закон, при котором одна или несколько моделируемых величин обращается в бесконечность за конечный промежуток времени. Поскольку же мы оперируем с *геологическим* временем, которое само по себе уже может приравниваться к (условно) бесконечному, использование приведенных понятий выглядит вполне легитимным. Так, достаточно легко сопоставить последовательное разрастание нижнеплитного комплекса Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, то есть «разбегания» территории с осадконакоплением во времени от Уренгойско-Колтогорского грабен-рифта к периферии Западно-Сибирской плиты (рисунок *Б*) с HS-режимом (см. рис. *А*, *а*). S-режим (см. рис. *А*, *б*) в принципе соответствует автоколебательной модели нефтегазообразования, приведенной на рисунке *В*. LS-режим «сходящихся волн горения», вполне возможно, отвечает тем процессам, которые инициированы омоложением тектонической активности в неогене. Впрочем, такое соотнесение геологических процессов с представлениями о «темпомирах и ландшафтах коэволюции»



Развертывание процессов в открытой нелинейной среде:

А – темпомиры [5]: *а* – HS-режим (разбегающейся от центра волны), *б* – S-режим «горения», развития с обострением, *в* – LS-режим «сходящихся волн горения»;

Б – структура мезозойских отложений северных районов Западной Сибири: *1* – фундамент; *2* – триасовые вулканогенно-осадочные, *3* – юрские и *4* – нижнемеловые песчано-алеврито-глинистые отложения; *5* – ось Уренгойско-Колтогорского грабен-рифта;

В – флюидодинамическая модель нефтеобразования ([7], с упрощениями): *6* – осадочный разрез в условиях погружения (I); *7* – флюидонасыщенные зоны разуплотнения (снизу вверх: газорудная, кислых газов, термального газа, ГЗГ, ГЗН, нефтегазовая); *8* – астеносфера; *9* – земная кора; *10* – верхняя мантия; *11* – листрические нарушения; *12* – изотермы, °С; *13* – перемещение неуглеводородных теплоносителей (III); *14* – перемещение углеводородных потоков (II); *15* – направление движения УВ; *16* – направление движения водно-углекислых флюидов.

«За» (pro):	«Против» (contra):
⇒ методология имеет высокую разрешающую способность, которая при четкой иерархической структуре объектов реализуется в *инвариантах*;	⇒ «Методы синергетики избыточны там, где нет системы» [2, с. 44];
⇒ наиболее высокая эффективность характерна для «неклассики»: *Субъект? (Средства? Объект)* и особенно – «постнеклассики»: *(Субъект? Средства? Объект)* [2, с. 45-46];	⇒ как правило, отсутствует прямая необходимость при использовании классической «прямой» парадигмы: *Субъект? Средства? (Объект)* [2, с. 45];
⇒ методология открывает принципиально новые возможности при построении геологических моделей, учитывающих конвергентность и *эквифинальность* реализуемых процессов.	⇒ методология затруднительна для использования при недостаточности исходных данных и (или) малой подготовленности пользователя (субъекта).

[5] (для геологии, возможно, вообще выполняющееся впервые), следует уточнять и детализировать.

Для оценки вопроса о необходимости и местоприложении использования основных понятий синергетики (прежде всего представлений о нелинейности) в нефтегазовой литологии, прибегнем к ее оценке в простом диалоговом режиме, анонсированном в заглавии материалов.

Литература

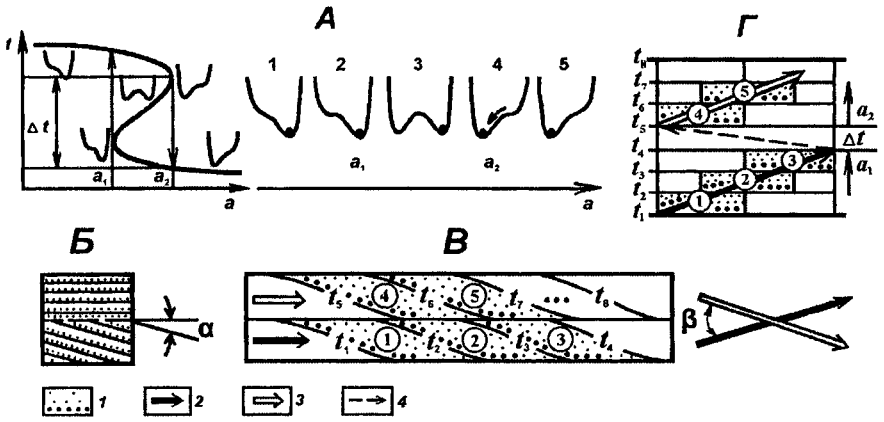
1. *Арнольд В.И.* Теория катастроф. М.: Наука, 1990. 128 с.
2. *Буданов В.Г.* Методология синергетики в постклассической науке и в образовании. М.: Изд-во ЛКИ, 2007. 232 с.
3. *Егоров Д.Г.* Изменение парадигм в современных науках о Земле. М.: Academia, 2004.184 с.
4. *Князева Е.Н., Курдюмов С.П.* Основания синергетики. Синергетическое мировидение. М.: КомКнига, 2005. 240 с.
5. *Князева Е.Н., Курдюмов С.П.* Синергетика: Нелинейность времени и ландшафты коэволюции. М.: КомКнига, 2007. 272 с.
6. *Романовский С.И.* Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с
7. *Соколов Б.А.* Автоколебательная модель нефтеобразования // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1990. № 5. С. 3–16.

ИНВАРИАНТЫ ДИАХРОННОСТИ ГРАНИЦ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ ДЛЯ РАЗНОУРОВНЕВЫХ ТИПОВ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

В.П. Алексеев, А.В. Мамонтова, В.А. Пироженко

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург, e-mail – igg.lggi@ursmu.ru

Многоуровневая организация геологических объектов в принципе аксиоматична. Для геологических тел, изучаемых седиментоло-



Модельное представление о диахронности границ:

А - изменение состояния системы (a, t) при изменении состояния a ([5], комментарии в тексте);

Б – наблюдаемый разрез «двухэтажного» строения, в котором нижняя часть соответствует положению шарика в яме 1-3, а верхняя – 4, 5 (см. *А*);

В – седиментологическая модель, иллюстрирующая изменение состояния системы в положениях 1-5 (см. *А*) во временные отрезки t_1–t_8;

Г – временнбя последовательность формирования седиментологической модели (см. В). Между положениями 3 и 4 (см. *А*, *В*) – скачок, физически мгновенный для общей модели, но *имеющий существенную длительность для «геологического» времени* (!). Это соответствует также затягиванию потери устойчивости при динамической бифуркации [2].

1 – инварианты слойков, слоев и (или) их комплексов, часто имеющих градационное строение, *2* – перемещение слоевых единиц при положении шарика в правой ямке (см. *А*); *3* – то же, в левой ямке; *4* – катастрофический скачок (для *Г*).

нией, она выглядит следующим образом: текстура или слойчатость (по Н.Б. Вассоевичу) пород (гранулоседиментогенез) → слои или наслоение отложений (стратоседиментогенез) → наборы (комплексы) пород (циклоседиментогенез) [1, 6]. Каждый из этих уровней характеризуется своим эмерджентным свойством (соотношение терригенных частиц → обособление слоевой единицы или СЕ → направленное чередование СЕ). В то же время все они обладают некоторыми едиными чертами, которые можно представить как *инвариантность* (фр. invariant – букв. неизменяющийся).

В качестве инварианта для формирования перечисленных типов седиментогенеза рассмотрим модель *гистерезиса*, изображенную на рисунке (*А*). Здесь, вверху, цифрами от 1 до 5 показана яма, в которой находится шарик с большим коэффициентом трения. При последовательном изменении конфигурации дна ямы от положения обозначенного цифрой (1) до прямо противоположного (5), в некоторый момент (4) шарик вкатывается в противоположный максимум, а система делает катастрофический скачок с величиной Δ t.

В части рисунка (*Б*) показан *наблюдаемый разрез* (столбик керна → песчаный коллектор → крупный комплекс терригенных отложений) с этажами, наслаивающимися под углом α, значения которого могут варьировать от долей градуса до 30–35°. В нижней части рисунка (*В*) показана последовательность *процесса* формирования отложений, соотнесенная с основной моделью гистерезиса (*А*). Здесь же справа показано площадное (веерное) изменение векторов перемещения составляющих под углом β для разных этажей. Справа вверху (*Г*) эта же модель отражена во временной последовательности.

Не располагая местом для детального разбора представленных моделей седиментологического содержания (*Б*, *В*, *Г*), ограничимся сжатым перечнем наиболее известных примеров ее реализации для основных типов седиментогенеза (см. выше).

Для уровня *гранулос*едиментогенеза – это, во-первых, формирование серий различно срезанной *косой слоистости* (в том числе с «подбриванием голов», т.е. частичным срезанием предыдущих серий, по образному выражению Ю.А. Жемчужникова). Во-вторых, это текстуры восходящей ряби (англ. ripple-drift cross-lamination), механизм формирования которой в принципе соответствует модели *Г* на рисунке.

Для уровня *страто*седиментогенеза в качестве яркого примера можно привести формирование руслового аллювия (по Е.В. Шанцеру): *пер*стративного, с перемывом слоями 4, 5 слоев 1-3 при следующем «заходе» (рисунок, *В*), либо *кон*стративного, с налеганием слоев 4, 5 на слои 1-3. Принципиально именно этот уровень отражен законом Головкинского [1, 6].

Наконец, для уровня *цикло*седиментогенеза модель на рисунке *В* наилучшим образом соотвествует *дельтовому* механизму осадконакопления, а также осадочным последовательностям, определяемым понятием *сиквенс* (англ. sequence). Их частным, но очень значимым примером являются неокомские *клиноформы* Широтного Приобья Западно-Сибирского осадочного мегабассейна, обеспечивающие добычу половины российской нефти. Серии проградационных клиноформ здесь заполняют продвигающийся в направлении с востока на запад депоцентр осадконакопления, ставя в кризисную ситуацию «обычную» бассейновую стратиграфию, стремящуюся к луковичной структуре Вернера или «блинной» форме, по Ю.Н. Карогодину [3].

Как следует из рисунка *Г*, во всех инвариантах полностью находит подтверждение заключение К.В. Симакова в отношении хроностратиграфических границ: «Широко распространенное (если не общепринятое) мнение о существовании ... секущих любые геологические образования, независимых от каких-либо признаков изохронных уровней (изображаемых во всех учебниках, инструктивных документах... и национальных кодексах в вид горизонтальных линий) *является заблуждением*» [7]. Естественно, что понимание такого положения особенно важно для бассейновой стратиграфии (см. выше), однако в практическом плане оно несоизмеримо важнее для прослеживания в раз-

резе и на площади терригенных коллекторов. Наконец, приведенные модели иллюстрируют процессы *коэволюции* – «...подгонки частей друг к другу при образовании сложного целого, их резонансного взаимного расположения и синхронизации их темпов развития...» [4, с. 193]. Соответственно, изначально «...для сборки новой сложной структуры, для перекристаллизации среды требуется создать ситуацию *«на краю хаоса»*, когда малые флуктуации способны инициировать фазовый переход, сбросить систему в иное состояние, задать иной ход процесса морфогенеза, иной способ сборки сложного целого» [4, с. 187]. «Сама природа коэволюции заключается в достижении этого края хаоса» [8], чтобы затем реализоваться в *эквифинальности* многих геологических объектов [1].

Литература

1. *Алексеев В.П.* Литологические этюды. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 149 с.
2. *Арнольд В.И.* Теория катастроф. М.: Наука, 1990. 128 с.
3. *Карогодин Ю.Н.* Кризис бассейновой стратиграфии и пути выхода из него // Актуальные проблемы нефтегазоносных бассейнов. Новосибирск: Изд-во НГУ, 2003. С. 9–42.
4. *Князева Е.Н., Курдюмов С.П.* Синергетика: Нелинейность времени и ландшафты коэволюции. М.: КомКнига, 2007. 272 с.
5. *Малинецкий Г.Г.* Математические основы синергетики. Хаос, структуры, вычислительный эксперимент. М.: КомКнига, 2005. 312 с.
6. *Романовский С.И.* Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.
7. *Симаков К.В.* О некоторых методологических проблемах геохронологии и геохронометрии // Геологические этюды. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2003. С. 73–84.
8. *Kaufman S.* At Home in the Universe. The Search for Laws of Self-organization and Complexity. L: Viking, 1995. P. 29.

ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОЕ И ОКЕАНИЧЕСКОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ПАЛЕОГЕНЕ: СВИДЕТЕЛЬСТВА В ПЛАНКТОНЕ

Э.О. Амон

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail – Amon@igg.uran.ru

Проведено сравнение особенностей осадконакопления в регионах с типично морским эпиконтинентальным и типично океаническим седиментогенезом в палеогене Западной Сибири и Новой Зеландии*.

*Благодаря любезности д-ра К. Холлиса (г. Веллингтон) мне удалось в 2006 г. близко ознакомиться с литологией, стратиграфией и палеонтологией палеогена Новой Зеландии, включая опорные разрезы.

Представляет интерес сравнение этих особенностей с целью выяснения, какой отклик находят в ископаемой планктонной биоте различающиеся палеообстановки.

Западносибирский палеогеновый бассейн, с площадью зеркала более 2 млн кв. км, был одним из крупнейших на планете внутренним эпиконтинентальным морем. В геологической истории палеогена Западной Сибири выделяются три крупных этапа морской седиментации. Первый этап (талицкий региональный горизонт, даний–зеландий–ранний танет) характеризуется доминированием терригенно-глинистых фаций; второй (люлинворский горизонт, поздний танет–ипр–лютет) – глинисто-кремнистых, третий (тавдинский горизонт, бартон–приабон) – глинисто-песчаных. В разрезе изобилуют скрытые внутри- и межформационные стратиграфические перерывы. Западносибирское море было мелководным (вероятно 200–300 м в самых глубоких частях), со сравнительно спокойным гидродинамическим режимом. В Новозеландском регионе была обстановка дальнего (внешнего) шельфа и материкового склона; это средне-высокоширотные воды Южного океана со значительными глубинами (вероятно до 0.5–1.5 км), а сама акватория включена в глобальную систему океанской циркуляции. Литологические разности пород представлены переслаиванием пелагических и гемипелагических слоистых микритовых известняков, кремневых сланцев, кремней (вплоть до полосчатых) и мергелей.

Седименто-биогенная система осадконакопления в регионах находилась под контролем и влиянием трех основных факторов: а) скоростей и объемов биогенного седиментогенеза карбонатов и силицитов; б) скоростей и объемов поступления терригенного материала и взвесей; в) флуктуаций параметров климата, господствовавшего на суше и в соседних акваториях. Оба региона находились в сходных условиях одного и того же типа климата – влажного субтропического и паратропического, имевшего биполярное распространение в средних и высоких широтах полушарий. Растительность суши, процветавшая в условиях такого климата в ландшафтах Уральской горной страны, Казахского нагорья и Новой Зеландии (которая, вкупе с плато Кэмпбелла, к тому времени уже была микроконтинентом), поставляла в бассейн осадконакопления биомассу в значительных количествах. В свою очередь биомасса обогащала поверхностные и подповерхностные воды диспергированной микроорганикой, необходимой фаготрофному планктону (планктонные фораминиферы, радиолярии, силикофлагелляты, отчасти динофлагелляты). Микрофитопланктон (диатомовые и другие водоросли, кокколитофориды, отчасти динофлагелляты) в большей степени зависел от температуры воды и объемов поступавших с континента неорганических микрокомпонентов. Следует заметить дополнительно, что относительно более прохладные воды (эвтрофные) были более насыщены необходимыми для жизнедеятельности планктона компонентами, чем более теплые (олиготрофные).

По геохимическим и другим данным отмечены три климатических события, имевших ранг глобальных: палеоценовый изотопный максимум (PCIM – late Paleocene carbon isotope maximum, ~ 55.5–59.8 Ma); инициальный эоценовый термальный максимум (IETM – initial Eocene thermal maximum, ~ 55.3–55.5 Ma); раннеэоценовый климатический оптимум (EECO – early Eocene climatic optimum, ~ 50.3–53.0 Ma), а также ряд местных климатических событий. В регионе Новой Зеландии события проявились очень отчетливо, а в бассейне Западной Сибири контрасты были сглажены.

Начало позднепалеоценового события PCIM отмечено появлением обогащенных органикой кремнистых илов, что может быть интерпретировано как конденсированное отложение осадка, сопровождавшегося расширением зоны минимума кислорода. Увеличение захороненной в морском осадке органической массы связывается с увеличением первичной биопродуктивности океана и с увеличением биомассы на континентах. Палеоцен в целом был временем относительно прохладных морских условий, обусловивших в Западной Сибири во второй его половине биогенное кремненакопление за счет диатомовых микроводорослей, а в регионе Новой Зеландии – за счет радиолярий и силикофлагеллят.

Краткосрочное событие потепления IETM в начале раннего эоцена продолжалось ~ 220 тыс. лет и ознаменовалось повышением температуры земной поверхности более чем на 4°С. Выявлены глобальные изменения в известковой микробиоте (планктонные фораминиферы, наннопланктон), произошедшие в этот короткий отрезок времени. В Новой Зеландии это была вспышка обилия морозовеллид среди планктонных фораминифер, кратковременное появление *Discoaster araneus* у кокколитофорид. Напротив, у радиолярий изменения почти не выражены: происходит некоторое сокращение видового разнообразия: крупные гладкостенные спумеллярии становятся более обильны, но маленькие иглистые формы (например, *Amphisphaera* spp.) снижаются в степени обилия, что характерно и для последних палеоценовых *Buryella tetradica*. В Западной Сибири этот эпизод активизации известковой микробиоты не проявлен.

Сразу же после события IETM, происходило снижение температур, что проявилось в максимальном обилии кремнистых биогенных пород в этом интервале. Последовавшее затем раннеэоценовое событие климатического оптимума EECO – длительный эпизод явного глобального потепления. Данный интервал в Новой Зеландии представлен высококарбонатными породами (известковистые глины, мергели) и является литологическим ответом на общее повышение температур. Формирование биогенных карбонатов шло в основном за счет органики, поступавшей с суши, и карбоната, продуцируемого планктонными фораминиферами и кокколитофоридами. В Западной Сибири – это время накопления диатомитов, диатомовых глин, трепелов, подчеркивающих преобладание биогенного кремненакопле-

ния за счет диатомовых. Радиолярии вносили меньший вклад в аккумуляцию кремнезема.

В целом различия между эпиконтинентальными и океаническими обстановками невелики, если судить по характеру и составу ископаемого планктона. В эпиконтинентальных условиях максимум продуцируемой биомассы планктона приурочен к окраинам бассейна в виде сравнительно неширокой полосы, протягивавшейся вдоль побережья согласно направлению господствующих течений, а в условиях дальнего шельфа биомасса распределена более равномерно. В эпиконтинентальных условиях относительно меньше видов-космополитов, чем в океанских, более свободно связанных с другими частями Мирового океана. Для региона Западной Сибири была более характерна аккумуляция SiO_2 диатомеями, что в Южном океане станет таким же позднее, в неогене. Различия между палеообстановками подчеркиваются флуктуациями обилия тех или иных видов планктона, но это требует очень внимательного и скрупулезного изучения видового состава ориктоценозов. Кроме того, осадконакопление в океанских условиях было более равномерным, а в эпиконтинентальных – более прерывистым, с наличием явных и скрытых перерывов, что требует для их выявления детального изучения особенностей стратиграфического распространения микрофоссилий на видовом уровне.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 06-05-64780).

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗО-НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

С.А. Анисимова, Н.К. Гелетий

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск,
e-mails – svetanisimova@crust.irk.ru, gelnk@crust.irk.ru

Опорные разрезы мезо-неопротерозоя Юго-Западного Прибайкалья расположены в Бугульдейской впадине Прибайкальского прогиба. Они вскрывают отложения байкальской серии, которая имеет трехчленное строение. В ее составе выделяют три свиты: карбонатно-терригенную голоустенскую (250–880 м), терригенно-карбонатную улунтуйскую (300–1550 м) и терригенную качергатскую (300–1600 м).

Голоустенская свита, начинающая байкальскую серию, залегает с глубоким размывом на разновозрастных осадочно-метаморфических породах и магматических образованиях нижнего протерозоя и нижнего рифея, непосредственный контакт с которыми наблюдается на многих участках. В основании разреза, непосредственно на гранитах приморского комплекса нижнего протерозоя (приустьевая часть долины р. Голоустной), залегают терригенные породы незначительной мощ-

ности и светло-серые афанитовые доломиты и известковые доломиты с органогенными микроструктурами строматолитов Stratella golousten-ella Dol. [2].

Текстурный анализ отложений свиты указывает на преобладание спокойных гидродинамических условий бассейна седиментации в голоустенское время, на что указывает преобладание тонкой горизонтальной слоистости, местами нарушаемой редкими течениями (редкая косая слоистость), волнениями (волнистая, линзовидная слоистости, текстуры взмучивания) и оползневыми явлениями (оползневые текстуры). Присутствие туфов в составе нижней подсвиты голоустенской свиты свидетельствует о вулканической деятельности в смежных территориях. Палеонтологический анализ отложений голоустенской свиты свидетельствует о присутствии в них представителей всех групп органических остатков докембрия: строматолитов, микрофитолитов и микрофоссилий [1]. Отложения голоустенской свиты характеризуются трансгрессивным характером осадконакопления. Изменчивость мощностей отложений свиты свидетельствует о расчлененности и неоднородности дна бассейна осадконакопления. Кратковременные периоды понижения уровня моря отмечаются неравномерно распространенными маломощными горизонтами седиментационных карбонатных брекчий. Структурно-текстурные особенности пород свиты указывают на их образование в прибрежной части мелководного морского бассейна, местами, возможно, в лагунных и лагунно-озерных обстановках седиментации.

В принятом нами объеме, улунтуйская свита в большинстве разрезов расчленяется на три подсвиты: нижнюю – терригенно-карбонатную, среднюю – сланцевую и верхнюю – карбонатную. В бассейне р. Голоустной между этими стратиграфическими подразделениями часто имеют место тектонические взаимоотношения. Особенности строения и состава отложений свиты свидетельствуют о трансгрессивном характере осадконакопления в улунтуйское время. Судя по сохранению тенденции резкой изменчивости мощностей свиты, в улунтуйское время всё еще наследуется расчлененность рельефа дна бассейна седиментации, но характер осадконакопления меняется, соответствуя более глубоким обстановкам шельфа морского бассейна. В целом увеличивается глубина бассейна, ограничивается привнос обломочного материала, получают широкое развитие карбонатные рифогенные породы. Наряду с изменчивостью мощностей и преобладанием органогенных карбонатов, характерными особенностями пород улунтуйской свиты являются фосфоритоносность, наличие углеродсодержащих карбонатных и глинистых пород, примесь осадочного кремнезема в породах, отсутствие кварцевых песчаников, широко распространенных ниже по разрезу, а также однообразный минералогический состав терригенных пород. Трансгрессивный ряд отложений бассейна седиментации от прибрежно-морских отложений голоустенской свиты наращивается мелководно-морскими и умеренно-глубоководными шельфовыми фациями улунтуйской свиты.

К мелководно-морским относятся: глинистые сланцы, доломиты с микрофитолитами и строматолитами, фосфатные породы, кремнисто-карбонатные известняки, органогенные известняки. Из текстур осадконакопления наиболее характерна пологоволнистая и горизонтальная слоистость от тонкой до микрослоистой. В чередовании типов пород отсутствует ритмичность, как и отсутствуют специфические текстуры прибрежного мелководья (волноприбойные знаки и т.п.). Лишь обстановка накопления отложений нижней подсвиты соответствует периодически заливаемой морем прибрежной равнине (постоянные и временные водотоки, озера, лагуны, проливы, заливы). В этих отложениях фиксируются текстуры, указывающие на прибрежно-морские условия их образования (пляжевые фестоны, знаки ряби, отпечатки капель дождя, мелкая прерывистая и неправильно-волнистая слоистость). О действии постоянных и временных водотоков в пределах мелководно-морской фациальной зоны свидетельствует тонкая слоистость пород с текстурами мутьевых потоков, образующихся при сейсмических явлениях [3]. Временные снижения уровня моря, кратковременные перерывы в осадконакоплении, маркируются седиментационными брекчиями, инкрустационными карбонатами, а также примесью кварца песчаной размерности и глинистого материала.

Умеренно-глубоководные фации – глинистые, алевритовые и песчано-алевритовые сланцы и алевролиты. Для этих пород характерны горизонтально-слоистые, пологоволнистые текстуры.

В качергатское время завершается этап трансгрессивного осадконакопления в Прибайкальском прогибе. Формирование отложений качергатской свиты происходило в умеренно-глубоководных условиях, о чем свидетельствуют перечисленные далее особенности пород: 1) четко выраженная цикличность и ритмичность пород в разрезах, последняя свойственна небольшим по мощности пачкам и отдельным слоям алевролитов и аргиллитов; 2) преобладание мелкозернистых структур, хорошая сортировка зерен и подавляющий кварцевый состав обломочной части; 3) характерный набор внутренних и поверхностных текстур: среди первых – преобладание тонкой горизонтальной слоистости, нередко напоминающей ленточную, и крайне редкое присутствие волнистой слоистости; наличие мелкой косой слоистости; широкое развитие микрооползневой; из поверхностных – текстуры взмучивания, следы оплывания или веерообразные следы струй растекания; иероглифы, знаки мелкой ряби; микроразмывы; 4) подчиненное развитие карбонатных пород без фитолитов, только в долине р. Куртуна найдена линза доломитов со столбчатыми строматолитами Katavia borlogella Dol., а в терригенных породах – значительные находки микрофоссилий.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (07-05-00537), Интеграционного проекта СО РАН ОНЗ-10 и Университета Париж-6 (проект «Patom Study»).

Литература

1. *Анисимова С.А* Байкальская серия рифея стратотипической местности (Юго-Западное Прибайкалье). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005.17 с.
2. *Дольник Т.А.* Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 2000. 320 с.
3. *Маслов В.К.* О перерывах в осадконакоплении и корреляции разрезов среднего-верхнего рифея в Западном Прибайкалье // Геология и геофизика. 1983. № 7. С. 30–41.

ТИПИЗАЦИЯ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБЛОМОЧНЫХ КАРБОНАТОВ СЕВЕРА УРАЛА

А.И. Антошкина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар, e-mail – antoshkina@geo.comisc.ru

Как известно, в основе генетического анализа лежат первичные признаки породы, образовавшиеся под влиянием определенных способов или механизмов переноса и накопления материала. Поэтому типизация отложений по ведущему геологическому процессу или способу формирования приводит к выделению генетических типов и, соответственно, к выявлению схемы или модели формирования конкретных геологических тел. По генетической классификации В.Т. Фролова [2], карбонатные обломочные образования относятся к механогенному классу.

В отечественной и зарубежной геологической литературе формирование большей части карбонатных обломочных образований связывается главным образом с наличием локальных поднятий морского дна, крутых склонов на рифах и краях карбонатных платформ и обусловлено гравитационным перемещением осадочных масс в виде обвалов, оползней или автокинетических потоков различной вязкости, транспортирующих осадочные компоненты во взвешенном состоянии [1, 3–8 и др.].

Среди многообразия нижнепалеозойских карбонатных отложений в разрезах севера Урала и Приуралья по морфологии геологических тел, взаимоотношению с вмещающими отложениями, их латеральному распространению и составу основных компонентов выделяются четыре группы карбонатных псефитов: брекчии, конглобрекчии, конгломераты и гравелиты. Брекчии часто ассоциируются с коглобрекчиями, а конгломераты с гравелитами, и поэтому, как правило, они объединены при описании. Как показали исследования, механизмы и способы формирования геологических тел карбонатных псефитов весьма разнообразны.

Нижнепалеозойские карбонатные псефиты формировались под воздействием разнообразных факторов: литогенетических, палеогеог-

Типизация нижнепалеозойских обломочных карбонатов севера Урала

Генетический тип	Форма аккумуляции	Механизм формирования	Основной геологический процесс	Обстановка	Форма и размер геологических тел
Брекчии растрескивания	Элювий физический	Седиментационно-дезинтаграционный – физическое выветривание – растрескивание	Субаэральное осушение	Риф, лагуна	Участки до 10 × 10 м в рифах. Пласты мощностью до 20 см среди лагунных отложений
Брекчии и конглобрекчии рифовые		Механический – гидрогенный, приливно-отливный	Волновая абразия	Отмель рифовая	Линзовидные тела мощностью до 5–10 м внутри рифовой толщи
Брекчии и конглобрекчии дебритных потоков	Коллювий склоновый	Механический – гравитационный, подводный осыпной	Обрушение и транспортировка	Континентальный склон	Пласты и линзы мощностью 0.6–2.5 м среди пелагических отложений
Брекчии и конглобрекчии подводных каналов		Механический – гравитационный подводный обвальный	Тектоническая деструкция	Континентальный склон, каньоны	Тела мощностью до 70 м с эрозионной нижней границей
Брекчии обвально-оползневые	Коллювий присклоновый	Механический – гравитационный подводный		Флексуры шельфовой впадины	Пачки мощностью 30–60 м и длиной до 220 км
Брекчии штормовые (темпеститы)	Элювий штормовой	Обвально-оползневый, механический – гидрогенный, волновой прибой	Волновая абразия	Субтораль – базис действия волн	Пласты мощностью до 20 см
Брекчии седиментационно-диагенетические	Элювий физический и химический	Дезинтаграционно-седиментационный – физическое выветривание – дезинтаграционно-диагенетический химический – самосадочный	Субаквальное раскалывание+ вадозная цементация	Супралитораль, литораль	Тела длиной более 4 км и мощностью до 40 м с эрозионными границами
Конгломераты плоскогалечные	Элювий физический	Механический – гидрогенный приливно-отливный	Волновая абразия	Литораль	Линзовидные тела мощностью до 5–10 м среди строматолитов

рафических, колебаний уровня моря и, возможно, климата, что позволило провести их генетическую типизацию и разработать ряд моделей формирования, важных для литогеодинамической реконструкции истории североуральского седиментационного бассейна в раннем палеозое (таблица).

Литература

1. *Елисеев А.И.* К вопросу о происхождении известняковых брекчий карбона гряды Чернышева // Докл. АН СССР. 1959. Т. 126. № 2. С. 351–354.
2. *Фролов В.Т.* Литология. Кн. 3 М.: МГУ, 1995. 352 с.
3. *Чувашов Б.И.* О происхождении горизонтов карбонатных брекчий в каменноугольно-нижнепермских отложениях Предуральского прогиба / Ежегодник 1993. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. С. 53–63.
4. *Шуйский В.П.* Пограничные слои силура и девона в районе мыса Белый Нос на Пай–Хое // Мат-лы по палеонтологии Среднего Палеозоя Урала и Казахстана. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 105–118.
5. *Conaghan P.I., Mountjoy E.W., Edjecombev D.R. et al.* Nibrigyn algal reefs (Devonian), eastern Australia: allochthonous blocks and megabreccias // Bull. Geol. Soc. Am. 1976. V. 87. № 6. P. 515–530.
6. *Cook H.E., McDaniel P.N., Mountjoy E.W. et al.* Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank («reef») margins, Alberta, Canada // Bull. Can. Petrol. Geol. 1972. V. 20. P. 437–497.
7. *Vogel K., Muchez Ph., Viaene W.* Collapse breccias and sedimentary conglomerates in the Lower Visean of the Vesdre area (E-Belgium) // Ann. Soc. Geol. Belgiue. 1992. V. 113. P. 359–371.
8. *Soja C., White B., Antoshkina A. et al.* Development and decline of a silurian stromatolite reef complex, Glacier Bay National Park, Alaska // Palaios. 2000. V. 15. P. 273–292.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И НЕКОТОРЫЕ ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В КРОВЛЕ БОКСИТОВ СУБРа

А.Л. Анфимов

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mail – anfimov@igg.uran.ru

Хорошо изученная надрудная карбонатная плитчатая толща месторождений бокситов эмсского горизонта СУБРа состоит из нескольких пачек, наиболее выдержанной из которых является пачка амфипоровых известняков мощностью 20–50 м. На севере, в пределах Черемуховского месторождения, она в нижней части фациально замещается пачкой листоватых серых глинистых сланцев и мергелей, южнее, на Новокальинском и Кальинском месторождениях, место этой пачки занимают вышеупомянутые амфипоровые известняки [1].

Микроскопические исследования глинисто-карбонатных пород девятнадцати образцов, отобранных в шахтах СУБРа из пород кров-

ли на незначительном удалении от бокситовых залежей, подтвердили разные условия формирования этих толщ. В породах Кальинского месторождения преобладают слоистые разности (слоистость пологоволнистая и косоволнистая) с обедненным составом микрофауны: раковин остракод, тентакулитов, фораминифер, брахиопод, гастропод, водорослей. В породах Черемуховского месторождения видна чаще всего неясная слоистость, наблюдается обильная микрофауна раковин того же состава, многочисленные таллиты водорослей, определена фауна фораминифер, практически не встречающихся на Кальинском месторождении и редко – на Новокальинском месторождении, где микроскопические остатки в целом имеют промежуточный состав. Следует отметить, что в шлифах из Новокальинского месторождения обнаружены единичные обломки базальтов, а из Черемуховского месторождения – обломки кварца. Описанные различия связаны с формированием пород Черемуховского месторождения на большей глубине в условиях депрессии дорудного рельефа, а соответствующих разностей Кальинского месторождения на меньшей глубине, что и привело к обеднению видового разнообразия состава микроскопических остатков.

Дополнительные исследования вещественного состава шести проб из пород кровли с помощью рентгеноструктурного и термического анализа показали присутствие в породах кровли бокситов таких минералов, как кальцит, доломит, бемит, каолинит, слюда, хлорит, пирит, иногда кварц и полевые шпаты. Анализ данных дифференциального термического анализа позволил приблизительно оценить содержания кальцита в пробах 46–76 %, суммарные содержания бемита и каолинита 5–35 % (бемит количественно преобладает), слюды – 0–5 %, пирит 2–8 %, органического вещества – 0.4–1.5 %, доломита – 3–7 %. Содержание нерастворимого остатка в пробах составило 24–53 %, что позволяет отнести почти все породы к мергелям, где нерастворимый остаток составляет 25–50 % [2, 3]. После исключения из состава нерастворимого остатка аутигенного пирита, результаты определения минерального состава были нанесены на треугольную диаграмму, предлагаемую для классификации глинисто-карбонатных пород [3]. При этом три пробы попали в поле мергеля, а остальные три пробы – в поле глинистого известняка.

В связи с этим можно отметить, что к породам кровли неприменим термин глинистые сланцы, т.к. они не имеют вторичной полосчатости благодаря ориентированному расположению чешуек слюды или хлорита и повышенному содержанию метаморфических минералов; карбонатная часть в них, как правило, преобладает над нерастворимым остатком. Темная окраска пород обусловлена повышенным содержанием органического вещества, составляющего 0.4–1.5 %. Согласно имеющимся классификациям, породу принято называть субдоманикоидом, при содержании органического вещества от 0.1 % до 0.5 %, и доманикоидом, при содержаниях соотвстственно 0.5–5 % [3]. Следо-

вательно, к субдоманикоидам следует отнести четыре пробы из шести, к доманикоидам – две оставшиеся пробы. В окончательном виде можно предложить такие названия для исследованных образцов как мергель темно-серый пиритизированный субдоманикоидный, известняк темно-серый глинистый пиритизированный субдоманикоидный, известняк темно-серый глинистый пиритизированный доманикоидный. Минимальное содержание кальцита и соответственно максимальное нерастворимого остатка, как и следовало ожидать, оказалось в пробе из Черемуховского месторождения (формирование пород в условиях депрессии дорудного рельефа).

Присутствие в составе нерастворимого остатка пород кровли одновременно и бемита, и каолинита, и хлорита, и слюды, и слабо измененных обломков базальтов, и обломков кварца подтверждает идеи предшествующих исследователей об образовании залежей бокситов за счет переотложения продуктов латеритных кор выветривания, расположенных на вулканических островах и сформировавшихся в конце раннего девона[1, 4].

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 06-05-65022.

Литература

1. *Гуткин Е.С., Гипп С.К., Ерошевская Р.И. и др.* Эвгеосинклинальный бокситоносный комплекс // Бокситоносные комплексы Урала. Л.: Недра, 1987. С. 55–127.
2. *Теодорович Г.И.* Учение об осадочных породах Л.: Гостоптехиздат, 1958. С. 120–249.
3. *Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др.* Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. С. 163–196.
4. *Шнейдер Б.А., Ширшова Д.И.* Литологические особенности девонской бокситовмещающей толщи Черемуховского месторождения и их палеореконструктивное значение // Геосинклинальные бокситоносные отложения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1979. С. 3–17.

ВРЕМЯ ПРОЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД В СТРАТОТИПИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ РИФЕЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Л.В. Анфимов, А.Т. Расулов, А.И. Степанов, Б.А. Калеганов

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mail – rasulov@igg.uran.ru

На Южном Урале в крупной геологической структуре – Башкирском мегантиклинории – находится разрез рифейских образований, стратотипический для севера Евро-Азиатского материка [5]. В Уральском складчатом поясе названная геологическая структура является блокомотторженцом Восточно-Европейской платформы [3, 6]. Наиболее полный разрез рифея приурочен к западной части Башкирского меган-

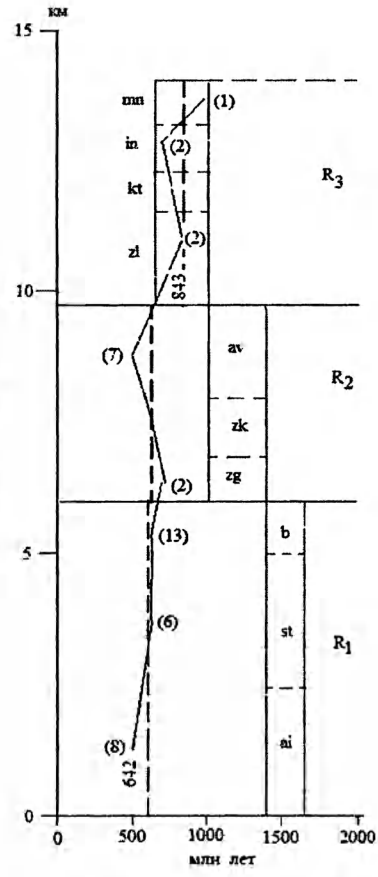
Петрографические типы глинистых пород рифея западной части Башкирского мегантиклинория

№ п/п	Породы	Структура	Стадии формирования	Слоистые силикаты, %	Смешаннослойные образования, %	Распространение в рифейском разрезе
1	Сланцы аргиллитовидные (микросланцы)	Бластопелитовая	Катагенез поздний	Гидрослюда (1 М), 70, хлорит – 15-20	Гидрослюда-монтмориллонит; гидрослюда-хлорит; хлорит-вермикулит, 10-15	Только в R_3
2	Сланцы пелитовые		Метагенез ранний	Гидрослюда+ серицит ($1M>2M_1$), 80, хлорит – 10-15	Хлорит-вермикулит, 5-10	R_1 - R_2
3	Сланцы филлитовидные	Лепидобластовая	Метагенез поздний	Серицит+ гидрослюда ($2M1>1M$), 85%, хлорит, 10-15	нет	
4	Филлиты		Метаморфизм (мусковит-хлоритовая субфация)	Мусковит $2M_1$, 83, хлорит, 17	нет	Только в R_1

тиклинория. Здесь общий разрез стратотипического рифея, суммарной мощностью 12–15 км, расчленяется на три стратона, каждый из которых представляет собой литологический мегацикл [2]. Мощность отложений мегацикла составляет 4–7 км, а продолжительность времени их накопления 300–395 млн лет.

Глинистые породы в составе рифейских отложений являются постоянным компонентом разреза всех егос. По степени метаморфизма, среди глинистых пород выделяются следующие петрографические типы [1, 4]: сланцы аргиллитовидные (микросланцы), сланцы пелитовые, сланцы филлитовидные и филлиты. В процессе перехода от микросланцев к филлитам изменяется политипия диоктаэдрических гидрослюд, слагающих эти породы, от 1 М до 2 М через смеси 1М+2М в различных пропорциях (таблица).

Поведение K/Ar датировок глинистых пород в различных частях сводного разреза западной части Башкирского мегантиклинория приведено на рисунке. Общая закономерность распределения петрографических типов глинистых пород здесь состоит в том, что в низах разреза (айская свита, R_1) развиты филлиты, а в верхах (зильмердакская, катавская, инзерская, миньярская свиты, R_3) – микросланцы. Средняя часть рифейского разреза (верхи R_1 и весь R_2) слагается филлитовидными и пелитовыми сланцами.



Изотопные K/Ar датировки глинистых пород в стратотипическом разрезе рифея западной части Башкирского мегантиклинория на Южном Урале.

Сплошная линия – распределение K/Ar датировок в рифейских свитах. Цифры в скобках – количество изотопных определений. Штриховая линия с цифрами – средние значения K/Ar возраста глинистых пород, выполненные для основных стратонов рифея R_1, R_2 и R_3. Свиты: ai – айская; st – саткинская; b – бакальская, zg – зигальгинская; zk – зигазино-комаровская; av –авзянская; zl – зильмердакская; kt – катавская; in – инзерская; mn – миньярская.

Глинистые породы верхнего рифея прошли в своем развитии только глубинный катагенез, они не подвергались метаморфизму, поскольку датировки их K/Ar возраста не выходят за временные рамки седиментогенеза-диагенеза (см. рисунок). Глинистые породы нижнего и среднего рифея претерпели метагенез и метаморфизм. Их изотопные K/Ar датировки сильно омоложены и отличаются от значений седиментогенеза-диагенеза на 300–700 млн лет (см. рисунок).

Средний K/Ar возраст этих пород в R_1 составляет 642 млн лет, а в R_2 – 654 млн лет, что свидетельствует о том, что метаморфизм здесь коррелируется с временем проявления байкальской эпохи тектонической активности. Временной интервал байкальской эпохи тектонической активности весьма широкий, находится в рамках 680–800 млн лет [5].

В составе диоктаэдрических рифейских сланцев выделяются две группы, одна из которых характеризуется низким содержанием калия (2–5 %), а другая – повышенным (более 5 %). Для саткинской свиты

R_1 по пяти K/Ar датировкам сланцев с низким содержанием калия построена изохрона, соответствующая возрасту 980 млн лет с коэффициентом аппроксимации $R^2 = 0.95$. K/Ar датировки пяти сланцев с таким же содержанием калия из бакальской свиты R_1 дали изохрону с возрастом 1010 млнлет при $R^2 = 0.96$. Десять сланцев с высоким содержанием калия (свыше 5 %) из авзянской свиты R_2 дали изохрону с возрастом 535 млн лет при $R^2 = 0.87$.

Таким образом, несомненно, что диоктаэдрические слюды глинистых пород с высоким и низким содержанием калия характеризуются разным временем своего метаморфического формирования. В верхнем докембрии при усреднении K/Ar датировок глинистых пород эти различия утрачиваются.

Литература

1. *Анфимов Л.В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 290 с.
2. *Анфимов Л.В.* Крупномасштабная цикличность осадконакопления времени рифей-квартер (1,65 млрд лет) в юго-восточном перикратонном погружении Русской платформы // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Материалы регион. научно-практ. конф. Пермь: Изд-во ПГУ, 2007. С. 3–5.
3. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1.6-0.2 млрд лет) и строение Урала. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 253 с.
4. *Кагарманова Н.И.* Глинистые породы рифея Башкирского мегантиклинория. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 158 с.
5. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
6. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир. 2003. 347 с.

ПАЛЕОПОЧВЫ РАЗЛИЧНЫХ ФАЦИАЛЬНЫХ ОБСТАНОВОК РЫБИНСКОГО ГОРИЗОНТА НИЖНЕГО ТРИАСА МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

М.П. Арефьев[1], С.А. Иноземцев[2], А.М. Кузнецова[2]

[1]Музей Естественной Истории Свято-Алексиевской Пустыни, Ярославская обл., e-mail – paleos-3000@mail.ru
[2]Московский государственный университет, г. Москва

Одним из результатов Палеонтологической экспедиции Свято-Алексиевской Пустыни 2007 г. стало продолжение исследования пермо-триасовых почв Московской синеклизы, которое по инициативе Н.М. Чумакова в 1990-х гг. возглавил В.О. Таргульян.

Предыдущие исследования установили в разрезах Климово, Салярево (р. Сухона, вятский ярус) и Анисимово (р. Ветлуга, нижний триас, вохминский горизонт) крупные педокомплексы до 10 м мощности

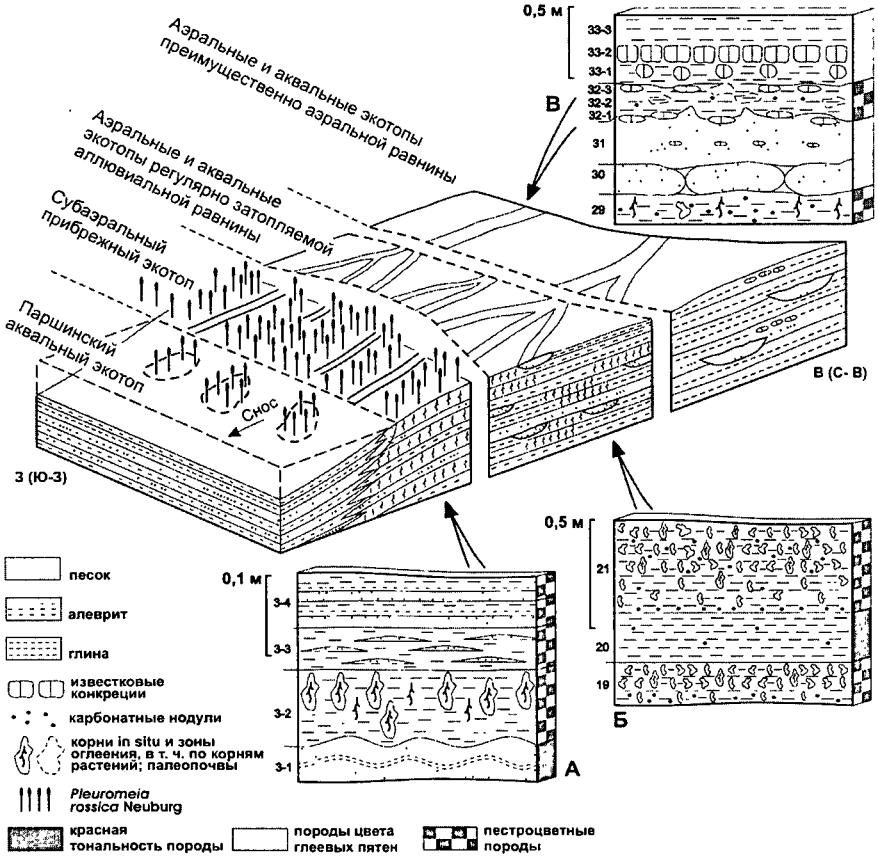
[2]. Отдельные почвенные профили выделялись по голубовато-сизым горизонтам оглеения, заключенным в красноцветную глинистую толщу. Верхние горизонты профилей характеризовались максимальной степенью оглеения. По мере продвижения к нижним горизонтам профилей оглеение красной материнской породы постепенно затухало, уменьшалось проникновение инситных корней растений, увеличивался размер блоков породы, распределение химических элементов демонстрировало ясные закономерности. Для отдельных горизонтов были характерны анальцим, палыгорскит, карбонатные нодули и стресс-кутаны давления. Комплекс признаков указывал на длительную трансформацию осадков в аэральных условиях под воздействием экзогенных агентов.

Полевые работы 2007 г. установили развитие палеопочв в более высоком рыбинском горизонте. Педокомплекс из обнажения Ерденево на р. Лунке (Ярославская обл.) может считаться наиболее близким к ранее изученным разрезам (рисунок Б, сл. 19, 21).

Отдельные уровни обнажений на р. Лунке и серия разрезов на р. Волге между г.г. Пучеж и Юрьевец выделяются маломощными (до 10 см) почвенными профилями, для которых характерно слабое оглеение (рисунок А, сл. 3-2). Педопрофили приурочены к цикличной толще последовательно переслаивающихся маломощных прослоев песков – алевритов – глин, которые градационно сменяют друг друга вверх по разрезу, образуя циклиты (сл. 3-4). В циклитах наблюдается волнообразная слоистость, переходящая в линзовидную (сл. 3-3). Цикличное строение толщи близко к цикличному строению мелководных паршинских отложений, описанных в местонахождении Тихвинское [1], а широкое развитие линзовидной слоистости указывает на регулярную волновую переработку материала на мелководье [3].

В более восточных районах в разрезах Шилиха (р. Ветлуга) и Вахново (р. Шарженга) педоседименты отличаются наиболее мощными горизонтами оглеения с подгоризонтами карбонатных конкреций до 10 см в диаметре (рисунок, В, сл. 32 и 33). В породах присутствует палыгорскит, отмечен гипс, в карбонатных конкрециях наблюдается замещение глинистой силикатной массы кальцитом. Педоседименты приурочены к глинистым пачкам, перекрывающим относительно мощные песчаные отложения аллювиального генезиса.

Полученные данные позволяют рассмотреть на территории Московской синеклизы в рыбинское время три экотопа, для каждого из которых были характерны определенные условия педоседиментогенеза. Ассоциативная связь маломощных почвенных горизонтов (рисунок А) с мелководными бассейновыми отложениями может указывать на их формирование в прибрежных субаэральных (маршевых?) обстановках. Происхождение более зрелых почв (рисунок Б) следует связывать с континентальными фациями. По аналогии с разрезами Климово и Анисимово их формирование могло происходить при систематическом затоплении речных пойм и последующем высыхании



Модель распространения педоседиментов рыбинского горизонта Московской синеклизы по мере удаления от палеобассейна Тихвинское.

А – обнажение Подсорнятево, р. Волга, маломощные примитивные глейсоли. Б – обнажение Ерденево, р. Лунка, бассейн р. Соть, кальциковые глейсоли. В – обнажение Шилиха (р. Ветлуга), кальциковые глейсоли с признаками формирования каличе.

грунта. Педоседименты восточных районов синеклизы (рисунок В) могли развиваться еще более длительное время и, видимо, в более сухих условиях.

Изученный фактический материал позволяет говорить о латеральной изменчивости педоседиментов рыбинского горизонта по мере удаления от палеобассейна Тихвинское [1]. Полученное распределение свидетельствует, что интенсивность процесса почвообразования усиливалась по мере удаления от палеобассейна. Усиление признаков, указывающих на более аридные условия, позволяет связать выявленную закономерность с последовательным уменьшением гидроморф-

ности и падением скорости осадконакопления при удалении от паршинского экотопа.

Литература

1. *Арефьев М.П.* Исследование местонахождения Тихвинское в Свято-Алексиевской Пустыни // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография. Материалы Всерос. конф. Казань: Изд-во КГУ, 2007. С. 9–12.
2. *Жаменко Е.Ю., Таргульян В.О., Чумаков Н.М. и др.* 2000. Палеопочвы в верхнепермских отложениях, река Сухона (бассейн Северной Двины) // Литология и полезн. ископаемые. 2000. № 4. С. 376–390.
3. *Reineck H.-E., Wunderlich F.* Classification and origin of flaser and lenticular bedding // Sedimentology. 1968. V. 11. № 1–2. P. 99–104.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО КОРРЕЛЯЦИИ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ВОСТОЧНОМ БОРТУ ЗИЛАИРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ФАЦИАЛЬНЫХ ОБСТАНОВОК

О.В. Артюшкова, В.А. Маслов

Институт геологии УНЦ РАН,
г. Уфа, e-mail – stpal@anrb.ru

Возникающий периодически интерес к особенностям осадконакопления в девонском бассейне восточных районов Зилаирской мегазоны объясняется появлением новых фактов по стратиграфическим корреляциям стратонов и их вещественному составу. В той или иной мере эти вопросы рассматривались в работах Б.М. Келлера, Д.Г. Ожиганова, Г.А.Смирнова с соавторами, В.Н. Пучкова, Г.А. Мизенса и др.

Авторами настоящего сообщения в 2006–2007 гг. получены новые данные, позволяющие уточнить возрастные характеристики девонских отложений на восточном борту Зилаирского мегасинклинория, которые могут быть положены в основу еще одного представления о девонском бассейне этого района.

Выходы известных датированных образований девона сосредоточены в так называемой «Новоусмановской антиклинали» и выделяются многими предшествующими исследователями как «бетринская свита». Изучение выходов карбонатных пород с отбором продуктивных проб на конодонты, новые пункты находок фауны в кремнистых породах позволили нам дать новое расчленение девонского разреза, залегающего ниже зилаирской свиты.

Выяснено, что нижняя часть девонских отложений представлена в разрезе по правому берегу руч. Кзыл-Балык, левому притоку р. Бетеря ниже д. Новоусманово. В 300 м выше устья ручья обнажены гравийные известняковые микститы (конгломераты) мощностью 2–2.5 м, слагающие небольшую антиклинальную складку. Выше по ручью в обна-

жениях наблюдаются крупнозернистые песчаники с крупными обломками известняков с видимой фауной. Они сменяются в разрезе серыми рассланцованными известняками и глинистыми сланцами, чередующимися с кварцевыми песчаниками. В глинистых сланцах в борту дороги, идущей к броду и к ферме на правом берегу р. Бетеря, встречаются многочисленные отпечатки криноидей очень плохой сохранности. Из сборов В.Н. Пучкова [3] В.С. Милицина определила возраст этой пачки как «среднедевонский, возможно, эйфельский» (в МСШ это D_1e). Д.Г. Ожигановым [2] в известняках были собраны Karpinskya fedorovi Tschern., K. conjugula Tschern., Atrypa reticularis L., Favosites sp. Rugosa и др., распространенные в пражском и в основании эмсского яруса.

Вышеописанные известняковые микститы на руч. Кзыл-Балык представляют собой весьма информативную пачку пород. Их большую значимость для понимания палеогеографической обстановки отмечал Д.Г. Ожиганов [2]. Он писал: «... конгломераты....являются выдающимися по значимости их грубообломочного материала для определения возраста метаморфизма уральских пород и явлений размывов ...» [2, стр. 78]. Действительно, очень важен состав обломков, их размер и степень окатанности. В целом они не сортированы по размеру, неравномерно распределены в породе. Очень хорошо окатаны гальки кварца и кварцитов, обычно небольшого размере (гравийного). Обломки метаморфитов и известняков угловатые и угловато-окатанные. Размеры их колеблются в пределах 1 × 1 и 3 × 5 см, встречаются одиночные кораллы и криноидеи. Многочисленны гальки слюдяно-кварцевых, слюдяно-хлоритовых, слюдяно-полевошпатовых гнейсовидных сланцев, слюдистых гнейсов. Д.Г. Ожиганов [2] отмечал обломки серпентинитов и выветрелых гранитов. Матрикс песчано-карбонатный с идеально окатанными зернами кварца. При растворении микститов и песчаников выделены конодонты, представленные *Icriodus* sp., *Ozarkodina excavata excavata* (Br. et M.), *O. confluens* (Br. et M.), *Panderodus unicostatus* (Br. et M.), *Pandorinellina* sp., которые, по мнению Т.М. Мавринской, распространены в нижнем девоне, скорее, в пражском ярусе, что согласуется с данными по брахиоподам. Близкий комплекс конодонтов обнаружен также в микститах в 2.5 км севернее, на западном склоне горы Артлыш. Общая мощность этой толщи не превышает, по-видимому, 100–120 м.

Отложения, соответствующие эмсскому ярусу нижнего девона, выделялись В.Ю. Родионовым и В.В. Радченко [5] на левом берегу р. Бетери, в 0.8 км ниже устья руч. Кзыл-Балык, об этом свидетельствуют списки конодонтов из известняков, залегающих среди кремнисто-глинистых сланцев, содержащих *Polygnathus serotinus* Telf.

Нами в конце крутой излучины на левом берегу р. Бетери, в 0.8 км ниже устья руч. Кзыл-Балык в скальном выходе известняков мощностью 3.5 м в средней части слоя обнаружены конодонты *Polygnathus linguiformis linguiformis* H., *Polygnathus linguiformis linguiformis* H. mor-

photype *epsilon* Zieg., Kl. et John., распространенные в живетском ярусе среднего девона.

Живетские отложения вскрыты также карьером на северном отроге горы Артлыш, в 0.5 км восточнее брода через р. Бетерю. Они представлены тонкоплитчатыми переслаивающимися кремнисто-глинистыми алевролитами и песчаниками. Встречены также алевролиты с редкими галечками известняков. В кремнистых алевролитах собраны отпечатки конодонтов *Polygnathus* cf. *limitaris* Zieg. et Kl., *Pol.* cf. *ovalmodosus* Zieg. et Kl., *Pol.* cf. *pseudofoliatus* Wit.

Нижний фран выделен в северном замыкании Новоусмановской структуры [4, 5]. Комплекс конодонтов и их отпечатков собран в кремнистых тонкоплитчатых черных алевролитах (буроватых при выветривании) и характерен для саргаевского горизонта франского яруса.

Наиболее высокий стратиграфический уровень, соответствующий верхнему франу, выявлен нами в обнажении известняков, положение которых в разрезе активно обсуждается. В отношении возраста известняков особых дискуссий не возникало – они всегда считались эмсскими [1, 3, 4].

Известняки образуют мощный скальный выход (мощность до 25 м) среди кремнисто-терригенной толщи. Они серого цвета органогенные, иногда с комковатой текстурой, раскристаллизованные, в нижней и верхней частях пачки с тонкими прослойками черных сланцев, аналогичных вмещающим породам. Нами изучен этот фрагмент разреза, детально описанный ранее В.Ю. Родионовым и В.В. Радченко [5], с отбором проб на конодонты. В подстилающей пачке, представляющей собой переслаивание глинисто-кремнистых сланцев и известняков общей мощностью в пределах 2 м, в 1 м от подошвы известняков обнаружены единичные конодонты, среди которых определены *Mehlina gradata* Young., *Palmatolepis* sp., однозначно указывающие на позднедевонский возраст вмещающих отложений.

В собственно известняковой пачке в двух пробах, отобранных ближе к верхней части, обнаружен богатый и разнообразный комплекс конодонтов, соответствующий аскынскому горизонту франского яруса верхнего девона, в составе которого определяющими являются *Ancyrodella* cf. *curvata* (Br. et M.), *Anc. ioides* Zieg., *Anc. nodosa* Ulr. et Bas., *Pa. ederi* Zieg. et Sand., *Pa. eureka* Zieg. et Sand., *Pa. hassi* Mill. et Mill., *Pa. kireevae* Ovn., *Pa. proversa* Zieg., *Pa.* cf. *punctata* H., *Pa. rotunda* Zieg. et Sand., *Pa.* cf. *subrecta* Mill. et Young., *Pa. timanensis* Kl., Kuz. et Ovn.

Находки франских конодонтов в известняковой пачке показывают, что они синхронны терригенно-кремнистой толще и залегают в разрезе. Предположение об аллохтонной природе известняков является ошибочными.

Взаимоотношения с вышележащей зилаирской свитой, скорее всего, как и в других разрезах Зилаирского мегасинклинория имеют постепенный характер.

Таким образом, имеющиеся палеонтологические материалы по району Новоусмановской структуры показывают, что мы имеем дело с последовательным разрезом в объеме всего девона. Подстилающими образованиями служат метаморфиты суванякского комплекса хр. Урал-тау, перекрывающими – граувакки зилаирской свиты фаменского яруса. В составе изученной толщи на нескольких стратиграфических уровнях развиты органогенные известняки разной мощности. С нашей точки зрения, целесообразно эту толщу выделить в новый стратон и отказаться от применения к нему названия «бетринская свита», поставив вопрос о валидности ибрагимовской толщи (горизонта). Общая мощность нового стратона вряд превышает 250 м.

Новые данные по стратиграфии требуют пересмотра представлений о геологической структуре этого района и позволяют сделать следующие выводы о характере палеобассейна.

Рассматриваемая толща формировалась при относительно небольших глубинах бассейна. По всей вероятности, учитывая характер разреза, в палеобассейне эта территория могла представлять собой зону перехода глубокого шельфа в континентальный склон с дифференцированными глубинами.

Наличие обломков метаморфитов и серпентинитов в конгломератах позволяет нам предполагать существование к началу девонского периода в Зилаирском бассейне в области современного хр. Урал-тау небольших локальных островных поднятий, сложенных метаморфитами и серпентинитами. Вполне возможно, что известняковые конгломераты образовывались в результате сингенетичного размыва и переотложения известняков вблизи мест своего формирования.

С начала фаменского времени в Зилаирский бассейн в большом количестве стала поступать грауваккова кластика.

Литература

1. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.
2. *Ожиганов Д.Г.* Стратиграфия и фациальные особенности силурийских отложений западного склона Южного Урала // Ученые записки Баш. пед. ин-та. Вып. IV. Уфа, 1955. С. 55–92.
3. *Пучков В.Н.* Находки девонских конодонтов на западном склоне Урала и их значение для стратиграфии палеозоя Лемвинского типа // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 33–51.
4. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* Оползневые отторженцы мелководных известняков в Сакмарской зоне Южного Урала // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. № 4. С. 935–939.
5. *Родионов В.Ю., Радченко В.В* О возрасте и рудоносности отложений зоны сочленения Зилаирского мегасинклинория и Уралтауского антиклинория // Материалы по геологии и геоморфологии Урала и Приуралья. Уфа: БФ АН СССР, 1987. С. 70–75.

ГЛУБИННЫЕ ПРИЧИНЫ И СЛЕДСТВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ НА ЗЕМЛЕ

Д.А. Астафьев, Е.Е. Иванова, А.А. Пензин

ООО «ВНИИГАЗ», Московская область, пос. Развилка,
e-mail – D_Astafiev@vniigaz.gazprom.ru

В настоящее время на Земле известно более 550 осадочных и нефтегазоносных бассейнов, сформированных в различные геологические эпохи – от раннерифейской до современной. Встречены реликты и более древних осадочных бассейнов (ОБ) с возрастом 3.6 млрд лет. Существующие ОБ приурочены к древним и молодым платформам, различного типа окраинам континентов (пассивным, активным, трансформным), зрелым и зарождающимся геосинклинальным зонам и поясам типа Индонезийского, Океанийского, Скоттия и др. В основании любого ОБ всегда обнаруживается рифт, авлакоген, грабен или их системы (правило Н.С. Шатского, 1947 г.), перекрытые осадочными и вулканогенно-осадочными породами.

Традиционно ОБ рассматривались как литосферные образования, обусловленные дивергентными процессами и одновременно формированием в нижней части литосферы тяжелых эклогитовых или гранулитовых линз [1, 5], погружающихся в верхнемантийные породы, что приводит на поверхности к разломообразованию, блоковой дифференциации коры и формированию надрифтовых депрессий. В принципе, даже в таком понимании бассейногенеза, в тектоно-физическом смысле этот процесс универсален и един для любых типов ОБ.

Однако в последние годы переосмысливаются старые и накапливаются новые материалы ГСЗ, глубинного МОГТ, сейсмотомографии, космической геодезии, мантийной геохимии, которые свидетельствуют о более глубинных и общегеодинамических причинах бассейногенеза. Согласно новым обобщениям [2, 4] процессы, приводящие к бассейногенезу, развиваются на разделе жидкое ядро-мантия, в так называемом слое «Д''». Здесь происходит очаговое плавление нежнемантийного вещества и перераспределение его на постоянно действующую подпитку апвеллинга под океаническими рифтами. Очаг плавления порождает термоплюм, деструкцию вышележащей толщи коромантийной оболочки, декомпрессию и восходящий к поверхности магматизм, а на поверхности Земли формирование рифтов и надрифтовых депрессий, заполненных осадочными породами. Фактически происходит неравномерное гравитационное погружение твердофазных столбчатых тел коромантийной оболочки, разобщенных каналами восходящего магматизма, в очаг плавления на разделе ядро–мантия – так называемая дайвинг-рифтогенная деструкция коромантийной оболочки в границах ОБ.

Обобщение информации о тектонических и геодинамических процессах, происходящих на глобальном и планетарном уровне, с учетом

данных космической геодезии (карт напряженного состояния литосферы и траекторий абсолютных движений литосферных плит), согласно дополненной модели Минстера-Джордана, позволили установить наличие не разрозненных литосферных плит, а строго организованных группировок коромантийных плит, стягивающихся к общим зонам, поясам, областям интенсивного дайвинга коромантийного вещества [3]. Такими зонами и поясами дайвинга являются Альпийско-Гималайский, совмещенный с Восточно-Евразийским поясом субдукции, Кордильеро-Карибско-Андийский и Антарктический. Первый пояс дайвинга объединяет (стягивает) вокруг себя Африкано-Евразийско-Австрало-Западно-Тихоокеанскую группировку коромантийных плит; второй пояс объединяет Южно- и Северо-Американские, Гренладскую плиты и плиты юго-восточной части Тихого океана; третий стягивает Антарктическую континентальную плиту и примыкающие океанические плиты. Такие группировки коромантийных плит представляют собой типичные конвективные ячеи Бенара g-типа, хотя сильно деформированные и усложненные в строении. В зонах дайвинга таких ячеек океаническая или континентальная литосфера погружается (субдуцирует) не в виде слебов, согласно ныне господствующей концепции тектоники литосферных плит, а вместе с нижерасположенным твердофазным мантийным веществом, деструцированным на столбчатые тела, согласно новой концепции – геодинамики коромантийных плит (или секторов). Конвективные ячейки, состоящие из группировок коромантийных плит, разделены планетарными поясами апвеллинга под океаническими рифтами. Спрединг в океанических рифтах является следствием стягивания коромантийных плит, в том числе и океанических, к поясам дайвинга. Наблюдаются также смещения самих зон дайвинга, особенно под активными окраинами, обычно путем поглощения океанических коромантийных плит, что приводит к расколу суперконтинентов, раскрытию новых океанов и появлению новых конвективных ячей, а затем к их слиянию вокруг самой мощной области или пояса дайвинга – типа Палеотетиса. Так формируются Пангеи, дальнейший распад которых связан с усилением дайвинга на какой-либо активной окраине континента, что и приводит к распаду (разрыву) суперконтинента. Такой процесс регулирует отвод эндогенной энергии недр Земли с момента выделения жидкого ядра и образования твердофазной коромантийной оболочки. С этого же момента постоянно формируются ОБ, а в итоге разрушаются в процессе неизбежной аккреции литосферы, латерального и вертикального выжимания осадочных пород (орогенез) и денудации. На протяжении всей истории тектогенеза на Земле, вероятно, существовало около десятка генераций (поколений) ОБ. Последние сохранившиеся генерации – это позднепротерозойские, раннепалеозойские, позднепалеозойские и мезокайнозойские ОБ.

Таким образом, ОБ на Земле являются следствием существования конвективных ячей Бенара g-типа, они являются слабыми зонами дай-

ваний коромантийного вещества преимущественно внутри и на окраинах континентов, а также в зарождающихся и развитых геосинклинальных зонах (преддуговые, задуговые, междуговые ОБ). С одной стороны, бассейногез способствует наращиванию коры континентального типа, а с другой, приводит к ее аккреции и сокращению в результате медленного дайвинга коромантийного вещества на поздних этапах эволюции ОБ. В тектонофизическом смысле ОБ генетически едины, но индивидуальны по всему спектру параметров: размеры, конфигурация, тектоническая приуроченность, условия седиментации, возраст, стратиграфия, литология, геохимия осадочного чехла, геотермический режим, особенности эволюции и т.д.

Литература

1. *Трошков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
2. *Астафьев Д.А.* Коромантийные структуры бассейно- и нафтидогенеза // Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 24–27.
3. *Астафьев Д.А.* Группировки коромантийных плит в современной геодинамике Земли // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2007. С. 31–35.
4. *Скоробогатов В.А., Астафьев Д.А.* Состояние и перспективы развития теорий бассейногенеза, геодинамики и онтогенеза нафтидов // ТЭК России – основа процветания страны. СПб.: ВНИГРИ, 2004. С. 50–59.
5. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

НАДСОЛЕВЫЕ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГРЕМЯЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Е.Ф. Ахлестина[1], Г.А. Московский[2]

[1]Отделение геологии НИИ ЕН Саратовского государственного университета, г. Саратов
[2]Саратовский государственный университет, г. Саратов,
e-mail – MoskovskyGA@info.sgu.ru

В настоящей работе авторы рассматривают наименее изученные надсолевые отложения верхнего структурного яруса, вскрытые в 2007 г. скв. 13 на Гремячинском месторождении (юг Приволжской моноклинали) в интервале 25.8–539.3 м. Они представлены терригенными, терригенно-кремнистыми, терригенно-карбонатными породами позднемелового, палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. Отложения нижнего мела и юры в данном разрезе отсутствуют.

Сеноман (инт. 539.3–501 м) представлен песками глауконитово-кварцевыми (гл. 501.9 м) светло-зеленовато-серыми мелко-среднезернистыми. Кварц (80-85 %) присутствует в виде различно окатанных зерен размером 0.04–0.52 мм. Глауконит составляет 10–15 %. Зерна его имеют зеленую различных тонов окраску, неправильные округлые

очертания, микроглобулярное строение. Размер изменяется в пределах 0.04–0.12 мм. Отмечаются редкие частицы микроклина, плагиоклазов, обломки кремней кварц-халцедонового состава, кианит.

Турон-коньяк (инт. 501.9–464 м) сложен литологически монотонной толщей мелоподобных известняков почти белых тонкодисперсных со слабо выраженными следами биотурбации, состоящих практически нацело из биогенного (кокколитового) пелитоморфного кальцита с беспорядочно рассеянными включениями фрагментов фораминифер, кальцисфер, редких алевритовых зерен кварца, чешуек мусковита, вкраплений пирита, углистых частиц. Коньяк отделяется по фауне.

Сенон (сантон-кампан-маастрихт) (инт. 464–310 м) представлен алевритово-глинисто-кремнистой группой смешанных двух-, трехкомпонентных пород с различными количественными соотношениями породообразующих компонентов. С некоторой долей относительности выделяются следующие литотипы, ритмично чередующиеся между собой: алевролиты (гл. 310 м; 354.4 м; 364 м; 411.8 м), глины кремнистые (силицито-глины – гл. 325 и 354.4 м, глино-силициты – гл. 368.8 м; 374.4 м; 398.4 м; 404.9 м) силициты (гл. 347.2 м; 402 м; 433.2–464.8 м), песчаники (гл. 378.7 м).

Смешанный состав этих пород отражается и в гранулометрическом спектре, и в минеральном составе. Алевритовый материал представлен обычно бесцветными угловатыми и полуокатанными зернами кварца, полевых шпатов, слюдами, глауконитом, редкими акцессориями. Кремнезем тонкой наноструктуры опал-кристобалитового состава с фрагментами радиолярий с замещением выщелоченных полостей цеолитами. Глинистое вещество имеет в основном монтмориллонитовый состав, реже смешанно-слойный иллит-смектитовый. Прослоями отмечается примесь известкового кокколитово-фораминиферового материала, иногда значительная (25–30 %, гл. 347.2 м). Редко встречаются включения известковых золотистых водорослей (гл. 398.4 м). Ключевым прослоем является песчаник глауконитово-кварцевый с губками (губковый горизонт) (гл. 378.7 м).

Палеоген (инт. 293.5–111.5 м) представлен в нижней части (инт. 293.7–?240 м) песчано-алевритовой толщей. Выделенные литотипы-песчаники глауконитово-кварцевые (гл. 293.7 м) и алевролиты (гл. 262.8 м; 256 м) характеризуются темно-серой и серой окраской, неравномерным распределением исходного породообразующего материала, что обуславливает неравномерную плотность, крепость и выделение соответствующих литотипов. Роль цемента выполняет глинисто-кремнистое вещество. При этом кремнезем обычно полигенный (пленочный алюмокремнистый и кремнистый гидрогель, органогенный опал-халцедоновый по губкам), характерный для опоковидных силицитов палеоцена. Глинистое вещество преимущественно монтмориллонитового состава, участками образующее небольшие уплотнения с субпараллельной ориентировкой отдельных чешуек (гл. 262.8 м). Некоторое исключение составляет песчаник кварцево-глауконитовый

(глауконитит) (гл. 283.9 м) в котором глауконит (40–45 %) и кварц (30–35 %) «плавают» в различно окристаллизованном кальцит-ангидритовом матриксе.

Завершающим прослоем нижней части палеогеновых отложений является известняк алевритистый (гл. 244 м), в составе которого породообразующим компонентом является различно окристаллизованный кальцит, участками сферолитового строения и часто со структурой замещенных минералов (кварца, полевых шпатов, слюд, вулканокластов). Гнездовидные скопления образует ангидрит (10–15 %). Среди вулканокластов прослеживаются обломки кислого и базальтового стекла. Описанный известняк аналогичен ранее описанному известковисто-кремнистому туффиту, залегающему в толще позднепалеоценовых-эоценовых диатомитов в районе Нижнего Чира [1].

Выше расположенные по разрезу песчано-алевритово-глинистые породы характеризуются пятнисто-прожилково-линзовидным распределением породообразующих компонентов, значительными колебаниями количественных характеристик в их гранулометрическом и минеральном составе. Отмечается участками насыщенность пород глауконитом (гл. 179.6 м; 170 м) и пиритом (гл. 196.9 м).

Известняки мелоподобные (инт. 155.7–162.4 м), залегающие выше, сложены практически нацело органогенным кальцитом (до 80–95 %) – кокколитовым и фораминиферовым шламом с незначительной примесью в нижней части (гл. 162.4 м) глинистого (монтмориллонита) (10–15 %) и алевритового (10–15 %) материала.

Завершается разрез палеогена толщей сероцветных глинисто-кремнистых пород (инт. 151–111.5 м), среди которых выделяются диатомиты опоковидные, глино-диатомиты и диатомиты глинистые, алевритистые. Породообразующими их компонентами являются органогенный опаловый кремнезем в виде реликтов диатомовых водорослей, силикофлагеллат, редких радиолярий и глинистое вещество (монтмориллонит, незначительная примесь гидрослюды – микроглобулярного глауконита). Количественные соотношения между которыми изменяются в широких пределах. Вверх по разрезу увеличивается количество алевритового материала.

Песок (гл. 112.5 м) кварцевый разнозернистый буровато-серый с преобладанием крупнозернистой фракции (до 50 %) с крупными известковыми включениями (до 3 мм) и с кремнистыми рыхлыми комками, залегающий в верхней части диатомитов, образовался, вероятно, в прибрежной зоне перемыва и переотложения осадков и связан с перерывом в осадконакоплении, наступившем на границе палеогена и неогена.

Неоген (гл. 105.4 м) представлен глиной алевритовой слабо известковистой, плотной однородной. Глинистое вещество тонкодисперсное гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Отмечается примесь кремнистого вещества в виде реликтов диатомовых водорослей, сгустков гидрогеля, биогенного кальцита со следами растворения.

Четвертичные отложения (инт. 25.8–60 м) представлены: суглинками, с комковатой брекчиевидной текстурой делювиальной природы; глинами (45.5 м) песчано-алевритовыми слабо известковистыми светло-серыми с неравномерной сгустковой структурой, обусловленной, по-видимому, многократной переработкой породы почвенными процессами; и глинами алевритовыми светло-коричневыми, участками известковистыми за счет переотложенных фрагментов кокколитового ила, мелоподобных пород, с комковатой текстурой. Глинистое вещество грубочешуйчатое и волокнистое. В минеральном составе алевро-песчаной фракции характерно присутствие барита (до 23 % тяжелой фракции, гл. 25.8 м и 5.7 % гл. 45.5 м), что свидетельствует об опреснении вод бассейна в период накопления этих глин.

Рассмотренный комплекс пород, вскрытых скв. 13, представлен ритмично построенной толщей терригенных, карбонатных, кремнистых отложений и их смешанными разностями. Формирование их происходило в морских бассейнах, развитие которых на протяжении длительного времени связано с периодическим проявлением тектонически обусловленных явлений как глобального масштаба, так и регионального характера (трансгрессии, регрессии).

Переходные рубежи, особенно регрессивно-трансгресивные, отчетливо фиксируются в разрезе литологическими изменениями и (или) перерывами.

Литература

1. *Муравьев В.И., Цеховский Ю.Г., Ахлестина Е.Ф. и др.* Вулканические пеплы базальтового состава из палеоценовых отложений Южного Поволжья // Литология и полезн. ископ. 1997. № 3. С. 327–330.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ – ПРОДУКТЫ ПРИДОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГИАЛОКЛАСТИТОВ КИСЛОГО СОСТАВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Н.Р. Аюпова

Институт минералогии УрО РАН,
г. Миасс, e-mail – aupova@mineralogy.ru

В настоящее время установлено широкое развитие гиалокластитов различного состава и разного возраста в вулканогенно-осадочных формациях Урала. Несопоставимые с осадочными породами скорости литификации гиалокластического материала и буквально мгновенные преобразования гиалокластов зачастую приводят к формированию большого разнообразия продуктов их разложения, что определить его участие и установить присутствие в них не всегда просто.

Влияние состава вулканического стекла на минералогию продуктов, образующихся за счет его гальмиролитического разложения и диагенетического преобразования, не является первостепенным, хотя и наблюдается в осадках современных океанов предпочтительное образование монтмориллонита и хлоритов за счет основного стекла; цеолитов, альбита и кварца – за счет кислого и среднего; палагонита и хлорофеита – по продуктам различного состава. При этом общая направленность этих процессов остается неизменной: трансформация вулканического стекла происходит через хлорофеиты-палагониты, содержащие много воды (10–30 %), и единственный кристаллический компонент – нонтронит. Имеющийся материал приводит также к выводу о том, что формирование в океане обособленных Fe-Si-фаз является обязательным компонентом продуктов преобразования гиалокластического материала [1–3].

Исследованные палеозойские железисто-кремнистые породы колчеданоносных районов Южного Урала локализованы в кровле слоев гиалокластитов кислого состава и образуют локальные прослои и линзовидные тела мощностью обычно от первых сантиметров до первых метров. Верхняя граница железисто-кремнистых слоев обычно резкая, нижняя – с постепенным уменьшением степени «ожелезнения» и постепенными переходами в гиалокластиты. Наблюдаемые зоны перехода от гиалокластитов к таким породам составляют 20–50 см и менее. Прослои гиалокластитов с постепенными переходами в гематит-кварцевые агрегаты встречаются и внутри железисто-кремнистых тел.

Обычно гиалокластиты кислого состава состоят из несортированных обломков различной формы и стекловатого облика. Цвет гиалокластов меняется от зеленого почти до черного, размер обломков варьирует от пылевидных до 2–3 см. В составе гиалокластитов всегда присутствуют литокласты, выделяющиеся на фоне черных угловатых обломков стекла более светлой окраской и сглаженными контурами. Гиалокласты часто имеют конформные, изрезанные, зазубренные ограничения. Часто они теряют обломочную структуру, сливаясь друг с другом, и образуют сплошную массу. Цемент базальный, представлен кварцем, в котором заключены реликты мельчайших гиалокластов. Часто обломки содержат корродированные фенокристаллы кварца с хорошей сохранностью кристаллографических форм, лейсты альбита, зерна сфена и лейкоксена.

В зоне перехода от гиалокластитов к гематит-кварцевым породам наблюдаются все стадии преобразования гиалокластов в гематит-кварцевые агрегаты: наряду с частично измененными обломками, присутствуют почти полностью окисленные обломки.

Центральная часть частично окисленных гиалокластов представлена железистой разновидностью хлорита почти черного цвета. По химическому составу эти фазы близки к шамозиту. По результатам электронно-микроскопических исследований, между центральной и

краевой зонами фиксируются смешаннослойные минералы хлорит-смектитового типа. Эта промежуточная зона имеет неровные края, буровато-зеленоватый оттенок и характеризуется неоднородным составом с отчетливыми вариациями практически всех компонентов. Присутствие CaO в этой зоне, вероятно, связано с образованием аутигенного кальцита или его примесью. Интересным фактом является также в некоторых случаях присутствие лейкоксеновых агрегатов или тонкой прерывающейся каемки голубовато-серого цвета с повышенным содержанием титана, приблизительно параллельной контуру внешней зоны, что может свидетельствовать о миграции титана в процессах преобразования гиалокластов.

Краевая зона представлена веретеновидными частицами, состоящими из тонких срастаний кремнистых и железистых фаз. Эти выделения красновато-бурового цвета с изотропными участками исключительно малого размера (отдельные индивиды 1–2 мкм) и могут быть диагностированы как гизингиритоподобные фазы. Мелкообломочный цемент такого же состава преобразован интенсивнее, чем более крупные гиалокласты, и состоит из прозрачного кварца с небольшой железистой составляющей.

Собственно гематит-кварцевые слои часто имеют обломочное строение, но во многих случаях обломочное строение затушевывается постдиагенетическими процессами. На поверхности окисленных гиалокластов отмечаются различно ориентированные трещинки, которые образуют многочисленные полигональные участки сферолитовых, колломорфных, глобулярно-цепочечных, оолитовых структур. Их слабо раскристаллизованные разности состоят из кремнистой массы с тончайшей (менее 1 мкм) вкрапленностью микросферических частиц гематита, неравномерное распределение которых местами вырисовывает контуры зональных агрегатов. Во многих случаях в центре или по краям таких обломков появляются многочисленные пластинчатые кристаллики гематита в кварцевом цементе. Преобразование гиалокластов бывает настолько полное, что не остается следов первичного субстрата.

Гематит-кварцевые фрагменты образуются по всем компонентам гиалокластитов. Полностью преобразованные обломки более изометричны, ограничения их не так глубоко изрезаны, иногда сглажены и приобретают округлые формы, оставляя четкие теневые оболочки в кварцевом цементе. Под электронным микроскопом наблюдаются неправильные «сгустковые» образования в гематит-кварцевом матриксе, состоящие из тончайших спутанных игольчатых агрегатов или комочков. Исследования микроструктур таких гиалокластов выявили ряд элементов, которые могут рассматриваться как остатки микробиоты: 1) единичные круглые и овальные образования и их скопления в ассоциации с отдельными гематитизированными гиалокластами, 2) бесструктурные нити, которые часто встречаются с круглыми выделениями и 3) беспорядочные скопления мельчайших комочков.

Полученные материалы позволили осветить ряд новых особенностей формирования палеозойских кремнисто-железистых пород в колчеданоносных районах Южного Урала. Реликтовые текстуры и структуры замещения гиалокластов в гематит-кварцевых породах служат надежными признаками их гальмиролитического происхождения. При этом определяющим фактором при выветривании гиалокластов являются степень гидратации и обломочное строение породы, благодаря которому порода обладает большей реакционной поверхностью. Тепловой режим, вероятно, обуславливает лишь скорость и масштабы процессов выветривания. Обсуждение роли бактерий при преобразовании гиалокластов требует дополнительных исследований.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 08-05-00731-а).

Литература

1. *Коссовская А.Г., Петрова В.В., Шутов В.Д.* Минеральные ассоциации палагонитизации океанических базальтов и проблемы экстракции рудных компонентов // Литология и полезн. 1982. № 4. С. 10–31.
2. *Мюллер Г.* Диагенез и катагенез глинистых осадков // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 27–91.
3. *Петрова В.В., Воронин Б.И., Серебренникова Н.Д.* Особенности подводного изменения основного стекла в скважине 160 рейса «Гломер Челленджер» // Литология и полезн. ископаемые, 1980. № 2. С. 133–142.

СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПРОГИБАНИЯ ВПАДИН

А.А. Байков[1], В.И. Седлецкий[2]

[1]Южный Федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, e-mail – ncsc@aaanet.ru
[2]Северо-Кавказский научный центр Южного Федерального университета, г. Ростов-на-Дону, e-mail – ncsc@aaanet.ru

При оценке скоростей вертикальных тектонических движений разного знака в земной коре наиболее достоверно устанавливаются амплитуды прогибания впадин, зафиксированные мощностями их осадочного выполнения. Так как осадочные толщи древних впадин обычно подвергались последующему размыву, максимально точная информация о скоростях осадконакопления и, следовательно, о подвижках ложа бассейнов седиментации может быть получена при изучении кайнозойских прогибов, таких как Черноморская и Афгано-Таджикская впадина и Ферганская депрессия.

Важнейшими факторами, определяющими компенсированный или некомпенсированный осадками характер развития бассейнов,

являются скорость его прогибания ($V_{пр}$), скорость накопления осадков ($V_{со}$) и скорость денудации ($V_д$). Из дальнейшего анализа мы исключаем величину $V_д$, влияющую на скорость накопления осадков, которая может изменяться в очень широких пределах в зависимости от климата, рельефа, состава горных пород и т.д. Например, денудация в гумидных поясах отличается сильным и очень сильным механическим смывом продуктов выветривания (50–240 т/км^2 и выше за год), уменьшаясь вблизи ледовых областей до 10 т/км^2 [1, 2].

Смена глубоководных осадков мелководными означает завершение развития прогиба как некомпенсированного и начало компенсационного осадконакопления. Это возможно лишь в случае, когда скорость накопления верхней части толщи будет больше скорости прогибания ложа бассейна седиментации.

Этап превращения Черноморской впадины из относительно мелководной в глубоководную был кратковременным и, вероятнее всего, одноактным, без чередования опусканий и поднятий дна бассейна, хотя скорость опускания могла колебаться.

Рассчитанные ранее для комплексов отложений палеоцен-антропогенового возраста скорости осадконакопления таковыми не являются, поскольку не учтены уплотнение осадков и другие диагенетические и постдиагенетические изменения, приводящие к значительному уменьшению их мощности. Эти цифры характеризуют скорости образования пород (СОП) указанного интервала времени развития Черноморской впадины.

Черноморская впадина на протяжении кайнозойского времени являлась областью сверхбыстрой седиментации. В палеоцен-плиоцене скорости осадконакопления были одинаковыми, колеблясь, по нашим данным, в пределах 333.3–460 Б, и резко росли в антропогене до 1764.7 Б, а в области подводной дельты Дуная – до 2700 Б. Фактически эти цифры занижены, так как ряд факторов уменьшения мощности осадков и пород нами не учтен.

Количественно скорости прогибания впадины можно признать соответствующими скоростям осадконакопления, кроме палеоцен-эоценового этапа, скорее всего в начале которого дно впадины резко погрузилось, а Черноморский бассейн стал глубоководным. В этом случае впадина будет некомпенсированной.

По нашим расчетам, на палеоцен-эоценовом этапе скорость осадконакопления в Черноморской впадине составляла 333.3 Б, скорость ее прогибания, с учетом катастрофического провала, – 15039.3 Б, в майкопское время $V_{пр} \geq 460$ Б, на среднемиоценовом-плиоценовом этапе $V_{пр} \geq 350$ Б, в антропогене $V_{пр} \geq 1764.7$ Б.

Образование глубоководной Черноморской впадины привело к экологической катастрофе – сероводородному заражению бассейна.

Ферганская депрессия развивалась в компенсированном режиме. По нашим расчетам, скорость терригенной седиментации на масса-

тетском-коктюрлюкском этапах превышала 175 Б, достигая 333 Б, т. е. была сверхбыстрой.

Общее прогибание Ферганской депрессии в олигоцене–неогене составляло порядка 6900 м, скорости прогибания равняются: на массагетском этапе – 258 Б, Аксарайском – 175 Б, коктюрлюкском – 333 Б.

Скорость роста горных хребтов, граничащих с Ферганской депрессией, составила на массагетском этапе 53.4 Б и достигла на голодностепском этапе 10000 Б.

Суммарная амплитуда отрицательных подвижек Ферганской депрессии и поднятий горных хребтов за олигоцен–четвертичное время – около 12 000 м.

Афгано-Таджикская межгорная впадина, как и Ферганская депрессия, развивалась преимущественно в компенсированном осадками режиме. Скорость терригенной седиментации в ее пределах колебалась примерно от 170 Б до 7000 Б, т. е. была сверхбыстрой.

Судя по мощности отложений позднего олигоцена–раннего плейстоцена (более 18 000 м), Афгано-Таджикская впадина и обрамляющие ее горные сооружения испытали огромные по амплитудам и контрастности подвижки, причем скорость прогибания впадины иногда превышала 7000 Б.

Суммарная амплитуда отрицательных подвижек Афгано-Таджикской впадины и поднятий горных хребтов за позднеолигоценовое–раннечетвертичное время составила около 23 000 м. На отдельных этапах скорость опускания Афгано-Таджикской впадины более чем в 20 раз превосходила скорости отрицательных движений Ферганской депрессии.

Литература

1. *Баюков А.А., Седлецкий В И.* Литогенез (мобилизация, перенос, седиментация, диагенез осадков). Ростов-на-Дону: СКНЦ ВШ, 1997. 448 с.
2. *Баюков А.А., Седлецкий В.И.* Количественные методы в геологии. Ростов-на-Дону: СКНЦ ВШ, 2004. 256 с.

ФОРМИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННЫХ АНАЛОГОВ БУДУЩИХ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

С.Г. Баланчивадзе

Геологический институт РАН,
г. Москва, e-mail – dima_SAZ@mail.ru

Современное размещение торфяных месторождений, по мнению большинства исследователей, обусловлено важнейшими факторами торфообразования – климатом, рельефом поверхности и характером водного питания. Образование торфа в современных климатических поясах распространено в тундровых болотах на севере Аляски, Кана-

ды, Шпицбергена, России [3, 5]. Несколько южнее они отмечены на равнинах в бореальной зоне, протягивающейся через Норвегию, Швецию, Финляндию, Канаду. Известны они как на возвышенных плато в Канаде, Турции, ЮАР, так и в высокогорных районах Анд, в поймах рек и надпойменных террасах, оврагах, озерных котловинах, ледниковых депрессиях и тектонических впадинах. Торфяные месторождения обладают различным характером увлажнения и различной интенсивностью осадко- и торфонакопления. Мощность торфа на площади большинства месторождений не превышает 0.5–3.0 м, а торфоносных осадков 5.0–7.0 м. Однако наиболее мощные торфоносные толщи (толщи с перекрытыми торфяниками), достигающие нескольких десятков или сотен метров, приурочены к окраинам тектонических впадин, грабенов, депрессий, примыкающих к современным поднятиям разной величины.

В тектонических структурах месторождения торфа демонстрируют отличие условий, которые сопровождают осадконакопление торфоносных отложений от условий формирования аналогов на обширных равнинах, в ледниковых депрессиях и других формах современного рельефа. Связано это преимущественно с распространением первых в относительно активных тектонических зонах.

Наличие в основании разреза большинства торфоносных отложений в тектонических структурах грубообломочных или грубозернистых осадков, залегающих с угловым несогласием и размывом на подстилающих отложениях, свидетельствует об их формировании в условиях проявления интенсивных дифференциальных тектонических движений на земной поверхности. Сами торфовмещающие осадки формируются в относительно стабильный период преимущественно благодаря изменениям палеогеографических факторов.

На земной поверхности ранне- и среднечетвертичные торфяники сохранены в основном в тектонических впадинах, грабенах, депрессиях. Наиболее мощные современные торфоносные отложения приурочены к аналогичным структурам. Из чего следует, что в истории развития Земли постоянно возникали ситуации, когда области с интенсивным торфонакоплением вне тектонических структур размывались или уничтожались последствиями проявлений тектонических процессов и очередными оледенениями. Поэтому наиболее благоприятные условия, сложившиеся в настоящее время для формирования торфяных болот с интенсивным торфонакоплением на обширных современных равнинах, не являются гарантом их захоронения.

Синхронность развития области осадконакопления мощных торфоносных толщ с областью прилегающих поднятий способствует быстрому захоронению торфяников в их периферийных частях и сохранению от последующих проявлений интенсивных тектонических движений и ледниковых периодов.

Области неоген-четвертичных опусканий в Средиземноморье и восточном Черноморье на континентах приурочены, в большинстве

случаев, к срединным массивам, а острова и высокогорные хребты это в основном бывшие прогибы, иногда достигавшие десятки километров [4]. Такими являлись Большой и Малый Кавказ, окраины Родопского массива, Плато Флориды, глыбовые поднятия Мератус на Калимантане и др.

Большинство современных мощных торфяносных отложений на земной поверхности, отмеченные в активных тектонических зонах и приуроченные к тектоническим структурам – впадинам, грабенам, депрессиям, в Северном и Южном полушариях располагаются в умеренном и тропическом поясах. Неравномерность их распределения на континентах обусловлена геологическим развитием регионов. Они тяготеют к областям относительно интенсивного неоген-четвертичного опускания локального характера, по периферии современных поднятий разной величины.

Следовательно, в истории развития Земли могли существовать аналогичные климатические и тектонические условия, которые мы наблюдаем благодаря сохранившимся в ископаемом состоянии угольным месторождениям и бассейнам разных периодов [1]. Это позволяет предположить, что изучаемые нами угольные месторождения и бассейны охватывают только незначительную часть обстановок торфонакопления прошлых периодов, преимущественно приуроченных к тектоническим структурам.

Климатический фактор, включающий благоприятный водный режим, остаётся важной составляющей интенсивного торфонакопления на земной поверхности. Влияние миграции русел рек оказывает существенное воздействие на перераспределение привносимого терригенного материала в область осадконакопления.

Разнообразие природных условий на земной поверхности в различных географических зонах, сложный, разнообразный геоморфологический рельеф, а также различная геологическая история развития региона обуславливают многотипность торфяных месторождений, но определяющим условием, при котором возможно формирование и захоронение мощных торфогенных отложений является приуроченность их к отрицательным тектоническим формам – впадинам, грабенам, депрессиям и др.

Формирование отрицательных форм, благоприятных для развития современных торфовмещающих отложений, отмечается исключительно в активных краевых зонах орогенных и рифтогенных структур как на побережье, так и на значительном удалении от него, на локальных площадях в различных климатических поясах.

Сохранившиеся до наших дней древние торфяники (угольные месторождения) также формировались преимущественно в тектонических впадинах, грабенах, депрессиях, как и современные. Поэтому с момента зарождения и распространения до момента перекрытия и захоронения в геологическом разрезе фиксируются все проявления дифференциальных тектонических движений на земной поверхности.

Наиболее интенсивная стадия проявлений орогенных и рифтогенных тектонических движений в регионе отражается в мощности и гранулометрическом составе базальных горизонтов. Выше компенсированный геологический разрез отражает периоды относительной стабилизации и проявление умеренных синхронных дифференциальных движений на площади.

В истории Земли, погребённые торфовмещающие отложения, останутся зафиксированными, в большинстве случаев, в тектонических впадинах, зарождение и формирование которых происходило и происходит в периферийных частях бассейнов седиментации, примыкающих к поднятиям разной величины, но обязательно развивавшихся синхронно области осадконакопления. Поэтому, несмотря на то, что тектонические процессы, несомненно влияющие на перераспределение климата на планете, формируя тектонические структуры, благоприятные для зарождения и захоронения угленосных формаций, не отражают климатические пояса торфонакопления, а фиксируют локальные участки с распространением гумидного климата.

Литература

1. *Баланчивадзе С.Г.* Распространение угленосных формаций верхнего палеозоя // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 1. С. 34–47.
2. *Мануилов К.Г.* Торфяное месторождение Филипи (Греция) // Торфяная промышленность. 1979. № 4. С. 23–24.
3. *Марков В.Д., Оленин А.С., Оспенникова Л.А. и др.* Торфяные ресурсы Мира. М. Недра. 1988. 384 с.
4. *Милановский Е.Е., Хаин В Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 326 с.
5. *Тюремнов С.Н.* Торфяные месторождения. М.: Недра, 1976. 473 с.

ТЕКТОНО-КЛИМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ КАК СОСТАВНОЙ ЧАСТИ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ

А.Л. Бейзель

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – beiselal@ipgg.nsc.ru

Осадочная оболочка Земли – это открытая термодинамическая система, получающая энергию извне и рассеивающая ее в окружающее пространство. Разрез осадочного чехла представляет собой не что иное, как запись спонтанных процессов движения энергии. Импульсный характер течения энергии определяет цикличность осадкообразования. Энергетический импульс нарушает сложившееся равновесие в системе и дает начало осадочному циклу («отклоняет маятник»), после чего следует период восстановления равновесного состояния в новых изменившихся условиях. Осадочные циклы, определяемые с термоди-

намических позиций, должны состоять из двух фаз, соответствующих приходу и расходу энергии. Второй закон термодинамики постулирует необратимость движения энергии, поэтому осадочные циклы являются однонаправленными.

Механизм реализации энергетических импульсов в осадочной оболочке имеет двойственную природу – тектоническую и климатическую. Энергия из эндогенных источников передается в экзосферу посредством периодически повторяющихся фаз омоложения рельефа. В активную тектоническую фазу в области сноса происходят поднятия, а в смежных осадочных бассейнах – сопряженные с ними погружения коры. Поднятия и опускания происходят быстро, а выравнивание рельефа за счет экзогенных процессов и заполнение образовавшихся емкостей растягиваются во времени.

Тектоника играет ведущую роль на этапе поступления импульса энергии в осадочную систему, а климат – на этапе ее диссипации. Климатический аспект циклогенеза заключается в том, что вновь созданные барьеры в рельефе земной поверхности изменяют систему циркуляции воздушных масс. Это приводит к изменению как водного, так и теплового режима территории. Изменения водного режима выражаются в том, что в новообразованных горных областях увеличивается количество атмосферных осадков, возрастает речной и твердый сток и т.д. Вода – главный агент эрозии и транспортировки осадочного материала. Без импульса водного стока не будет импульса сноса материала и в конечном счете осадочного цикла. Изменения теплового режима в самом общем виде представляются так: в начале цикла происходит быстрое относительное похолодание (господствует гумидный тип климата), а затем в течение всего цикла происходит постепенное потепление (аридизация климата).

Приведенные выше представления хорошо укладываются в понятие географического цикла В. Дэвиса, детально разработанного в современной географии и геоморфологии. «Фрагменты» этих циклов, определяемых с самых разнообразных позиций, известны также и на геологическом материале. Вместе с тем, внедрению целостного понятия географического цикла в геологический спектр наук и установлению тем самым гармонии в науках о Земле препятствует одно обстоятельство. Среди геологов прочно утвердились представления о том, что в морских осадочных бассейнах отлагается то, что поступает из источников сноса, и наоборот – сносится то, что отлагается. Соответственно, периодам тектонической активизации и омоложения рельефа на континенте в морских разрезах отвечают грубообломочные толщи, а эпохам тектонического покоя и пенепленизации рельефа – глинистые.

В предлагаемой автором тектоно-климатической модели циклогенеза принято обратное соотношение. Ключевым положением модели является представление об инверсии осадочных циклов в береговой барьерной зоне. Здесь происходит трансформация континентальных

прогрессивных циклов (грубые осадки внизу, тонкие вверху) в морские регрессивные (тонкие осадки внизу, грубые вверху) [1, 2].

В погружающихся бассейнах одновременно с поднятиями в области сноса происходят сопряженные погружения земной коры. Динамика погружения осадочных бассейнов симметрична таковой воздымания земной коры в областях сноса, но «с обратным знаком». Поэтому в определенном смысле можно говорить о наклоняющейся поверхности. В морских фациях эти движения фиксируются в виде миграций береговой линии – трансгрессий или регрессий событийного типа либо интерпретируются в категориях колебаний относительного уровня моря.

Знак изменения уровня моря, а также реализация трансгрессий либо регрессий (ТР) зависят от положения шарнира наклоняющейся поверхности относительно береговой линии. Если шарнир находится между береговой линией и областью сноса, то относительный уровень моря возрастает и происходит трансгрессия; если он расположен в пределах морского бассейна, то при прочих равных условиях уровень моря падает и имеет место регрессия; если же он примерно совпадает с береговой линией, то уровень моря в этой точке не изменяется и береговая линия остается неподвижной.

Асимметричные импульсы сноса создают дисбаланс материала в береговой зоне приемных морских бассейнов. В ходе заполнения тектонических впадин это приводит к регрессиям и трансгрессиям (ТР) балансового (миграционного) типа. Они происходят без изменения уровня моря.

Различение двух типов ТР на геологическом материале имеет важнейшее значение. С ними связаны соответствующие геологические и стратиграфические границы, которые совершенно по-разному ведут себя во времени и пространстве. Событийные (мутационные по [3]) границы представляют собой изохронные уровни. Для них не соблюдается правило Вальтера-Головкинского. Изохронные границы должны занимать подобающее им место в стратиграфических схемах.

Границы, связанные с балансовыми ТР внутри циклов (миграционные границы по [3]), испытывают 100-процентное скольжение от подошвы до кровли комплекса и стратиграфического значения практически не имеют. Для границ этого типа правило Вальтера-Головкинского выполняется полностью.

Совокупность разнофациальных отложений, сформировавшихся в ходе реализации единичного импульса сноса, называется осадочным комплексом. На основании изложенного можно видеть, что эти комплексы являются вещественным выражением географических циклов древних эпох.

Изменение алгоритма геологической корреляции разнофациальных разрезов затрагивает практически все разделы и аспекты осадочной геологии, а также имеет значение и для смежных наук – географии, геоморфологии, геологии магматических пород, геофизики и др.

Литература

1. *Бейсель А.Л.* Роль берега как барьерной зоны при формировании осадочной цикличности // Вестник Томского университета. Серия «Науки о Земле». 2003. № 3 (1). С. 36–38.
2. *Бейсель А.Л.* Изменения интенсивности сноса осадков – основной фактор образования осадочных комплексов (на материале юры Западной Сибири) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 5-6. С. 34–44.
3. *Рассохович Н.Б.* К изучению слоистости осадочных горных пород // Литологический сборник. Т. II. М.: Гостоптехиздат, 1948. С. 24–34.

СОГЛАСОВАННАЯ ТИПИЗАЦИЯ ВОСХОДЯЩИХ «ХОЛОДНЫХ» РАЗГРУЗОК В ОБЛАСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ИХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОИЗВОДНЫХ

Г.А. Беленицкая

ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, e-mail – ankudinovo@mail.ru

К настоящему времени большим количеством исследований установлено широкое распространение и значительные масштабы, с одной стороны, восходящих «холодных» (амагматических) инъекционных разгрузок в область осадконакопления, а с другой – их седиментационных «производных». И те и другие прослежены как в современных условиях, где фиксируются непосредственными наблюдениями, так и в палеоседиментационных обстановках, где расшифровываются в составе инъекционно-осадочных рудно-породных комплексов. Доминантными факторами возникновения этих комплексов являются инъекционные поступления в бассейны осадконакопления флюидов и текучих (пластичных и флюидизированных) породных масс и их включение преимущественно in situ, после тех или иных трансформаций, в осадочно-аккумулятивные процессы. Те или иные виды поставляемого материала, способы, режимы и ритмы поставки к местам разгрузки-седиментации определяют виды возникающих отложений и их параметры. В связи с этим правомерно создание совместной типизации инъекционных поступлений и отвечающих им инъекционно-осадочных типов седиментогенеза. Такая согласованная типизация приведена в таблице, в левой части которой систематизированы инъекционные факторы, а в правой – отвечающие им типы отложений.

Типизация проведена в зависимости от базовых показателей инъецируемого материала – от его фазово-вещественных и миграционно-реологических характеристик. Выделены две крупные группы и ряд подгрупп: 1) флюиды с тремя подгруппами – подземные воды и рассолы, жидкие углеводороды, газы; 2) текучие (литокинетические) породные массы, с двумя подгруппами – флюидизированные (разжижен-

СОГЛАСОВАННАЯ ТИПИЗАЦИЯ «ХОЛОДНЫХ» (АМАГМАТИЧЕСКИХ) ВОСХОДЯЩИХ РАЗГРУЗОК В ОБЛАСТЬ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ОТВЕЧАЮЩИХ ИМ ИНЪЕКЦИОННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Составила Г А Беленицкая, 2006

ВОСХОДЯЩИЕ ИНЪЕКЦИИ*			ИНЪЕКЦИОННО-ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ*		
ГРУППА	ПОДГРУППА	ЛИТО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ РАЗНОВИДНОСТЬ** И ПРЕОБЛАДАЮЩИЕ КОМПОНЕНТЫ СОСТАВА ИНЪЕЦИРУЕМЫХ МАСС	ГРУППА, ПОДГРУППА		ЛИТО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ РАЗНОВИДНОСТЬ*** И ДОМИНИРУЮЩИЕ ВИДЫ ОТЛОЖЕНИЙ
ФЛЮИДЫ	Газы	II. УВ, CO_2, (H_2S) и др	ФЛЮИДНО-ОСАДОЧНЫЕ		II. Биохемогенные отложения с повышенной карбонатностью, углеродистостью, угленосностью, сульфидностью
		I. УВ, H_2S, CO_2 и др			I. То же, часто с повышенной сернистостью
	Жидкие УВ	II. Нефть, конденсат			II. Биохемогенные отложения с резко повышенной углеродистостью горючие и черные сланцы (при субаквальной разгрузке), киры (при субаэральной разгрузке)
		I. Нефть, конденсат высокосернистые			I. То же, часто с повышенной сернистостью
	Подземные воды	II. Минеральные воды, преимущественно HCO_3-Na, часто углекислые, с повышенным содержанием Si, Fe, с характерным комплексом *галофобных* микрокомпонентов (щелочной гидрокарбонатно-натриевый тип)			II. Биохемогенные отложения со специализацией, отражающей макро- и микрокомпонентный состав подземных вод часто повышенная кремнистость, железистость, фосфатность, обогащенность Mg-Fe-Na карбонатами, микрокомпонентами "галофобного" типа
		I. Рассолы, преимущественно Cl-Na-Ca, в том числе высокоминерализованные, с характерным комплексом *галофильных* микрокомпонентов, часто H_2S-содержащие (рассольный хлоридно-кальциевый тип)			I. Галогенные отложения и сопряженный комплекс биохемогенных образований, обогащенных макро- и микрокомпонентами рассолов часто повышенная доломитность, сульфатность, микрокомпоненты "галофильного" типа
ТЕКУЧИЕ ПОРОДНЫЕ МАССЫ (*ЛИТОКИНЕТИЧЕСКИЕ*)	***Флюидизированные*** **(разжиженные) породные массы**	II. УВ-водно-грязевые массы газовый, нефтяной, гидро-, грязевой вулканизм	*ЛИТОКИНЕТИЧЕСКИЕ*	*Флюидизатно-осадочные*	II. Образования типа солочных брекчий с комплексом сопряженных биохемогенных (флюидогенных) отложений
		I. УВ-рассольно-соляные массы возможно взрывные выбросы – *«галовулканизм»*			I. Соленосные брекчии (фрагменты сульфатных, карбонатных, терригенных и др пород) с комплексом сопряженных биохемогенных (флюидогенных) отложений
	Реидные **(пластично-текучие) породные массы, участвующие в диапиризме**	II. Глинистые, кремнистые массы диапиризм глиняный, кремнистый и др I. Соляные (сульфатно-соляные) массы диапиризм соляной – галокинез		*Реидно-осадочные*	II. Вынесенный и переотложенный материал диапиров (глинистый, кремнистый и др) I. Соли нового уровня, остаточные накопления (нерастворимые остатки соляных масс, принесенные фрагменты вмещающих пород)

Примечания * Курсивом выделены термины не общепринятые, предложенные автором

** Лито-геохимические разновидности инъецируемых флюидно-породных масс I – галофильная, II – галофобная

*** Лито-геохимические разновидности инъеционно-осадочных отложений (и парагенезов) I – галофильная, II – галофобная

ные) и пластично-текучие (реидные). У флюидов разгрузка осуществляется через разные виды восходящих источников путем излияний, истечений, фонтанирования; у флюидизированных масс – через «осадочные вулканы» путем эксплозивных извержений и истечений; у пластично-текучих масс – через диапиры и диапироподобные тела путем выдавливания, излияния, растекания. Разгрузки разных типов взаимосвязаны и образуют «инъекционные парагенезы», включающие диапиры, «осадочные» (грязевые или другие) вулканы, восходящие источники газов, нефтей, подземных вод и их смесей. В зависимости от литолого-геохимических особенностей инъецируемого материала среди разгрузок каждого вида и их парагенезов намечаются две разновидности – галофильная и галофобная. Для галофильных парагенезов типоморфно наличие соляных масс и высокоминерализованных рассолов при высокой сернистости всех флюидов, для галофобных – их отсутствие при широком распространении углекислых и кремнистых составляющих.

Класс инъекционно-осадочных отложений (инъекционных по способам поступления материала, осадочных – по способам его аккумуляции) включает две соответствующие группы: флюидно-осадочную (флюидогенную), обязанную разгрузке флюидов, и литокинетическую, обязанную поступлениям текучих породных масс. Седиментонакопление обеих групп реализуется как в субаквальных, так и в субаэральных обстановках, локализуясь в очагах разгрузки и в ореолах их влияния. Отложения флюидогенный группы возникают в результате смешения и взаимодействия разгружающихся флюидов с водами и газами зон разгрузки при активнейшем участии организмов (и, особенно, микроорганизмов). Флюидно-осадочные комплексы представлены разнообразными биохемогенными породами и рудами (высокоуглеродистыми, кремнистыми, высокомагнезиальными, окисно- и сульфидно-железистыми, фосфатными, сульфатными, соляными и др.).

Отложения литокинетической группы, обязанные внедрениям текучих породных масс, объединяют две подгруппы – реидно-осадочную (производную пластично-текучих масс) и флюидизатно-осадочную (производную флюидизированных, разжиженных масс). Отложения первой сопряжены с проявлениями диапиризма (соляного, гипсового, кремнистого и др.), сопровождаемыми над- и околодиапировыми биохемогенными флюидогенными образованиями. Комплексы второй подгруппы обязаны проявлениям «осадочного» вулканизма (грязевого, гидро-, нефтегазового, возможно, УВ-рассольно-соляного и т.д.); сложены материалом самих внедрений и продуктов их перемыва, а также широким спектром флюидогенных образований.

Для осадочных последовательностей обычны сочетания (парагенезы) из разных видов флюидогенных и литокинетических образований, отвечающие типичным парагенезам самих инъекций. По лито-

геохимическим особенностям внутри комплексов всех групп и подгрупп и их парагенезов также прослеживаются галофильная и галофобная разновидности, хорошо сопоставимые с двумя разновидностям инъекционных разгрузок.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты 03-05-65100а и 07-05-00907а.

КВАРЦ И МАГНЕТИТ (ГЕМАТИТ) В ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЯХ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ – ЗАГАДКА ПРИРОДЫ

И.А. Бергман

Всероссийский институт минерального сырья МПР, г. Москва, e-mail – vims@df.ru

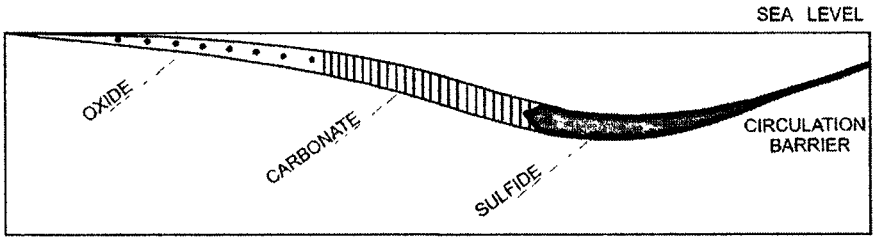
С точки зрения минерального состава железистые кварциты раннего докембрия – уникальные образования. Действительно, в природе нет других формаций, в которых кварц и магнетит (гематит) были бы пространственно столь тесно связаны. Это, а также планетарные масштабы этой связи, породило двойственное отношение к их сонахождению. С точки зрения различия их свойств они вроде бы не должны сочетаться, реально – они сочетаются и, как отмечено выше, в планетарных количествах. Так что за причины, которые свели кремний и железо в воспринимаемых двойственно минеральных формах?

В начале XX столетия распространение получили экспериментальные исследования по взаимодействию разнозаряженных коллоидов кремнезема и гидроксидов железа, и в этом явлении исследователи увидели ключ к разгадке вещественной природы железисто-кремнистых формаций (Moore, Maynard, 1929; Плаксенко, 1966 и др.). В частности, Н.А. Плаксенко на основании совпадения отношения молекулярных количеств железа и кремнезема в железистых кварцитах Курской провинции с интервалом максимальной совместной коагуляции коллоидов кремнезема и гидроксидного железа, экспериментально установленным В.Н. Симаковым (1928), и некоторых других материалах был сделан вывод о том, что гематит-магнетитовые и гематитовые кварциты КМА – продукт метаморфизма коллоидных кремнисто-гидроксидножелезистых осадков. Последующий критический анализ изложенных выше материалов показал, что Н.А. Плаксенко и В.Н. Симаков рассчитывали разные отношения – соответственно SiO_2/Fe и Fe_2O_3/SiO_2. Неверным оказался и вывод об устойчивой количественной связи на фациальном профиле рудного железа и кремнезема на фоне некоторого снижения содержания последнего к концу рудной части профиля. Причины – Н.А. Плаксенко не учел резкое изменение плотности пород от ~ 3.0 в начале рудной части фациального профиля до ~ 4.0 в конце, и, кроме того, нельзя при-

знать корректным использование для суждения о закономерностях распределения кремнезема на фациальном профиле аналитических данных, в которых суммировано механическое смешение кремнезема силикатных и кварцитовых слоев. Если принять во внимание сказанное выше, то окажется, что содержание кремнезема к концу фациального профиля не снижается, а увеличивается, причем резко – примерно в два раза – за счет кварца, содержащегося в кварцитовых слоях (20–30 → 50–60 %).

Продолжением воплощения идеи протогенетической связи кварца и магнетита (гематита) в железистых кварцитах явились представления об их парагенности (Чернов, 1964, 1970; Семененко, 1966; Глаголев, 1966 и др.). В последующем эти представления легли в основу создания кварц-магнетитового изотопно-кислородного геотермометра (Becker, 1971 и др.), куммингтонит-гематит-магнетит-кварцевого (как предположение) геотермометра, а также геооксометров – ортопироксен-магнетит-кварцевого, и др. (Фонарев, 1987). Забегая вперед, отметим: несостоятельность этих моделей не только и не столько в отсутствии критериев парагенности (Бергман, 2000), сколько в контрастном различии их свойств – физико-химических, термодинамических и др.

Не всеми геологами тесная пространственная связь кварца и магнетита (гематита) воспринимается как связь протогенетическая. Основание – отмеченная выше контрастность их свойств. Однако для более резкого суждения о кварце и магнетите (гематите) как **минералах-антагонистах** у исследователей или не хватает аргументов, или от такой резкой оценки их что-то сдерживает. Возможно, исследователи не видят механизма, способного свести столь непохожие по свойствам минералы в единую формацию. Действительно, кварц в железисто-кремнистых формациях озадачивает буквально всех. Специалисты не знают, что с ним делать, «в какую нишу поместить»: его не замечают, превращают в безликий балласт – некий придаток железу, наконец, в буквальном смысле выбрасывают. Примером тому фациальный профиль отложения соединений железа в гипотетическом древнем бассейне седиментации провинции оз. Верхнего, Канадский щит, по Г.Л. Джеймсу (рисунок). Судя по всему, цитируемый автор не нашел места для кварца на фациальном профиле железисто-кремнистой формации (40–45 %) и его просто опустил. В модели древнего железисто-кремнистого рудогенеза провинции Трансвааль, Южная Африка, К. Клейн и Н. Бекес (Klein, Beukes, 1993) присоединили кварц к железу и сделали их общим источником гидротермы океанических областей базальтоидного вулканизма. Между тем, подобные гидротермы генерируют не свободный кремнезем, а силикаты типа нонтронита/монтмориллонита, отсутствующие в железистых кварцитах; ниже зоны окисления нет в них и реликтов гидроксидного железа, слагающего металлоносные осадки, следовательно, нет и петрографических признаков образования магнетита за счет



Фациальный профиль отложения соединений железа в гипотетическом баррированном бассейне, докембрий (James, 1954).

гидроксидов железа. По сравнению с цитируемыми выше авторами, В.Е. Хаин (2000) древний железисто-кремнистый рудогенез вплотную приближает к спрединговым зонам. Так, с его точки зрения, «Основным источником железа и марганца (раннедокембрийского железонакопления – не железисто-кремнистого, а железонакопления! – И.Б.) являлись очевидно, гидротермы, приуроченные к спрединговым хребтам и, вероятно, горячим точкам над мантийными плюмами ... Осаждению руд (не железистых кварцитов, а руд! – И.Б.) способствовало постепенное повышение содержания в морской воде кислорода; оно и привело к смене закисных руд архея (руд, а не железистых кварцитов! – И.Б.) окисными в раннем протерозое». Как видим, у В.Е. Хаина кварц в железистых кварцитах на подступах к спрединговым хребтам потерялся. Действительно, откуда ему взяться в гидротермах, приуроченных к спрединговым хребтам или горячим точкам над мантийными плюмами? Кроме того, как связать его осаждение с железом кислородом, если кремний, в отличие от железа, валентность 4+ не меняет? Между тем, кварц является важнейшим индикатором природных процессов. Дело в том, что свободный кремнезем, вместе с карбонатами, является неотъемлемой составной частью углекислотного выветривания. Поэтому только углекислотное выветривание в сочетании с бескислородной восстановительной атмосферой могло создать условия для планетарного накопления в древних бассейнах седиментации железа и свободного кремнезема. Тесная пространственная связь магнетита (гематита) с кварцем в железистых кварцитах раннего докембрия – итог 3-х процессов: трансгрессивно-регрессивной миграции фаций, которая привела к механической перемежаемости продуктов двух смежных хемогенных фаций – сидеритовой и силицитовой, метаморфизма, следствием которого явилось образование магнетита и, частично, гематита за счет сидерита в рудных слоях, кварца – за счет хемогенного силицита в силицитовых слоях, и, наконец, регрессивного окварцевания, выразившегося в частичном–полном замещении непрореагировавших железистых карбонатов рудных слоев с образованием в конечном счете магнетитовых (гематит-магнетитовых) кварцитов.

УЧАСТВОВАЛ ЛИ ВУЛКАНИЗМ В ОБРАЗОВАНИИ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

И.А. Бергман

Всероссийский институт минерального сырья МПР, г Москва, e-mail – vims@df.ru

Впервые вулканизм привлекается к объяснению происхождения древнейших железисто-кремнистых формаций (ДЖКФ) в статье Ч. Лейса и Ч. Ван-Хайза (Leith, Van Hise, 1911) по району оз. Верхнего, Канадский щит. Последующая дискуссия, развернувшаяся по проблеме генезиса этих уникальных образований, в конечном счете завершилась их компромиссной классификацией на железисто-кремнистые формации вулканогенно-осадочного (Алгома, Балтийский/Верховцевский) и осадочного (Лейк Сьюпериор, Криворожский) типов; первые ограничили существенно археем, вторые – ранним протерозоем.

Следующие положения приводятся в обоснование вулканогенно-осадочного генезиса железистых кварцитов: 1) ассоциация железистых кварцитов с метаморфизованными, как считают, лавовыми излияниями основного, реже – кислого состава, и/или сопровождающими их туфосланцами и туфобрекчиями; 2) принадлежность железорудных комплексов к океаническому типу с гидротермальным источником вещества, в т.ч. приуроченному к зонам спрединга (Jacobsen, Pimentel-Klose, 1988; Alibert, McCulloch, 1993; Arora et al., 1995; Хаин, 2000 и др.); 3) сходство в проявлении положительной Eu аномалии, а также общем виде кривых нормированного распределения РЗЭ в железистых кварцитах и **современных** океанических металлоносных осадках, связанных своим происхождением с подводным вулканизмом (Dymek, Klein, 1988; Klein, Beukes, 1989; Alibert, McCulloch, 1993 и др.); 4) свойственные железистым кварцитам раннего докембрия положительные значения параметра ε_{Nd}, указывающие на участие мантийного источника в их образовании (Jacobsen, Pimentel-Klose, 1988 и др.).

В гипотезах вулканогенно-осадочного генезиса ДЖКФ оказалось упущенным следующее: 1) общая концепция обоснования вулканогенно-осадочного генезиса ДЖКФ. Из сферы обсуждения по существу выпала проблема древних природных эталонов, и не ставится задача по их созданию; не сформулированы принципы и не обоснованы методы, обеспечивающие корректное решение этой задачи, не обсуждается правомерность подмены в реконструкциях древних эталонов **современными**, приобретшая массовый характер; 2) имеют ли исследователи право классифицировать ДЖКФ по генетическому принципу по реконструкции метаморфизма? Что является критерием метаморфизма – мнения исследователей о его отсутствии (распространенный прием) или конкретные реконструкции, выполненные с соблюдением законов логики познания? 3) каким образом в ДЖКФ в планетарных

масштабах оказались пространственно совмещенными минералы-антагонисты – кварц и магнетит (гематит)? 4) отсутствие в ДЖКФ ниже зоны окисления реликтов гидроксидного железа, являющегося главным рудным минералом металлоносных осадков; 5) **обоснование** механизма слоистого сложения ДЖКФ; 6) элементная геохимия (As, P, B, V, Cr, Co, TR, Mo, U, Th ... 1000Li/Mg и др.).

Идею связи древнего железисто-кремнистого рудогенеза с вулканизмом блокируют следующие соображения: 1) отсутствие древних **эталонных** железисто-кремнистых формаций вулканогенно-осадочного генезиса; 2) в природе **не существует** таких физико-химических процессов (включая вулканизм во всех его проявлениях), которые обладали бы способностью объединить в единую планетарную систему совмещенные в железистых кварцитах докембрия кварц и магнетит (гематит) – минералы-антагонисты; 3) идея формирования древних железисто-кремнистых формаций в океанических бассейнах и их связи с подводным вулканизмом спрединговых зон неприемлема также по следующим причинам. Во-первых, в металлоносных океанических осадках неосуществимо слоистое сложение, свойственное железистым кварцитам; последнее возможно только или в шельфовой обстановке или в осадочных бассейнах – там, где реализуется трансгрессивно-регрессивная миграция фаций. Во-вторых, контрастное различие железистых кварцитов и металлоносных океанических осадков (1) во времени: докембрий – современная эпоха, (2) в первых свободный кремнезем, во вторых – силикаты типа нонтронита/монтмориллонита; образование свободного кремнезема требует углекислотной обстановки, образование силикатов в углекислотной обстановке запрещено, (3) порядковая контрастность в абсолютном содержании элементов-сорбатов и величине Li/Mg отношения; 4) с точки зрения логики познания пространственная ассоциация природных объектов – в том числе железисто-кремнистых формаций с предполагаемыми (пусть даже реальными!) подводными лавами – внешняя форма связи; в единстве с внутренней формой связи определяющей является внутренняя (генетическая), а не наоборот, как интерпретируют геологи; 5) проведение аналогии вида кривых нормированного распределения РЗЭ в железистых кварцитах и современных металлоносных океанических осадках, включая присущие им эффекты, противоречит принципу историзма геологической науки. Кроме того, эта аналогия ограничена видом кривых, тогда как по абсолютному содержанию РЗЭ и по их соотношению с железом цитируемые объекты контрастны; полная аналогия железистых кварцитов по указанным параметрам существует только с железистыми карбонатами, что тенденциозно игнорируется; 6) ε_{Nd}, как параметр, которому придается значение критерия в распознании источника вещества, в т.ч. железистых кварцитов раннего докембрия, (мантийный – коровый), не может быть принят во внимание по причине несоответствия с законами логики познания. Во-первых, отсутствуют такие древние эталоны ε_{Nd}, численные значения которого надежно разграничивали бы источник вещества изучаемых объектов на коровый и мантийный.

которых, вызывают недоумение постулаты, на которых базируется этот критерий. Речь, в частности, идет о модели, в соответствии с которой мантии Nd «инкриминируется» эволюция в **однородном** резервуаре с отношением Sm/Nd, равным этому отношению в хондритовых метеоритах (**однородном** хондритовом резервуаре или CHUR) (Г. Фор, 1989, с ссылкой на DePaolo, G. Wasserburg, 1976). Дело в том, что идея существования в прошлом однородного хондритового резервуара – **очень грубая идеализация природных процессов;** строго говоря, это методологический (философский) абсурд. Абсурд потому, что однородность по существу является синонимом прекращения материей движения, развития. Убедиться в обратном просто, если «взглянуть» на нашу Солнечную систему, на планеты и их обращение вокруг Солнца, на положение, размеры и форму континентов, на геологическое строение континентов, и т.д. Поэтому, прежде чем пользоваться этим критерием на практике, в него должны быть внесены коррективы, полученные на основе изучения геологических объектов **с установленным источником вещества,** в том числе и прежде всего **железисто-кремнистых формаций раннего докембрия** (Бергман, 1991, 1992 и др.); 7) в соответствии с разработанной автором элементно-геохимической моделью железистые кварциты раннего докембрия вне зависимости от абсолютного возраста, географического и геологического положения, степени метаморфизма и т.д. являются продуктом метаморфизма двух смежных хемогенных фаций – **сидеритовой и силицитовой**, отлагавшихся в конечных водоемах стока за счет сноса **вещества с континентов** в условиях **углекислотной восстановительной атмосферы**; их слоистое сложение – следствие **трансгрессивно-регрессивной миграции**, вызываемой эпейрогеническими движениями (Бергман, 1988, 1991, 1992 и др.).

К 140-летию труда Н.А. Головкинского
«О пермской формации в центральной части
Камско-Волжского бассейна», 1868 г.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Г. Берто[1], Н. Ванденберг[2], В.Г. Изотов[3], Л.М. Ситдикова[3], А.В. Ламомов[4]

[1]Французское седиментологическое общество, Франция
[2]Лювенский католический университет, Бельгия
[3]Казанский государственный университет, г. Казань, e-mail – sitdikova8432@mail.ru
[4]ИГЕМ РАН, г. Москва

Восток Русской плиты является эталонным регионом развития верхнепермских отложений, выделенных Р.И. Мурчисоном в середине XIX века в составе пермской системы. Однако если в стратигра-

фическом плане исследователи приходят к общим заключениям, то в отношении палеогеографии и интерпретации седиментологических характеристик мнения исследователей существенно расходятся. Это объясняется тем, что именно на востоке Русской плиты отложения казанского яруса пермской системы представлены двумя регионально развитыми формациями: сероцветной – лагунно-морской, получившей распространение в приказанском районе, и красноцветной, развитой в пределах верхнекамского бассейна.

Условия взаимоотношений комплексов пород, слагающих эти формации спорного генезиса, достаточно сложны, дискуссионны и связаны с многофакторными явлениями палеографического, палеоклиматического и тектонического планов [3]. Изучение особенностей взаимоотношения этих формаций впервые было проведено Н.А. Головкинским, а результаты этих исследований были им сформулированы в виде правила, объясняющего седиментологические взаимоотношения комплексов пород в зонах фациальных переходов [1] и получившего в дальнейшем наименование правила Головкинского-Вальтера. С целью анализа этого правила нами были проведены многоплановые исследования, направленные на изучение количественных взаимоотношений комплексов пород в области фациального перехода этих формаций. В основу анализа был положен геологический профиль, отражающий результаты бурения 75 разведочных скважин, пересекающий область развития верхнепермских отложений на расстоянии более 400 км от приказанского района до Пермо-башкирского свода, а также профиль по долине р. Кама. Анализ изменений количественных взаимоотношений основных типов пород рассматриваемых формаций в зависимости от положения точки наблюдения по профилю свидетельствует [4], что эти взаимоотношения имеют закономерный характер и могут быть описаны линейными дифференциальными уравнениями первого порядка. Таким образом, процентные содержания конкретного типа породы связаны с расстоянием по изученным профилям экспоненциальной зависимостью.

Однако кривые содержания отдельных типов пород по изученным профилям различно сдвинуты относительно положения зоны фациального замещения, что позволяет построить ряды последовательности смены ведущих литотипов пород в зоне взаимоотношений формаций. В частности, для нижнеказанских отложений такой ряд представлен следующей схемой: сероцветные песчаники – комплекс карбонатных пород – сероцветные глинисто-алевритовые породы – красноцветные глинисто-алевритовые породы – красноцветные песчаники – зеленовато-серые песчаники.

Для верхнеказанских отложений, которые характеризуются более контрастными условиями осадконакопления, наблюдается как сужение самой зоны фациального взаимоотношения формаций, так и смещение ее на запад, и частичное совмещение зон развития ведущих литотипов пород, что связано в первую очередь с редукцией морского

Приказанского бассейна и соответственно с сужением зоны взаимоотношения формаций.

Следующим важным фактором, определяющим особенности палеогеографии верхнепермского времени и палеогидродинамики формирования осадочных толщ в зоне взаимоотношения формации, является реконструкция направлений палеотечений в рассматриваемых бассейнах осадконакопления, проведенная на основании анализа ориентировки плоскостей падения косой слоистости песчаников, выполняющих многочисленные палеорусла подводных течений. Анализ направлений косой слоистости в зоне фациальных взаимоотношений формации позволяет в целом проследить направление палеопотоков. Этот анализ проводился с использованием равнопромежуточной экваториальной проекции – сетка Каврайского.

Изучение полученных диаграмм ориентировки направлений падений косых слойков песчаников, проведенных отдельно для уфимских, нижнеказанских и верхнеказанских отложений, свидетельствует о существенных изменениях направлений палеопотоков в зоне взаимоотношения формаций в связи с эволюцией палеобассейнов. В частности, в уфимское время, когда существовал лишь верхнекамский бассейн осадконакопления, палеотечения в его западной части имели юго-восточное направление вдоль береговой линии уфимского бассейна.

Нижнеказанское время характеризуется широким разбросом палеотечений, что связано с периодическим преобладанием потоков либо из открывшегося Приказанского бассейна в Верхнекамский, либо в противоположном направлении. В верхнеказанское время, в связи с отмеченной выше редукцией приказанского лагунно-морского бассейна, палеотечения приобретают более определенное западное направление. При этом в южной, более широкой, части зоны взаимоотношения формации выделяются два преобладающих направления палеотечений – западное и юго-восточное. Северная, более узкая, часть зоны взаимоотношения формаций характеризуется одним юго-западным максимумом палеотечений, свидетельствующим о том, что в верхнеказанское время преимущественное развитие имели палеотечения из Верхнекамского бассейна в Приказанский.

Проведенный анализ палеотечений в соотношении со структурно-тектоническими планами пермских отложений свидетельствует, что положение зоны взаимоотношения формаций – зоны фациального перехода в казанское время определялось центрально- регионально-тектонической структурой Восточно-Европейской плиты – системой поднятий Татарского свода, что и обусловило разделение верхнепермских палеобассейнов, а отклонения палеопотоков в этой зоне связано со структурами третьего порядка, осложняющими поднятия Татарского свода.

Особенности взаимоотношения формаций на фоне палеоклиматических условий определили и гидрохимический режим зоны фациальных взаимоотношений. Это проявилось в развитии в пределах этой зоны специфического медного оруденения, представленного конкре-

ционными рудами, локализованными в палеостарицах подводных палеопотоков [4]. Медное оруденение рассматриваемой зоны представлено конкреционным типом руд, локализованных в глинисто-алевритистой массе, выполняющей старичные палеоврезы. Формирование этих руд связано с выпадением и последующим перераспределением медных соединений в зоне фациального взаимоотношения Приказанского Верхнекамского палеобассейнов и соответственно в связи с изменением химизма вод контактирующих бассейнов от кислого, характеризующего условия формирования красноцветной формации до щелочной, характеризующей условия формирования карбонатно-сульфатных толщ лагунно-морской формации приказанского бассейна.

Отмеченные фациальные взаимоотношения претерпевали и активную эволюцию во времени развития бассейнов, что дает возможность использовать секвенс-стратиграфический подход для решения вопросов корреляции разнофациальных отложений изучаемых бассейнов, особенно в зоне их взаимоотношения [2].

Проведенный анализ особенностей соотношений пород в зоне перехода формаций верхнепермского комплекса отложений позволяет с более глубоких позиций трактовать правило Н.А. Головкинского о динамике смены литотипов пород в зонс перехода (взаимоотношения) формаций. Полученные данные свидетельствуют, что в верхнепермское время после формирования красноцветных толщ уфимского яруса произошло вторжение вод бореального пермского бассейна в приказанский район за счет активизации прогибаний в области Казанско-Кировского прогиба. При этом условия осадконакопления красноцветных отложений были локализованы в пределах Камско-Бельской впадины, а лагунно-морские условия осадконакопления были локализованы в пределах Казанско-Кировского прогиба, а структурные поднятия Татарского свода разделяли эти бассейны, которые были гидродинамически связанными. Однако характер этой связи постоянно менялся, что выразилось как в режиме палеопотоков, так и в палеогидрохимии среды, что и обусловило специфику геолого-литологических особенностей зоны взаимоотношения формаций и обусловило закономерности распределения осадков в этой зоне в соответствии с правилом Н.А. Головкинского.

Литература

1. *Головкинский Н.А.* О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. Материалы по геологии России. Т.1. Санкт-Петербург. 1968. 146 с.
2. *Изотов В.Г., Ситдикова Л.М., Ванденберг Н.* Особенности формирования секвенционно-литологических ритмов в пределах верхнеказанских бассейнов // Изменяющаяся геологическая среда. Т. 1. Казань: Изд-во КГУ, 2007. С. 102–104.
3. *Ноинский М.Э.* Краткий очерк истории изучсния недр Татарской Республики. «Геология и полезные ископаемые Татреспублики». Казань: Татиздат, 1932. С. 47–68.

4. *Полянин В.С., Изотов В.Г.* Минералогия и геохимия медных руд Вятско-Камской полосы // Ученые записки КГУ. Т. 126. Кн.2. Казань: Изд-во КГУ, 1967. С. 36–44.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РАЗМЫВА КОНСОЛИДИРОВАННЫХ ГРУНТОВ ВОДНЫМ ПОТОКОМ

Г. Берто[1], А.В. Лаломов[2]

[1]France, International Association of Sedimentologists
[2]ИГЕМ РАН, г. Москва, e-mail – lalomov@mail.ru

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 [5], 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, связывающих глубину ямы размыва с параметрами струи и характеристиками дна.

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 м^3/с, скорость воды V = 3.5 м/с, глубина потока H = 0.5 м. Граниты разбиты трещинами на отдельности, преобладающий размер которых равен λ = 0.25–0.30 м, падение пластов на мерном участке α = 25–35. Ежедневные (в течение 12 дней) измерения отметок дна показали, что при скорости потока 3.5–4.0 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 отдельные 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 м^3/с. Ширина канала 15.0 м; глубина воды H = 6.0 м. Средняя скорость потока V = 6–7 м/с. Глубина «котлов» в канале достигала 6.0 м.

И.И. Токаревым [3] изучены размывы русла отводящего канала, проложенного в трещиноватых гранитах и порфиритах. «Граниты пред-

ставлены крупнозернистыми биотитовыми разностями, отличительной особенностью которых является способность к дезинтеграции на песчанообразную дресву». Размывы произошли при расходе $Q = 2800$ м^3/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».

Интересные результаты были получены Кристофером Чу [4] по эрозии грунтов в различных гидродинамических режимах. Он использовал восемь разновидностей пород Большого Каньона р. Колорадо (песчанистый и чистый известняк, песчаник, глинистый сланец, кристаллический сланец, розовый гранит и гранодиорит) для анализа интенсивности эрозии в условиях падающей и текущей воды. Результаты продемонстрировали, что даже для самых твердых разновидностей (песчаник, кристаллический сланец и гранодиорит) период дезинтеграции не превышает 4000–7000 лет, при этом эрозионный эффект падающего водного потока значительно превышает эффект текущей воды.

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 наблюдений за реальным объектом идеальные зависимости, в

которых учитывались бы все возможные проявления их влияния на процессы размыва. 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. В настоящее время такой эксперимент проводится по инициативе Г. Берто во ВНИИГидротехники им. Б.Е. Веденеева (г. Санкт-Петербург).

Литература

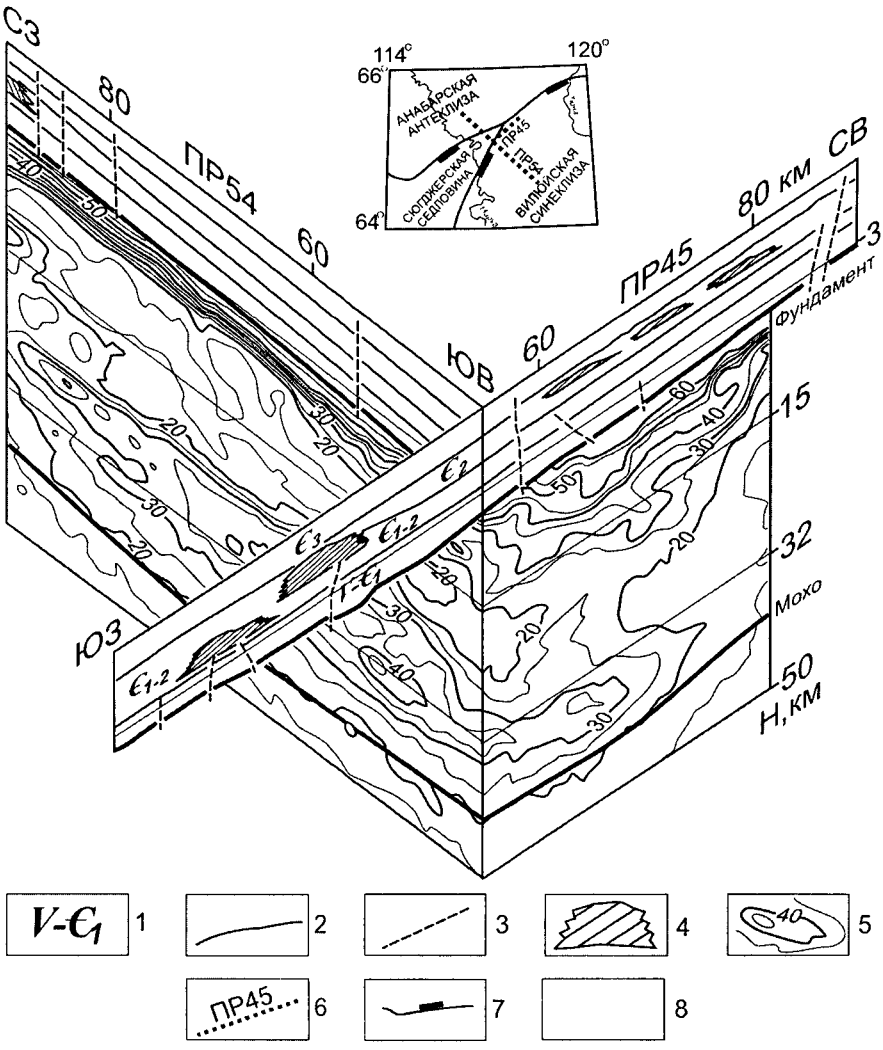
1. *Алтаев Т.Х.* Размыв скального русла. Алма-Ата: Наука, 1982. 116 с.
2. *Вакушевский В.И.* Причины и формы повреждений сооружений Большого Карагандинского водохранилища // Гидротехническое строительство. 1967. № 6.
3. *Гончарев И.И.* Опыт строительства плотины на выветренных скальных грунтах // Гидротехническое строительство. 1952. № 10.
4. *Chai C.* Erosion rates of rock samples from Grand Canyon area based on waterfall effect and running water effect. (in press).
5. *Hjulstrom F.* The Morphological activity of rivers as illustrated by river Fyris // Bulletin of the Geological Institute, Uppsala. 1935. № 25. P. 89–122.

РОЛЬ ГЛУБИННЫХ СТРУКТУР В ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С.Ф. Бессмертный

ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА»,
г. Мирный, e-mail – adm.cnigri@alrosa-mir.ru

С целью создания прогнозно-поисковой модели Накынского кимберлитового поля, пространственно приуроченного к границе надпорядковых структур Сибирской платформы: Анабарской антеклизы и Вилюйской синеклизы, выполнены глубинные сейсморазведочные наблюдения в модификации продольного профилирования МОВ-ОГТ по профилям, проложенным через эпицентр объекта исследований (рисунок-врезка). Профилирование реализовано по фланговой схеме, с использованием взрывов в скважинах, при длине регистрации до 16 с на удалениях 800–4600 м. Обработка полевых материалов проведена в соответствии с концепцией о сейсмической гетерогенности консолидированной коры [3]. Строение платформенного чехла Средне-Мархинского алмазоносного района изучено по данным нефтегазопоисковых среднемасштабных исследований МОГТ.



Геолого-геофизическая модель земной коры Средне-Мархинского района.
1 – индексы разновозрастных образований платформенного чехла; 2 – геологические границы; 3 – дизъюнктивные нарушения; 4 – органогенные сооружения; 5 – изолинии интегральных амплитуд в интервале консолидированной коры, условный уровень.

Врезка: 6 – глубинные сейсморазведочные профили МОВ-ОГТ и их номера; 7 – границы надпорядковых структур Сибирской платформы; 8 – область развития органогенных сооружений Анабаро-Синской рифовой системы.

На построенных глубинных динамических разрезах МОВ-ОГТ, по общему возрастанию амплитуд поля рассеянных волн, уверенно про-

ивается волновой пакет в нижнекоровом слое, который характеризуется северо-западным простиранием и, в первом приближении, представлен линейным валом амплитудой 10–13 км (рисунок). Область смены волновых картин, соответствующая подошве пакета, отождествляется с положением раздела Мохоровичича. Гипсометрически ниже нижнекоровой аномалии, под кимберлитовым полем, на общем сейсмически «прозрачном» фоне, выделяется аномальная субвертикальная зона рассеяния. Наблюдаемые высокие значения эффективных коэффициентов отражения от неоднородных объектов, в сравнении с вмещающей средой, возможны при их существенном отличии по скоростям распространения упругих волн. Высокая контрастность и пространственное распределение сейсмических аномальных объектов, составляющих транскоровую зону, позволяют отождествить их с конструктивными элементами кимберлитоконтролирующей системы: базитово-коровой протрузией и тектоно-магматической колонной. Протрузия в основании геодинамической системы рассматривается как глубинный палеоочаг, формирование которого происходило, по-видимому, от момента консолидации коры в архее–раннем протерозое до раннего палеозоя. В процессе развития глубинной структуры, в средней верхней части консолидированной коры, осуществлялось поэтапное образование серии субвертикальных каналов-трещин, по которым в дальнейшем происходило внедрение магматического расплава из палеоочага на более высокие гипсометрические уровни. Известные проявления кимберлитового магматизма Накынского поля (трубки Бюрбинская и Нюрбинская, тела Мархинское и Майское) локализуются в терригенно-карбонатных образованиях платформенного чехла в границах охарактеризованной гетерогенной транскоровой зоны.

При пространственном сопоставлении выделенной нижнекоровой гетерогенной зоны с распределением геологических объектов в осадочном чехле очевиден вывод о том, что со времени становления глубинная структура контролировала процессы осадконакопления, определяя границы бассейнов седиментации региона, на протяжении платформенного этапа развития. Вал, отвечающий неоднородной зоне в среднем–позднем рифее, разделял Патомско-Вилюйский авлакоген на юго-западный и северо-восточный бассейны, с образованием в последнем более мощного рифейских толщ. В период раннепалеозойской трансгрессии конформно глубинной структуре сформировалась Анабаро-Синская рифовая система (рисунок), разновозрастные органогенные комплексы которой составляют Алдано-Анабарскую фациальную зону [2]. Барьерный риф в нижнем – среднем кембрии разделял западный Турухано-Иркутско-Олёкминский солеродный и восточный Юдомо-Оленёкский открытоморской бассейны Сибирской платформы. В результате на западе платформы сформированы мощные галогенно-карбонатные толщи, которым на востоке соответствуют маломощные кремнисто-карбонатно-глинистые отложения. Коровой динамической аномалии пространственно соответствует Тюкян-Чыбыдинская моноклиналь, разделяющая Вилюй-

скую среднепалеозойскую рифтовую систему на Западный и Восточный сегменты [1]. При позднепалеозойско-раннемезозойской трансгрессии и в среднем мезозое – кайнозое глубинная структура определяла юго-западную границу активизировавшегося Вилюйского бассейна и распространение накопившихся в этот период мощных осадочных толщ.

Рассматриваемый регион характеризуется повышенными концентрациями широкого спектра полезных ископаемых. Нижнекоровая аномалия в анализируемом районе конформна более обширному, намеченному по комплексу поисковых признаков с использованием метода тектонической гомологии, суперкомплексу «Западно-Якутский риф», прослеженному от Шантарских островов на юго-востоке до Норильского траппового плато на северо-западе [4]. С суперкомплексом авторы связывают наличие в чехле высококонъюктурных видов минерального сырья, обусловленных проявлением эндогенных процессов, скрытых в недрах кристаллического фундамента. Эта точка зрения находит подтверждение при рассмотрении динамических разрезов МОВ-ОГТ, на которых выделяются субвертикальные тектоно-магматические колонны, отождествляемые с флюидоподводящими каналами.

Литература

1. *Гайдук В.В.* Вилюйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. 128 с.
2. *Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. и др.* Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 248 с.
3. *Караев Н.А., Рабинович Г.Я.* Рудная сейсморазведка. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. 366 с.
4. *Мишнин В.М., Истомин И.Н, Гриненко В.С.* Перспективы глубинного изучения потенциального рудоносного суперкомплекса «Западно–Якутский риф» (кумулятивные хромиты, сульфидные медноникелевые руды с платиноидами, стратиморфные свинец и цинк, алмазоносные кимберлиты, концентрированные углеводороды, фтанитовые фосфориты) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Тез. докл. Воронеж: Изд-во Воронежского университета, 2003. С. 323–325.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТОВ ЦИМЛЯНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

О.А. Бессонов, Н.В. Голубова, Л.Н. Казьмина

Южный Федеральный университет,
г. Ростов-на-Дону, e-mail – levchenko@rsu.ru
Ростовская Академия сервиса ЮРГУЭС,
г. Ростов-на-Дону, e-mail – rostinserv@aaanet.ru

При изучении современного карбонатогенеза литологи систематически сталкиваются с проблемой дисбаланса между темпами поступления терригенного карбоната в водоем стока и темпами его седимен-

ванию. Как правило, масса поставляемого обломочного карбоната в водоем всегда меньше массы, участвующей в седиментогенезе. Объяснение этого феномена с позиции неустойчивости терригенной фракции в диссейне седиментации и его растворения не находит подтверждения. Во-первых, потому, что ни в одном случае не регистрируется увеличение концентрации Ca^{2+} и HCO_3^- в придонных горизонтах водного раствора, и, во-вторых, существуют примеры, когда суммарная масса карбоната кальция, поставляемого в твердой и жидкой фазах в конечный водоем стока, оказывается меньше массы биогенного карбоната, генерируемого бентосом и осаждаемого на дне. Такая ситуация характерна, в частности, для Азовского моря. С проблемой дисбаланса мы сталкиваемся и в Цимлянском водохранилище.

Водоем относится к разряду эвтрофных, подверженных цветению синезелеными водорослями. Среди бентоса доминируют по численности хирономиды и олигохеты. Численность моллюсковых сообществ существенно ниже.

Изучение структуры баланса карбонатного материала показывает, что приходная его часть складывается из нескольких составляющих. Суммарный жидкий сток р. Дон и малых рек близок 331 тыс. т/год. Твердый сток формируется за счет поставок рек – 17 тыс. т/год, эоловой компоненты – 16 тыс. т/год и, наконец, абразионной составляющей – 533 тыс. т/год. Всего 947 тыс. т/год, из которых 35 % приходится на жидкий сток и 65 % – на твердый.

Заметное количество карбонатов поставляется в водоем в результате эрозии почв. Среднее содержание карбоната кальция в почвах составляется в 25.5 %.

Расчет средневзвешенного содержания карбонатов в абрадируемых породах показал, что оно близко 9.8 %.

Фракция терригенного карбоната, поставляемого в водохранилище реками и эоловыми стоками, представлена главным образом тонкодисперсным материалом алевритовой и пелитовой размерности. Пойменные наносы р. Дон в створе г. Калач-на-Дону содержат в среднем до 12 % карбонатного материала в виде кальцитовых органических остатков и микрозернистых форм.

Аналогичные морфологические формы карбонатного материала свойственны и твердому стоку малых рек. Следует отметить, что масса карбонатов, поступающих со стоком малых рек, в 1.7 раза превышает величину поставок р. Дон (42 и 25 тыс. т/год соответственно). Карбонаты эолового стока представлены в основном пелитоморфными и мелкозернистыми разностями.

При расшифровке механизма трансформации карбонатов в ходе его седиментогенеза следует учитывать три обстоятельства. Во-первых, систематическая регистрация в донных отложениях зерен хемогенного кальцита таблитчатой или неправильной формы с ясно выраженными зонами роста. Во-вторых, отсутствие стратификации в распределении ионов Ca^{2+} и $[HCO_3]^-$ в водной толще. Наконец, в-третьих,

явное снижение Mg/Ca отношения в раковинном материале моллюсков по сравнению с терригенными карбонатами, поставляемыми в водохранилище. Перечисленные факты свидетельствуют о том, что раствор рассматриваемого водоема является пересыщенным в отношении карбонатов. В силу этого физико-химическое растворение терригенной фракции остается мало вероятным. Об этом же свидетельствует и отсутствие вертикальной стратификации в распределении ионов Ca^{2+} и $[HCO_3]^-$ от поверхности ко дну. С другой стороны, снижение Mg/Ca отношений в биогенных карбонатах по отношению к терригенным явно указывает на радикальную перестройку внутренней структуры карбонатного вещества. Терригенный карбонат, судя по данным рентгенометрического анализа, представлен кальцитом изоструктурным Mg, в то время как раковинный карбонат – арагонитом, изоструктурным Sr.

Ситуация радикально меняется на дне водохранилища макро- и микроскопическое изучение карбонатов, отлагающихся в водоеме в течение года, показывает что в ходе седиментогенеза исчезает 97.7 % терригенной фракции. В то же время скорость генерации массы биогенного карбоната современными моллюсками достигает 601.83 тыс. т/год. В результате генетическая структура карбонатного вещества приобрстает новые черты. В донных отложениях ежегодно отлагается 601.83 тыс. т биогенного раковинного карбоната и только 14.17 тыс. т – терригенного.

Валовые содержания карбонатного вещества в донных отложениях варьируют в широких пределах. Минимальные значения составляют 0.5–1.0 %, максимальные – свыше 95 %. Как правило, зоны с низким содержанием карбоната кальция прослеживается вдоль прибрежной полосы водохранилища. Ареалы распространения максимальных содержаний носят локальный характер и приурочены к ракушняковым банкам, состоящим в основном из створок раковин дрейсены, унио, монодакны и других моллюсков.

В целом процент карбонатной составляющей донных отложений возрастает от хвостовой к головной части водохранилища и от берегов к форватеру. Нарушение поперечной зональности отмечается в районах впадения рек. Содержание карбонатов не связано корреляционной зависимостью с гранулометрией грунтов. Исключение составляют пески, которые отличаются незначительным содержанием карбоната кальция (от 0.5 до 15 %).

Кажущийся парадокс перестройки кристаллических решеток карбонатов без их растворения легко устраняется при допущении прямой реутилизации терригенной карбонатной фракции моллюсками – собирателями и фильтраторами. Принципиальная возможность такой реутилизации была доказана О.А. Бессоновым и И.Н. Чернышевой в экспериментах с мечеными изотопами Ca^{45} [1]. Согласно этим исследованиям, моллюски каждой новой генерации способны ассимилировать не только терригенный карбонат, поставляемый в бассейн седиментации, но также моллюсковый карбонат предыдущих отмерших

генераций. Именно этим обстоятельством объясняется массовый дисбаланс карбонатного вещества Азовского моря в системе «поставка–седиментация».

В отличие от азовских моллюсковых сообществ, цимлянские характеризуются несколько меньшей биогеохимической активностью, не вызывающей массового карбонатного дисбаланса. Тем не менее общий тренд эволюции карбонатного вещества остается неизменным. Моллюски Цимлянского водохранилища ускоряют геохимическое рециклирование карбонатов, перестраивают их кристаллические структуры, отторгают Mg и ассимилируют Sr.

Литература

1. *Бессонов О.А., Чернышева И.В.* О масштабах и способах реутилизации твердых фаз $CaCO_3$ моллюсками Азовского моря // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 4. С. 974–976.

ЦИКЛИЧНОСТЬ СТРОЕНИЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД НИЖНЕГО КАРБОНА БОРОВИЧСКОГО РАЙОНА

И.В. Бигун

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, e-mail – bollun@rambler.ru

Детализация осадочного разреза нижнего карбона северо-западного крыла Московской синеклизы с использованием циклического анализа позволяет проследить сложную и многофакторную картину осадконакопления этого времени.

Разрез отложений нижнего карбона в пределах Новгородской области представлен терригенными и терригенно-карбонатными (визейский ярус) и карбонатными отложениями (серпуховский ярус), которые выражаются соответственно в трех мегациклотемах. В целом состав пород разреза указывает на трансгрессивный характер развития бассейна седиментации.

Каждая из мегациклотем состоит из ряда циклотем более низкого порядка. Наибольшую сложность для выделения циклитов и их генетической интерпретации представляют карбонатные циклотемы серпуховского яруса, циклический характер которых менее очевиден, чем для терригенных и терригенно-карбонатных.

Изучение их строения и состава было проведено на основе детального количественного петрографического метода с использованием базовых полевых наблюдений по строению толщи в целом, изучению текстурных особенностей пород и характера границ между пачками. В каждом шлифе подсчитывалось процентное содержание минеральных, структурных компонентов, их размерность. Биоморфным остат-

кам по мере возможности была дана видовая принадлежность и также подсчитано их процентное содержание, оценена их размерность.

В результате исследований в разрезе был выделен ряд циклотем (ЦТ):

Первая ЦТ. Включает одну пачку мощностью 1.30 м. Пачка представлена песками и песчаниками. Структурные компоненты пород, слагающих данную ЦТ, представлены обломочными зернами и цементом.

Вторая ЦТ. Включает три пачки мощностью 2.49 м, которые представлены микритовыми биодетритовыми известняками, известковистыми кристаллическими доломитами, известковистыми криптокристаллическими кремнями.

Третья ЦТ. Включает три пачки, общей мощностью 1.85 м, которые представлены известковистыми доломитами, известковистыми криптокристаллическими кремнями, а также доломитизированными известняками.

Четвертая ЦТ. Включает пять пачек мощностью 3.64 м, которые представлены доломитизированными, биодетритовыми известняками, известковистыми доломитами.

Пятая ЦТ. Включает три пачки мощностью 3.65 м, которые представлены доломитизированными биодетритовыми известняками, кристаллическими доломитами.

Детализация петрографических признаков внутри циклотем (количественное изменение биодетрита, его размеров, степень доломитизации и окремнения известняков, соотношение микритовой и спаритовой фаз и др.), изменение текстур пород, прослеживание характера границ между циклотемами отражает непрерывно-прерывистый характер карбонатной седиментации и позволяет детализировать палеогеографические условия в эпиконтинентальном море раннего палеозоя.

ГИПЕРГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ЛИПОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА РЕГРЕССИВНОЙ СТАДИИ ТЕХНОГЕНЕЗА

Н.А. Бизяев

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mail – bizyaevn@mail.ru

В геологическом плане Липовское месторождение силикатно-никелевых руд приурочено к группе небольших пластообразных тел серпентинитов, залегающих в пределах Мурзинско-Адуйского антиклинорного поднятия, сложенного метаморфизованными осадочными и эффузивно-пирокластическими толщами позднепротерозойско-кембрийского возраста. Среди осадочных и пирокластических пород района выделяются три свиты, образующие брахисинклиналь, зажатую

между Мурзинским, Адуйским и Соколовским гранитными массивами, инъецированными дайками аплитов и пегматитов и перекрытых мезозойско-кайнозойскими континентальными отложениями [1]. Мезозойская латеритная кора выветривания мощностью до 200 м рудоносна. Основные минералы-концентраторы никеля – непуит, гарниерит, монтмориллонит и каолинит [2].

Водоносный горизонт в районе месторождения один и приурочен к палеозойскому фундаменту, корам выветривания и рыхлым песчано-глинистым отложениям.

Ввиду производства горных работ во время добычи силикатно-никелевых руд на территории Липовского месторождения вскрыт палеозойский фундамент, подвергающийся в настоящее время гипергенезу. В 1990 г. месторождение было отработано и переориентировано как месторождение подземных вод; рекультивация при этом проведена не была. При переориентировании кустов водопонизительных скважин на водозаборные, карьеры месторождения начали заполняться искусственными озёрами, что происходит поныне.

Среди природных тел, слагающих зону гипергенеза, подземным водам принадлежит особая роль. Химические реакции идут преимущественно в водных растворах, свойства растворов обусловливают генезис гипергенных и аутигенных минералов. По своим термодинамическим характеристикам зона гипергенеза близка к характеристикам земной поверхности, где геохимические процессы совершаются при участии живого вещества и воды в жидкой фазе. Выветривание осуществляется в условиях биокосной системы. Большая роль в этом процессе принадлежит живому веществу. Для условий зоны гипергенеза важнейшим окислителем в подземных водах является кислород, а восстановителем – органическое вещество. В условиях активного водообмена в водах присутствует свободный кислород и геохимическая обстановка окислительная, в условиях слабого водообмена кислород расходуется на окисление органического вещества и элементов с переменной валентностью, что приводит к глеевой геохимической обстановке.

Вынос подземными водами химических элементов из горных пород является основным показателем интенсивности их современного химического разрушения. Существование породы, из которой вынесены все катионы, невозможно, вынос катионов из породообразующих минералов сопровождается их химическим изменением, которое заканчивается к моменту выщелачивания наиболее подвижных катионов. Характер взаимодействия воды с горными породами непрерывно меняется по мере того, как происходит накопление в растворе химических элементов и повышение его щелочности.

Выветривание на Липовском месторождении развивается в условиях щелочной среды, при этом легко выносятся растворимые соли Na, Ca, Mg, K. Развитие коры выветривания происходит в сторону усложнения состава новообразующихся фаз, что обусловлено сорбцией

различных элементов коллоидной фазой, из которой эти минералы образуются.

Выветривание силикатов с образованием глин сопровождается переходом в раствор катионов, заряд которых уравновешивается образующейся при этом гидроксильной группой. Нейтрализация образующейся при разрушении силикатных пород щелочности приводит к связыванию части продуктов гидролиза алюмосиликатов и, вследствие этого, к нарушению степени равновесности воды с породами.

Растворение алюмосиликатных минералов, в отличие от карбонатных, носит инкогруэнтный характер и сопровождается образованием глинистых продуктов, которые в коре выветривания становятся объектом механической эрозии. Глины воспрепятствуют разрушающему воздействию среды их генерации, вследствие развития неравновесной системы «вода – первичные алюмосиликаты», имеют определенный «запас прочности» при изменении термодинамических характеристик среды [3].

Равновесие воды с продуктами выветривания не противоречит фактам интенсивного водообмена в зоне гипергенеза. Однако это не исключает возможность разрушения глин водой или выщелачивания из них отдельных химических элементов. Глинистые минералы в водной среде диссоциируют, что, наряду с катионным обменом, приводит к обогащению раствора химическими элементами. Однако степень этого обогащения низкая и может существенно измениться только при резком изменении геохимической обстановки.

На основе комплекса показателей по характеру проявления основных процессов активизированное техногенезом выветривание на Липовском месторождении протекает по типу бисиаллизации, а именно гидрослюдизации. Гипергенные процессы развиваются в щелочных условиях, фильтрующиеся воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые и магниево-кальциевые. Гипергенные процессы приводят к перераспределению элементов и изменению форм их нахождения. Рудные элементы (Ni, Co, Fe) на геохимических барьерах образуют собственные соединения, а также осаждаются в составе других минералов и фаз. Вовлечение этих элементов в гидрохимическую миграцию является индикатором химического выветривания горных пород месторождения с последующей деструкцией геохимических взаимоотношений в системе «вода–горная порода».

Состав донных отложений карьерных озер Липовского месторождения отражает геохимическую специфику процессов гипергенеза. Придонный слой воды в них представлен суспензией, подверженной седиментации. В результате в озерах формируются донные отложения. Ввиду техногенного происхождения котловин озер, мощность чехла донных отложений в них равномерна по всей площади. Гранулометрический, минеральный и химический состав отложений однообразен. Взвешенные частицы оказывают влияние на состав растворенных компонентов, адсорбцию веществ и скорость осадкообразования.

Открытым остается вопрос о взаимоотношениях миграции металлов в растворенной, коллоидной и взвешенной форме: при повышении pH гидроокиси уходят в осадок из коллоидных форм, увеличивается доля взвешенной формы. В свою очередь содержание микроэлементов во взвеси зависит от минералогического и гранулометрического состава, основных элементов-носителей, от состава исходных пород.

Литература

1. Гидрогеология СССР. Т. 14. М.: Недра, 1972. 398 с.
2. *Емлин Э.Ф., Вахрушева Н.В., Кайнов В.И.* Самоцветная полоса Урала, Режевской государственный природно-минералогический заказник. Путеводитель. Екатеринбург-Реж: AT-group, 2002. 156 с.
3. *Шварцев С.Л.* Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1978. 288 с.

КОРРЕЛЯЦИЯ И ФАЦИАЛЬНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ДЛЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВАНАВАРСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА ЮГО-ЗАПАДНОГО СКЛОНА БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

М.А. Бирюкова, О.С. Авзина

ОАО «Енисейгеофизика»,
г. Красноярск, e-mail – solodoff.074@mail.ru

Оморинская площадь расположена в пределах Красноярского края, в юго-западной части Сибирской платформы. В структурно-тектоническом отношении она находится на юго-западном склоне Камовского свода Байкитской антеклизы.

Целью данной работы является стратификация разрезов ванаварской свиты венда на Оморинской площади, выделение песчаниковых тел в её разрезе, прогноз их генезиса и палеогеографических обстановок их формирования. Составлены схемы фациального районирования территории. Работа непосредственно направлена на выделение первоочередных объектов для постановки поисковых работ на нефть и газ и уточнение оценки их ресурсной базы.

За основу принята литолого-фациальная классификация, разработанная А.В. Масловым для карбонатно-терригенных отложений рифея Южного Урала [6]. Помимо этого, использовались не менее информативные классификации В.П. Алексеева [1, 2] и А.В. Ежовой [5].

С целью определения генезиса отложений ванаварской свиты, и в частности генезиса содержащихся в ней песчаников, в данной работе исследован и сопоставлен каротаж по 12 скважинам Оморинской площади, в результате чего не удалось выявить даже две подобные картины по ванаварской свите в целом. Но при этом выделяются подобные интервалы разреза по каротажу внутри свиты. Дополнительно при корреляции по ГИС использовались данные геохимических исследований, проведённых в трёх скважинах – Ом-2, Ом-8,

Ом-10. Для решения межблоковой корреляции выявленных схожих пачек и временного соотношения разрезов использовались сейсмические материалы.

При литолого-фациальном анализе отложений разреза скважин использовались описания керна по всем скважинам и фото керна, имеющиеся в ограниченном количестве по двум скважинам Ом-10 и Пл-1.

Результаты детального литолого-фациального изучения разрезов ванаварской свиты позволили выделить четыре крупных палеоландшафтных зоны, к числу которых мы относим низменные прибрежно-континентальные равнины – ПО, прибрежное в различной степени подвижное мелководье морского бассейна – МП, открытое подвижное мелководье – ММ и удалённые от побережья районы морского бассейна – МУ.

Нижняя часть разреза ванаварской свиты, вскрытая скважинами на Оморинской площади, представлена мощной аргиллитовой толщей (от 40 м до 12 м), за исключением скв. Ом-3, в которой самая нижняя часть свиты представлена гинисто-алевролитовыми разностями. Прослои и слои аргиллитов выдержанной мощности, которые в разрезе выполняют роль флюидоупоров, формировались на мелководном шельфе при удалении береговой линии и спокойном гидродинамическом режиме, в периоды максимального развития трансгрессии и относятся к финально-трансгрессивным отложениям (фация МУТ).

В скважинах Пл-1, Ом-2, 3, 8 и 10 на нижней глинистой части с перерывом залегают барровые отложения. Эти песчаные образования мы относим к генетической группе песчаных отложений пересыпей, кос и баров. Они представляют интерес как возможные коллекторы.

Выше барровых построек идёт чередование фаций таких ландшафтных зон, как прибрежно-континентальные равнины (ПО), прибрежное в различной степени подвижное мелководье морского бассейна (МП), открытое подвижное мелководье (ММ). Эта часть разреза представлена переслаиванием средне-, мелкозернистых песчаников со взаимосрезающей слоистостью и хорошей сортировкой кластики (фация ПОП), массивных крупнозернистых песчаников и гравелитов (фация МПГ), мелкозернистых неслоистых песчаников с редкими прослоями горизонтально-слоистых алевролитов (фация МПС), песчаников и алевролитов с линзовидно-косой, горизонтальной и волнистой слоистостью (фация МПП), мелкозернистых массивных или неясно-, тонкослоистых, однонаправленных песчаников и алевролитов (фация ММП), песчаников средней сортировки без закономерного сочетания косых серий с наличием между ними горизонтально слоистых пород (фация ММП). Более детально фации описаны выше.

Чередование этих фаций с различным их набором и последовательностью (в том числе с отсутствием некоторых) по данным радиоактивного каротажа предполагается во всех скважинах Оморинского ЛУ. Мощность и местоположение интервала чередования в скважинах различается.

Всего в разрезе по площади выделено 8 типов фаций, в отложениях ванаварской свиты они распределены неравномерно, к подошве приурочены наиболее морские отложения фации МУТ. Выше по разрезу идёт неравномерное переслаивание с различным порядком чередования различного набора прибрежно-морских фаций. Преобладания какой-либо из них не наблюдается. Для каждой скважины характерны свои особенности в сочетании фации.

Разделение на пачки ванаварской свиты венда условно, оно сделано для удобства реконструкции генезиса и развития Оморинского бассейна, а также для выяснения временного соотношения разрезов по свите в целом между скважинами.

Наибольший интерес представляют части пачек, содержащие песчаники с хорошими коллекторскими свойствами. Это либо пляжевые песчаники (ПОП), либо песчаники слабоподвижного прибрежного мелководья морского бассейна (МПС).

Проанализировав весь материал по характерному набору признаков, выявленных в керне скважин Оморинской площади, таких как ритмичное переслаивание глин, алевритов, песков и мелкого гравия, постепенное уменьшение размера частиц вверх (градационная слоистость), мы пришли к выводу, что толщи чередования выделенных нами фаций принадлежат к флишевой формации мелководной части бассейна [7].

В работе использовались геохимические данные о концентрациях химических элементов, полученные путем обработки результатов спектрального анализа. Их соотношения между собой могут служить важным дополнительным материалом при решении задач палеогеографического и палеофациального районирования, выделения районов с определенной геохимической и, соответственно, фациальной обстановкой седиментогенеза [3, 4].

При анализе геохимических коэффициентов отношений можно предположить, что территория в общем была приподнята, но время от времени с близ лежащих ещё более приподнятых территорий поступали временные водные потоки, которые, по отношению K/Na, вероятней всего, и привносили характерный для речной обстановки элемент К. В процессе отступления береговой линии сохранялись приподнятые участки, формировались затапливаемые части, которые в процессе тектонических подвижек локализовались на менее приподнятой площади. В общем геохимические данные указывают на дифференцированные тектонические движения ванаварского времени.

В разрезе отложений по скважинам наблюдаются множественные перерывы, в том числе и внутри ванаварской свиты, возможно, что во время перерывов часть отложений была размыта. Поэтому очень сложно полно охарактеризовать все стадии развития палеобассейна.

Литература

1. *Алексеев В.П.* Литологические этюды. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. 147 с.

2. *Алексеев В.П.* Литолого-фациальный анализ: Учебно-методическое пособие к практическим занятиям и самостоятельной работе по дисциплине «Литология». Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2006. 149 с.
3. *Бурков Ю.К., Певзнер В.С.* Геохимические исследования осадочных пород для решения геологических задач. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1978. 133 с.
4. *Бурков Ю.К., Романовский С.И.* Разработка математических методов изучения строения, условий формирования и металлогенической специализации осадочных формаций. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1972. 114 с.
5. *Ежова А.В.* Литология: Учебное пособие. Томск: Изд-во ТПУ, 2005. 353 с.
6. *Маслов А.В.* Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.
7. *Рухин Л.Б.* Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 628 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСОБЛЕНИЕ ЗОН КОНЦЕНТРАЦИИ МЕЛКИХ И ТОНКИХ ЧАСТИЦ ЗОЛОТА В ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОМ АЛЛЮВИИ

А.А. Блинов

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, e-mail – mineralogy@diamond.ysn.ru

В дифференцированном аллювии накопление частиц золота мелкой и тонкой размерностей *(0.05–1.0 мм)* происходит в составе наслоений фации прирусловой отмели. Здесь наблюдается литологическое обособление зон концентрации частиц золота на текстурном *(характер наслоения)*, структурном (*гранулометрический состав*) и минералогическом *(состав тяжелой фракции)* уровнях организации обломочных частиц, что является отражением специфичности гидродинамической обстановки накопления осадка на крутой речной излучине [1].

Текстурный признак золотоносности аллювия. Винтообразное движение водного потока проявляется в русле любого размера и конфигурации, но наиболее проявлено на участке искривления его динамической оси [3]. По удалению от таких участков, в разрезе аллювия фации прирусловой отмели *(ПО)* отмечается *«нормальный»* порядок наложения литологических слоев: *мелкообломочного материала на крупнообломочный.* Такой порядок наслоений нарушается на участках искривления русла, где под влиянием интенсивно проявленных поперечных токов воды происходит перемещение крупнообломочного материала из стрежневой зоны потока по склону прирусловой отмели в сторону поймы. Участки отложения наиболее крупных обломков здесь соответствуют гребням намывных гряд в условиях резкого падение скорости течения воды [3]. Причем крупность отлагаемого здесь материала возрастает по мере увеличения мощности *(высоты)* грядового образования, поэтому *вверх по разрезу аллювия отмечается наложение все более крупнообломочного материала.* Перепад скорости руслового потока воды в связи с расширением его живого сечения достигает максимума на бров-

ке прирусловой отмели, где формируются самые верхние горизонты аллювия фации *(ПО)*. Речной поток претерпевает здесь гидродинамическое преобразование, названное *«кинематическим эффектом»* [4], существование которого связывается не только с замедлением скорости течения воды при растекании ее по пойме, но и с уменьшением глубины ее потока. Это обстоятельство приводит к подпору воды со стороны пойменного участка паводкового русла, способствующему разгрузке на бровке отмели всей массы вынесенного сюда крупнообломочного материала. Кроме того, *«кинематический эффект»* заключается в усилении турбулентности речного потока, что приводит к концентрации частиц тяжелых минералов, и в том числе золота. Подобный *«эффект»* в той или иной мере проявляется на гребнях всех намывных гряд, формирующихся на участке искривления речного русла.

Гранулометрическая структура осадка изучена отдельно для крупно- и мелкообломочной составляющих аллювия. При этом обращено внимание на характер сопряженности выхода размерных классов. Как известно, возрастание структурной зрелости осадка выражается в постепенном устранении поли- модальности распределения обломков по размерным классам. Такие наслоения аллювия характерны для намывных площадей равнинных территорий, где осуществляется более качественная дифференциация обломочного материала в речных руслах. Так, вверх по разрезу аллювия фации *(ПО) в долине р. Вилюй (нижнее течение)*, наряду с повышением уровня концентрации мелких и тонких *(МТ)* частиц золота, устанавливается одно- модальность распределения обломков в составе крупнообломочной составляющей отложений *(размерный класс > 1.0 мм)*. Можно сделать вывод, что в начальной стадии своего формирования, наслоения аллювия *фации (ПО)* представляют собой менее дифференцированные формы аккумуляции; по мере накопления *фации* возрастает степень сортировки слагающих ее обломков, что сопровождается повышением уровня концентрации частиц золота. При этом модальный класс крупных обломков в составе наслоений верхних горизонтов фации *(ПО)* соответствует наиболее крупным их размерным классам. При изучении аллювия горной территории *(бассейн р. Эльги – бассейн р. Индигирки)*, в его составе *было* зафиксировано преобладание обломков валунной размерности вне зависимости от уровня его золотоносности. Высокому уровню концентрации частиц золота в кровле аллювия фации (*ПО*) отвечает содержание обломков глыбовой размерности. Таким образом, задачей картирования россыпной залежи в пределах массивов пойм и террас является прослеживание зоны близ поверхностного залегания грубообломочного горизонта.

По своему составу *мелкообломочный материал аллювия (размерный класс < 1.0 мм)* представляет собой смесь размерных популяций *(групп)* частиц, которые отличаются способом транспортировки в речном русле и баланс их содержания меняется по разрезу аллювия. Установлено, что модальный класс частиц из наслоений кровли фации (*ПО*)

аллювия обособляется в составе мелкопесчаного класса *(0.1–0.25 мм)* и островершинный характер кривой их распределения указывает на структурную зрелость осадка. Вместе с тем, в кровле фации отмечается резкое увеличение содержания алевритовых и пелитовых частиц, что фиксируется даже макроскопически. Таким образом, гранулометрическая структура аллювия в зоне концентрации *(МТ)* частиц золота отвечает существующему представлению о *«гетерогенности»* осадочного образования, что отражает специфику гидродинамических условий его формирования на крутой речной излучине.

Совместное рассмотрение гранулометрического состава крупных и мелких обломков аллювия позволяет представить его гранулометрический образ в связи с различной насыщенностью частицами золота. Ранее предложенное построение обобщающего *(«типичного»)* гранулометрического профиля аллювия позволило наметить устойчивые связи *(сопряженности)* между содержанием размерных фракций в составе его крупно- и мелкообломочной составляющих: *их модальные размеры сближены друг с другом* [2] – это *«типовой»* эффект. Результаты изучения гранулометрического состава аллювия грядовых образований, формирующихся на крутых речных излучинах, показывают, что в осадке убогой золотоносности модальные размеры частиц в составе крупно- и мелкообломочного распределения соседствуют друг с другом, напоминая тем самым структурные особенности *«типичного»* аллювия. Наоборот, в пробе высокой степени золотоносности модальные классы обломочного материала представлены наиболее удаленными членами размерного ряда; эта особенность прослеживается даже при весьма беглом *(макроскопическом)* изучении разрезов аллювия. В его образцах, отобранных в пределах горной области, подобная сопряженность фракций аллювия проявлена значительно слабее и просматривается лишь в виде тенденции, что подчеркивает низкую степень дифференциации обломочного материала в речном русле.

Ассоциация минералов тяжелой фракции в составе аллювия складывается по принципу гидравлической эквивалентности. В зонах концентрации *(МТ)* частиц золота отмечается повышенное содержание минералов большого удельного веса. Наличие в их составе железосодержащих минералов позволяет вести отбраковку проб аллювия на основании результатов его *каппаметрических измерений.* Построенные таким образом петрофизические модели россыпных залежей *(МТ)* частиц золота в аллювии массивов пойм создают основу для применения при их разведке наземной магнитной съемки.

Литература

1. *Блинов А.А.* Строение дифференцированного аллювия в зонах концентрации мелких и тонких частиц золота // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 30–34.
2. *Лунев Б.С.* Дифференциация осадков в современном аллювии // Ученые записки Пермского университета. 1967. № 174. 333 с.

3. *Маккавеев Н.И.* Русло реки и эрозия в ее бассейне. М. : Изд-во АН СССР, 1955. 345 с.
4. *Чернов А.В.* Геоморфология пойм равнинных рек. М.: Изд-во МГУ, 1983. 187 с.

РОЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ В ОКЕАНЕ

Ю.А. Богданов, А.Ю. Леин

Институт океанологии РАН, г. Москва, e-mail – lein@ocean.ru

Океанские рифты являются зонами, в которых происходит интенсивный обмен веществом между литосферой и гидросферой. Вся вода Мирового океана в океанских рифтах «прокачивается» через гидротермальную циркуляционную систему в океанской коре, проходит стадию гидротермального флюида примерно за 1 млн лет, т.е., с геологической точки зрения, мгновенно. При этом часть химических элементов (в частности Mg) переходят из океанской воды в кору. Значительная часть химических элементов извлекается из пород океанской коры и переводится в гидротермальный раствор. Выносимый на поверхность дна гидротермальный осадочный материал лишь частично осаждается на дно вблизи подводных гидротермальных источников в виде массивных залежей. Значительная его часть теряет связь с источником, «обезличивается» и включается в общий круговорот веществ в океане. Основная часть Mn, значительное количество Fe, Si и целого ряда других химических элементов, содержащихся в океанской воде, имеют гидротермальное происхождение. Важно также отметить, что подводные гидротермальные источники продуцируют огромные массы мощных сорбентов (свежеосажденные оксигидроксиды Fe и Mn), которые удаляют из океанской воды и переводят в металлоносные осадки значительные количества таких химических элементов, как Co, Ni, Cu, Zn, V, РЗЭ, P, C, N и др. Все изменения интенсивности гидротермальных процессов в океане существенно влияют на химический состав океанских вод и прежде всего на содержание в них тех химических элементов, времена пребывания которых соизмеримы или меньше продолжительности гидротермальных фаз и циклов.

В связи с тем, что в металлоносные осадки из океанской воды интенсивно переводятся биогенные компоненты (P, C и соединения N), это отражается на интенсивности биологических процессов в океане.

В массивных залежах, залегающих непосредственно у устьев источников, задерживается только 1–5 % гидротермального материала, поставляемого к поверхности дна с гидротермальными растворами. Вблизи построек, сложенных из этих массивных отложений, накапливаются «проксимальные» металлоносные осадки, которые представлены либо продуктами разрушения гидротермальных построек, переотложенныеми каменными потоками, либо частицами песчано-алев-

ритовой размерности, состоящими из высокотемпературных минералов, в том числе и сульфидов, формирующихся в придонной воде над устьями высокотемпературных гидротермальных источников. Сульфиды, входящие в состав осадков, частично окислены уже у поверхности. Латерально проксимальные металлоносные осадки сменяются дистальными металлоносными осадками. Входящие в их состав гидротермальные компоненты представлены первоначальными оксигидроксидными минералами железа и марганца.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРЕДПОСЫЛКИ ОСАДОЧНОГО ОРУДЕНЕНИЯ КЕЛЛОВЕЙСКОГО ЯРУСА КАВКАЗА

И.А. Богуш

Южный научный центр РАН,
г. Ростов на-Дону, e-mail – npogrebnov@mail.ru

Многолетние исследования Северного Кавказа позволили автору обратить внимание в региональном плане на минерагеническую роль осадочных комплексов Кавказа с господствующим развитием гипергенной составляющей рудогенеза. На протяжении более 870 км продуктивный келловейский пояс вытянут в основании Скалистого хребта Большого Кавказа от бассейна р. Белой (на западе) до р. Самур (на востоке). Южная граница на всем протяжении фиксируется орографически границей эродированных сланцев лейаса и доггера с обрывами и утесами известняков верхней юры (южные склоны куэст Скалистого хребта). В северном направлении породы келловея прослежены под покровом молодых пород на 10–40 км. Мощность келловейской толщи, при выдержанности по простиранию, относительно невелика 15–140 м, чаще первые десятки метров. Терригенно-карбонатный рудогенный комплекс повсеместно залегает с угловым и стратиграфическим несогласием на сланцевых толщах нижней и средней юры. В структурном отношении толща верхней юры слагает Северо-Кавказскую моноклиналь и полого погружается в северном направлении под молодые (меловые и палеогеновые) породы. Комплекс келловейских отложений на всем протяжении представляет собой единую структурно-формационную зону терригенно-карбонатных осадков с гипергенным оруденением и минерализацией. В формационном отношении келловейские отложения относятся к прибрежным и мелководным шельфовым формационным типам с развитием лагунных, лагунно-морских, прибрежно-морских, морских фаций. Основной состав пород толщи келловея относительно прост: гравелиты, песчаники, конгломераты, известняки, доломиты, алевролиты, глины, мергели. Однако фациальные разности и комбинации основных типов пород весьма разнообразны: известково-железистые песчаники, оолитовые и органогенно-обломочные изве-

стняки, кристаллические доломиты, органогенно-обломочные и известково-глинистые породы, глауконитовые пески, ожелезненный конгломерат, алевролиты с конкрециями известняков, мергели, темно-серые и шоколадные глины, известковистые песчаники, гравелиты с конкрециями сидерита, алевролиты с конкрециями известняков, органогенные известняки, гидрогетит-лимонитовые руды, железистые известняки, пачки углефицированного растительного детрита и др.

Попытка автора объединить многочисленные проявления оруденения на базе новых теоретических разработок литогенеза привела к обоснованию и выделению новой на Кавказе металлогенической зоны Скалистого хребта. В келловейской толще привлекает внимание широкомасштабное проявление гипергенной рудной минерализации и оруденения, связанное с эрозией рудных месторождений герцинской и киммерийской металлогенических эпох. Проходящим элементом по всему келловейскому поясу является железо, рудные концентрации которого присутствуют в сульфидной, карбонатной и оксидной формах с колчеданными, железорудными, полиметаллическими, медными, свинцовыми, благороднометальными, золоторудными и углеводородными проявлениями в терригенно-карбонатной толще осадочных пород.

Сульфидная, колчеданного типа рудная минерализация на протяжении базальной толщи келловейского яруса представлена повсеместно диа-катагенетической пирит-марказитовой ассоциацией аутигенного (диагенетического, катагенетического и гидротермального) происхождения (in situ). Отдельные горизонты песчаника представляют собой мегаконкреции и пластовые тела макроскопически сплошного колчедана. Мощность таких тел обычно 0.2–0.9 м, в исключительных случаях до 1.5–2.0 м, содержание сульфидов них 65–75 % объема. Свинцово-цинковое оруденение приурочено к основанию келловейского яруса. Рудоносный пласт мощностью 18–20 см залегает на песчаниках бата. Рудные минералы галенит, сфалерит, пирит и марказит рассеяны в песчанике в виде линз и гнезд.

В процессе регионального предкелловейского поднятия осевой части Большого Кавказа интенсивному размыву подверглись наиболее продуктивные и рудоносные герцинские и юрские осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы. Продукты размыва этих рудоносных толщ в терригенной форме локализовались в мелководной лагунной и пляжной шельфовой зоне северного склона Кавказа. Келловейский рудогенерирующий литогенез является классическим выражением, по О.В. Япаскурту, литогенеза типа интенсивного погружения. Региональная и локальная циркуляция захороненных внутриформационных вод является причиной трансформации и локализации захороненных рудных элементов.

Оценивая металлогеническую роль региональной полосы келловейского яруса, можно сделать следующие выводы:

1. Выделенная металлогеническая полоса представляет собой региональный *металлогенический пояс*, характеризующийся формаци-

онным, фациальным, структурным и литологическим единством. Главным типом оруденения в пределах металлогенического пояса является гипергенное оруденение.

2. Областью разрушения и сноса терригенного материала (в том числе и рудного) служило предкелловейское поднятие в области Передового хребта и осевой части Большого Кавказа. Непосредственная латеральная связь келловейских осадков с герцинскими рудными месторождениями подчеркивается наличием рудокласт и размывом в юрское время известных месторождений.

3. Базальный комплекс келловейских пород, содержащий металлы и органическое вещество, представляет собой региональный пласт-коллектор, в котором активно проявляются постседиментационные диа-, ката- и метагенетические, а также наложенные гидротермальные процессы, приводящие к мобилизации и концентрации металлов.

4. Базальный горизонт келловейского яруса Северного Кавказа является региональным геохимическим барьером. В пределах барьера обеспечена локальная и региональная циркуляция рудоносных захороненных седиментационных, элизионных вод, термодегидратационных и наложенных гидротермальных растворов, обогащенных металлами.

5. Локальными геохимическими барьерами являются пласты и стратиформные тела колчедана, сульфидизированного растительного детрита, прослои каолиновых глин, известняков и доломитов. Эти локальные базальные барьеры способствуют разнообразию металлогенической спецификации по простиранию пояса.

6. Исходя из характера рудной минерализации базального горизонта келловейского яруса, здесь вероятны полиметаллические, золоторудные, благороднометальные, медноколчеданные, бурожелезняковые промышленные руды Ge (?) и керамическое сырье (глины, мергели, доломиты, известняки).

О РЕДКОМ ВЕЩЕСТВЕННОМ ТИПЕ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

И.А. Богуш, Н.В. Глазырина, Е.А. Глазырин, В.С. Исаев

Южно-Российский государственный технический университет (Новочеркасский политехнический институт), г. Новочеркасск, e-mail – eaglazyrin@mail.ru

В пределах Большого Кавказа выделяется тоханская черносланцевая формация девонского (эйфель-франс) возраста в объеме тоханского тектонического покрова [2], входящего в пакет покровов зоны Передового хребта. Отложения формации представлены параллелизуемыми друг с другом андрюкской свитой в западной части покрова и артыкчатской свитой в восточной части покрова. Отложения метаморфизованы от стадии метагенеза до зеленосланцевой фации. Особен-

ности строения их разреза, литологический, петрографический, петрохимический и геохимический состав сходны. Исследование вещественного состава формации – петрографии, петрохимии, геохимии и минераграфии – показывает необычность ее состава [1, 3, 4].

Основной объем формации составляют филлиты, слагающие около 75 % ее разреза. Кластические породы – конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты – составляют до 25 % ее объема при мощности от первых см до, редко, нескольких десятков метров. В среднем же их мощность не превышает первые дм-м. Сравнительно редко встречаются маломощные – первые см-дм – прослои витрокристаллокластических туфов андезитового состава и алевропелитовых известняков, составляющие менее 1 % объема формации. По реконструируемой скорости седиментации (492–940 м/млн лет), наличию градационной слоистости и характеру разреза отложения формации соответствуют дистальной фации турбидитов.

Тоханская формация по вещественному составу относится к весьма редкому типу, образовавшемуся преимущественно за счет размыва офиолитового комплекса. В составе обломков терригенного материала тоханской формации преобладают фтаниты, известняки, серпентиниты, граувакки и филлиты, реже отмечаются долериты, плагиограниты и габбро. В большом количестве присутствуют аллотигенные зерна хромшпинелидов (до 10–20 зерен на шлиф!), нередко с серпентинитовой «рубашкой». Помимо этого, в составе отложений устанавливается варьирующая примесь тонкого вулканического материала андезитового состава.

Исследования вещественного состава наиболее распространенных литологических разностей тоханской черносланцевой формации – филлитов и кластитов – показывает, что в ее разрезе выделяется два главных вещественных подтипа, различающихся по петрографическим, минералогическим, петрохимическим и геохимическим признакам: а) высокомагнезиальный, сформированный существенно за счет разрушения серпентинитового офиолитового основания; б) магнезиальный – за счет разрушения осадочного разреза офиолитового комплекса (фтанитов, известняков, граувакк и филлитов) [1, 4]. Оба подтипа находятся в переслое друг с другом. Химический состав основных литологических разностей тоханской черносланцевой формации приведен в таблице.

Высокомагнезиальные филлиты содержат в два раза больше MgO (до 13.5 %), чем магнезиальные. Еще более контрастно различаются магнезиальные и высокомагнезиальные кластиты.

Средний первичный нормативный состав магнезиального и высокомагнезиального филлита: кварц – соответственно 31 и 27 %, хлорит – 20 и 25 %, иллит – 25 и 20 %, альбит – 17 и 14 %, доломит – 0.3 и 4 %, серпентин – 0.6 и 6 %. Относительно редко для магнезиальных филлитов реконструируется монтмориллонит (до 10 %). Отличительной особенностью отложений является петрохимически определяемое и

Химический состав отложений тоханской черносланцевой формации

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	ппп
1	56.30	0.72	14.23	1.67	6.67	0.24	9.32	1.29	1.38	1.64	0.22	0.43	0.83	5.78
2	61.89	0.76	15.45	1.63	5.53	0.17	4.17	0.72	2.08	2.37	0.16	0.53	1.23	4.56
3	50.39	0.54	10.34	1.72	6.95	0.37	11.45	6.19	0.93	0.50	0.12	0.67	6.83	10.50
4	77.92	0.36	6.51	0.69	2.67	0.20	1.67	2.96	0.92	1.03	0.18	0.90	2.60	3.98
5	60.70	0.67	13.21	1.51	5.70	0.23	6.50	1.91	1.58	1.70	0.18	0.59	1.98	5 76

1–4 – средние составы: 1 – высокомагнезиального филлита по 7 пробам, 2 – магнезиального филлита по 7 пробам, 3 – высокомагнезиальных кластитов по 3 пробам, 4 – магнезиальных кластитов по 4 пробам; 5 – средневзвешенный состав Тоханской черносланцевой формации по 24 пробам.

петрографически фиксируемое присутствие серпентина, являющегося характерной составной частью (до 10 %) высокомагнезиальных филлитов. Часть магния в пелитовых осадках была зафиксирована в виде доломита, который, вероятно, образовался на стадии диа-, катагенеза за счет доломитизации седиментогенного кальцита под воздействием магнийсодержащих поровых растворов.

Высокомагнезиальные филлиты имеют очень высокие значения фемического модуля ФМ = $(FeO + Fe_2O_3 + MgO)/SiO_2$) – более 0.3 (до 0.4)! Такие ультравысокие значения ФМ не известны для пелитовых черносланцевых отложений [5]. По своему химическому составу высокомагнезиальные филлиты оказываются весьма специфическими и экзотическими отложениями. Для них нами не найдены петрохимические аналоги среди пелитовых отложений мира.

Магнезиальные филлиты по химическому составу соответствуют гемипелагическим осадкам глубоководных впадин близ энсиматических островных дуг, изолированных от терригенного сноса с континентальной коры.

Существенно офиолитовый состав терригенного материала формации обусловил вместе с высокой магнезиальностью отложений аномально высокие содержания хрома (до 0.8 %), никеля (до 0.3 %) и кобальта (до 0.03 %). Уникальный петрофонд формации определил и специфичность рассеянной сульфидной минерализации [4, 5]. В частности, метаморфогенная сульфидизация здесь представлена преимущественно пирротином и пентландитом с подчиненными халькопиритом, сфалеритом, кобальтином.

Литература

1. *Богуш И.А., Исаев В.С., Глазырина Н.В.* Вещественный состав и условия формирования палеозойской черносланцевой формации зоны Передового хребта Северного Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии Юга России и Кавказа. Материалы IV Межд. науч. конф. Т. 1. Новочеркасск: ООО НПО «ТЕМП», 2004. С. 57–72.

2. *Богуш И.А., Курбанов М.М., Пруцкий Н И. и др.* Металлогения черносланцевых толщ Северного Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Материалы II междунар. науч. конф. Т. 1. Новочеркасск: Набла, 1999. С. 15–22.
3. *Глазырина Н.В., Глазырин Е.А.* Сульфидная минерализация черносланцевых отложений Тоханского покрова (Большой Кавказ) // Металлогения древних и современных океанов-2006. Условия рудообразования. Миасс: УрО РАН, 2006. С. 134–138.
4. *Глазырина Н.В.* Особенности вещественного состава и рудоносности Тоханской черносланцевой формации Северного Кавказа // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Технические науки. 2006. № 3. С. 77–80.
5. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

О ФИТОПЛАНКТОНОГЕННОЙ ПРИРОДЕ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Н.И. Бойко

Южный федеральный университет,
г. Ростов-на-Дону, e-mail – boiko@rsu.ru

В настоящее время одним из основных объектов поисково-разведочных работ на нефть и газ на Северном Кавказе являются верхнемеловые карбонатные отложения. Промышленные скопления углеводородов установлены в них в основном в пределах Ставропольского свода, Прикумской системы поднятий и Терско-Каспийского передового прогиба. При этом принято считать, что высокая перспективность верхнемеловых образований обусловлена прежде всего наличием в них трещинных коллекторов, в которых происходила аккумуляция углеводородов, мигрировавших по ослабленным зонам глубинных разломов из подстилающих или перекрывающих нефтегазогенерировавших терригенных пород соответственно нижнего мела или палеогена. Сами же вмещающие породы верхнего мела, представленные преимущественно микрозернисто-пелитоморфными известняками, относят к типично хемогенным и в качестве нефтематеринских не рассматривают. Такая ситуация во многом объясняется невозможностью объективной диагностики микрозернистых пород обычными петрографическими методами.

Нами ведущим методом исследования этих типов пород избрана фрактография – изучение отпечатков сколов под электронным микроскопом. При фрактографии использовалась методика одноступенчатых угольных реплик с одновременным оттенением платиной. Отделение углеродно-платиновой реплики проводилось химическим путем. Реплики изучались в электронном микроскопе BS-500 при ускоряющем напряжении 60 кВ и увеличении от 2500 до 10000. Анализ морфологии поверхности сколов осуществлялся на основании атласов, составленных в ГИНе [4] и СНИИГГИМСе [3]. При диагностике от-

печатков кокколитофорид использовалось их систематическое описание, изложенное в работе С.И. Шуменко [6].

В результате исследования отпечатков сколов известняков верхнего мела под электронным микроскопом установлено, что они сложены преимущественно кокколитами, т.е. минерализованными фрагментами известковых планктонных золотистых водорослей – кокколитофорид. Позднемеловые кокколитофориды сопредельных территорий описаны многими исследователями, которые придают им важное породообразующее значение [2, 5, 6]. Однако на Северном Кавказе кокколиты в верхнемеловых известняках были установлены фрагментарно лишь на локальных площадях, и их роль в формировании верхнемелового комплекса карбонатных отложений не выяснена.

Строение и формы изученных нами кокколитов самые разнообразные. Чаще всего встречаются формы, состоящие из одинарных (дисколиты) или сдвоенных (тремолиты) щитков, гвоздевидные (рабдолиты), кокколиты с углублениями, отверстиями в центральном поле (крибролиты), в виде эллиптических колец, широкие отверстия которых перегорожены перемычками (зиголиты). На данном этапе исследований выделены 24 формы кокколитов, соответствующие 12 родам из 7 семейств и группе Incertae sedis (рода неопределенного систематического положения).

Расселение золотистых водорослей в позднемеловом бассейне Северного Кавказа происходило от сеномана до маастрихта включительно, но наибольшего развития фитопланктоногенное осадконакопление достигло в позднесеноманско-коньякское время. По площади седиментации максимальное развитие процессы биофитопланктоногенного седиментогенеза получили в пределах Терско-Каспийского передового прогиба, Восточно-Кубанской впадины и северного обрамления Северо-Кавказского краевого массива, а наименьшее – в районах интенсивно размывавшейся в позднемеловую эпоху палеосуши Адыгейского и Минераловодского выступов, а также Ставропольского свода. При этом существенное воздействие на характер распределения нанофоссилий оказывал гидродинамический фактор.

Степень сохранности кокколитофорид различная. В пределах платформенной части территории Северного Кавказа чаще всего наблюдаются экземпляры удовлетворительной сохранности, позволяющей определить их видовую принадлежность, нередки коккосферы. Для геосинклинальной области характерны панцири и их фрагменты, утратившие свою первоначальную структуру, вследствие относительно глубоких постседиментационных преобразований пород, а целые экземпляры немногочислены.

Приведенные результаты электронномикроскопического изучения верхнемеловых известняков Северного Кавказа позволяют отнести эти породы, в отличие от широко распространенной точки зрения о хемогенном их генезисе, к фитопланктоногенным отложениям. А фитопланктоногенное осадконакопление сопровождается, при определенных

условиях, синтезом углеводородистого органического вещества (седикахитов), являющегося, как известно [1], основой процесса нефтегазообразования. Это обстоятельство необходимо учитывать при определении направлений дальнейших геологоразведочных работ на нефть и газ в верхнемеловых отложениях Северного Кавказа, рассматривая их не только в качестве коллекторов, но и как возможно нефтегазогенерирующие. Изучение кокколитофорид верхнемеловых отложений Северного Кавказа позволит также решить многие проблемы их стратиграфии. Немаловажную, а возможно и определяющую, роль будет иметь правильно установленный генезис верхнемеловых известняков Северного Кавказа при поисках среди них высококачественного карбонатного сырья, особенно для технологических нужд сахарного производства.

Литература

1. *Вассоевич Н.Б.* Предисловие // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 3–13.
2. *Люльева С.А., Пермяков В.В.* Кокколиты и кораллы мезозоя Украины. Киев: Наукова думка, 1980. 171 с.
3. *Перозио Г.Н., Белобородова Г.В., Козлов В.Ф.* Атлас электронномикроскопических снимков с поверхности сколов карбонатных пород. Новосибирск: СНИИГИМС, 1974. 114 с.
4. *Хворова И.В., Дмитрик А.А.* Микроструктуры кремнистых пород (опыт электронномикроскопического исследования). М.: Наука, 1972. 50 с.
5. *Шамрай И.А., Лазарева Е.П., Челмокаева С.С.* Породообразующее и стратиграфическое значение кокколитофорид // Ископаемые водоросли СССР. М.: Наука, 1967. С. 81–84.
6. *Шуменко С.И.* Известковый нанопланктон мезозоя Европейской части СССР. М.: Наука, 1976. 140 с.

ТИТАН-ЦИРКОНИЕВЫЕ РОССЫПИ ЮГА РОССИИ

Н.И. Бойко, Г.Ю. Скляренко

Южный федеральный университет,
г. Ростов-на-Дону, e-mail – boiko@rsu.ru

Южно-Российская россыпная титан-циркониевая провинция является одним из наиболее перспективных объектов на титан и цирконий в нашей стране. В настоящее время в её составе представляется возможным выделить три основных россыпных района: Ставропольский, Таманский и Ольховский.

Ставропольский россыпной район приурочен к крупной структуре Скифской плиты – Ставропольскому своду. Россыпи установлены здесь в средне-верхнесарматских отложениях. Сложены они мелкозернистыми (с преобладанием фракции около 0.1 мм) песками с горизонтально-волнистой слоистостью. Тяжелая фракция естественных шли-

хов представлена ильменитом, рутилом, цирконом, лейкоксеном и сопутствующими им турмалином, ставролитом, эпидотом, гранатом и единичными зернами других минералов. В легкой фракции преобладает кварц (90–94 %). Содержание титан-циркониевых минералов в россыпях колеблется от первых до сотен кг/м^3. Суммарная мощность продуктивной толщи достигает 87 м.

Выполненные литолого-фациальные построения и палеогеографические реконструкции для средне-верхнесарматских отложений Азово-Кубанского породно-осадочного бассейна позволяют считать, что источником поступления в него рудных компонентов был в основном вынос их реками с севера [1, 2]. Эти же исследования указывают на важную роль в образовании средне-верхнесарматских титан-циркониевых россыпей Ставрополья мшанковых органогенных построек. Они формировались в аномальных для биогермообразования условиях терригенной седиментации на западном и северо-западном склонах Ставропольского поднятия, затрудняя связь между Азово-Кубанским и Терско-Каспийским средне-позднесарматскими водоемами. Являясь своего рода биологическим баром, эти постройки препятствовали выносу имевшими место субширотными течениями рудного вещества из Терско-Каспийского в Азово-Кубанское море, а также способствовали его дифференциации в зоне россыпеобразования.

На Таманском полуострове титан-циркониевые россыпи локализуются в отложениях сенновской свиты (пантикапейские надрудные слои) киммерийского яруса. Продуктивная толща сложена песками серыми и светло-серыми, кварцевыми, параллельно- и косослоистыми, мелкозернистыми, с включениями линз глин подводного оползания. Мощность опробованных интервалов видимого черного шлиха колеблется от 0.5 до 52 м. Суммарное содержание рудных минералов варьирует от 4.9 до 16.9 кг/м^3. Легкая фракция песков составляет 96–98 % и выражена в основном (93–98 %) окатанными кристаллами кварца и хорошо окатанными зернами полевых шпатов. Зерна тяжелой фракции также хорошо окатаны и представлены (в вес. %): рутилом (25), ильменитом (22), дистеном (20), цирконом (10), силлиманитом (5), ставролитом (5), роговой обманкой (до 5), эпидотом (3–5), турмалином (2), гранатом (1).

На формирование киммерийских россыпей Таманского полуострова существенное влияние оказывали подстилающие меотические мшанковые органогенные постройки [3]. В киммерийское время они, будучи расположенными в единственно оставшемся проливе, соединявшем Азово-Кубанский суббассейн с Черным морем, из-за своей морфологической выраженности играли роль бара. Именно этот бар, как и в Ставропольском россыпном районе, препятствовал выносу терригенного материала (в том числе и рудных минералов) из Азово-Кубанского водоема. Поступавшие в него россыпеобразующие минералы направленными с севера на юг течениями переносились в сторону Еникальского (Керченского) пролива, где в основной своей массе осаждались в пределах барового сооружения.

Ольховский рассыпной район расположен на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы. Основные его россыпи приурочены к полтавской свите миоцена. Сложены они песками светло-серыми до белых, преимущественно мелкозернистыми (0.10–0.25 мм), прибрежно-морского генезиса. Легкая фракция составляет не менее 98 % россыпевмещающих песков. Она на 96–97 % состоит из кварца и на 0.5–1.0 % из полевых шпатов. В составе тяжелой фракции основными рудными минералами являются ильменит, рутил, циркон. Установлены также дистен, ставролит, турмалин, силлиманит, лейкоксен, анатаз, сфен. Рудные минералы концентрируются в одном-двух продуктивных горизонтах (мощностью от 0,5 до 18.3 м) средней части свиты. Содержание рудных минералов в них составляет 30–50 кг/м^3.

В составе полтавских отложений южного склона Воронежской антеклизы нами выделено два основных литолого-фациальных комплекса отложений: прибрежно-морских и мелководного шельфа [4]. Анализ вещественного состава, строения и закономерностей распространения этих комплексов указывает на их формирование в мелководном морском бассейне, дно которого полого углублялось в юго-восточном направлении. В центральной части исследуемого района в море с севера широкой полосой меридионального простирания вклинивалась периодически затапливаемая суша. На севере бассейн был ограничен континентальным массивом суши. На юге и юго-востоке раннемиоценовое море окаймляла цепь крупных островов, связанных соответственно со структурами Донбасса и Украинского щита. Рельеф как континентальной, так и островной суши был сильно пенепленизирован. В результате колебаний уровня моря береговая линия сильно мигрировала.

Образование россыпей происходило в пляжевой обстановке на границе низменных болотистых равнин, временами заливавшихся морем, и мелководной прибрежно-морской зоны миоценового бассейна. Это подтверждается хорошей сортировкой песчаного материала, высокой степенью окатанности его зерен, близкими размерами рудных минералов, наличием пологой волнистой слоистости. Перемыванию и сортировке рудных компонентов Ольховского россыпного района способствовал интенсивный гидродинамический режим структурно-тектонических ловушек, сформировавшихся в миоцене на стыке приподнятой Богучарской глыбы и Прихоперской тектонической ступени. Источником рудных минералов являлись, вероятнее всего, коры выветривания Воронежской антеклизы и Украинского кристаллического массива, а также переотложенные породы Восточного Донбасса.

Установленные закономерности распространения и условия образования титан-циркониевых россыпей на юге России будут способствовать не только дальнейшей их объективной оценке, но и выявлению новых перспективных площадей в этом регионе.

Литература

1. *Бойко Н.И.* Закономерности распространения и условия образования титан-циркониевых россыпей на юге России // Руды и металлы. 2003. № 1. С. 13–19.
2. *Бойко Н.И.* Титан-циркониевые россыпи Ставрополья // Литология и полезн. ископаемые. 2004. № 6. С. 602–609.
3. *Бойко Н.И., Коркошко А.В.* Киммерийские титан-циркониевые россыпи Таманского полуострова // Изв. вузов. Геология и разведка. 2007. № 1. С. 22–26.
4. *Бойко Н.И., Скляренко Г.Ю.* Миоценовые титано-циркониевые россыпи южного склона Воронежской антеклизы // Руды и металлы. 2007. № 6. С. 36–41.

ЛИТОЛОГО-ЕМКОСТНЫЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦЕОЛИТСОДЕРЖАЩИХ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ УГЛЕВОДОРОДОВ

Ф.Я. Боркун

ОАО «Сибирский научно-аналитический центр», г. Тюмень, e-mail – sibnac@sibsac.ru

Проблеме происхождения цеолитов и характеру их размещения в осадочных породах посвящено довольно много работ. Но наличие этих минералов в коллекторах нефти и газа, влияние их на петрофизические свойства коллекторов изучается только последние два десятилетия в Западной Сибири и около десяти лет в Анадырском нефтегазоносном бассейне (Чукотка). В данной работе приводятся результаты этих исследований.

На территории Западной Сибири коллектора с цеолитсодержащим цементом встречены в нижнемеловых отложениях (валанжинский ярус) на территории 42 структур и месторождений, приуроченных к северо-восточной и восточной частям Ямало-Ненецкого автономного округа (ЯНАО).

Коллекторы с цеолитсодержащим цементом существенно отличаются по своим емкостным и петрофизическим свойствам от таковых с традиционным глинистым или карбонатным цементом. Эти отличия объясняются особенностями их структуры кристаллического строения [1, 2]: 1) наличие в дегидратированных кристаллах цеолитсодержащих минералов однородных каналов субмолекулярных размеров; 2) большая доля свободного объема в дегитратированных образцах; свободное внутрикристаллическое пространство составляет до 50 % объема кристаллов [1]; 3) высокая степень гидратации и наличие внутрикапиллярной «цеолитной» воды; 4) малая минералогическая и объемная плотность; 5) ионнобменные свойства цеолитсодержащих минералов после их дегидратации.

При рентгенографическом и петрофизическом изучении пород Яро-Яхинского, Заполярного, Мессояхского и Хальмерпаютинского месторождений была установлена последовательность аутигенного минералообразования. К одним из самых ранних новообразований сле-

дует считать регенерационный кварц. Затем происходило формирование минералов хлорита, который часто окаймляет зерна кварца прерывистыми регенерационными каемками. В последующем времени кристаллизовались цеолитсодержащие минералы, занимая внутрипоровое пространство между сформированными пленками хлорита. Самым поздним минералом аутигенной цементации является кальцит, образующий поровый, а иногда базальный тип цементации. Цеолитсодержащим минералом в коллекторах Западной Сибири оказался ломонит с кальциевым катионом – $Ca(AlSe_2O_6)_2 4H_2O$. Этот минерал оказался генетически связан с кальцитом, так как оба минералы образуются в щелочной среде. Поэтому оба эти минерала встречаются или совместно или существуют самостоятельно. Но судя по их взаимоотношениям в шлифах, кальцит явно более поздней генерации.

Исходя из перечисленных ранее последовательностей выпадения минералов во внутрипоровом пространстве коллекторов, следует вывод, что химизм водной среды коллекторов изменялся от кислотной к щелочной. Это следует из того, что регенерационный кварц выпадает из раствора в кислотной среде, хлорит в нейтральной или слабо кислотной, цеолит и кальцит – в щелочной.

Вторым подтверждением условий выпадению цеолитов из водных растворов является необходимость их циркуляции и поступления проницаемую часть коллектора. В изучаемых песчаниках Западной Сибири и в песчаниках Чукотки количество цеолитов увеличивается в среднезернистых разновидностях, уменьшается в мелкозернистых песчаниках и мелко-крупнозернистых алевролитах, а в мелко-тонкозернистых алевролитах цеолиты отсутствуют. К этой особенности концентрации цеолитов необходимо отметить, что с увеличением содержания их в поровом цементе среднезернистых песчаников, содержание глинистых минералов (каолинита, хлорита, гидрослюды) уменьшается. В мелкозернистых алевролитах, наоборот, содержание глинистых минералов увеличивается, достигая 10 % (по объему от твердой фазы).

Исследование петрофизических свойств цеолитсодержащих коллекторов показали, что при оценке величины их открытой пористости (Кп) методом насыщения моделью пластовой воды и керосином, значения Кп при насыщении водой систематически выше, чем значение Кп тех же образцов керна, насыщенных керосином. Наблюдается четкая взаимосвязь величины расхождения Кп по воде и керосину (ΔКп) в зависимости от объемного содержания цеолитов в коллекторе. Чем выше содержание цеолитов (Кц), тем выше степень расхождения (ΔКп). Вычислена внутренняя пористость цеолитных каналов. Она оказалась равной 25.2 %. Сопоставление же эффективных диаметров молекул воды (4.7 А), молекулы бензола, входящего в состав керосина, как одной из самых малых по размерам молекул этого углеводородного соединения с размером 7.5 А с диаметром каналов 10-членных колец ломонтита (6.3 А) убедительно объясняет разницу в измеряемых Кп одних и тех же образцов цеолитсодержащего керна.

Ломонтит имеет пониженную минералогическую плотность, поэтому оценка Кп по данным плотностного гамма-гамма метода в скважине дает систематическое завышение этого параметра. Еще большее завышение Кп дает традиционный способ интерпретации данных нейтронного метода (НГК, НКт) вследствие повышенного водородосодержания цеолитсодержащих минералов в коллекторах УВ. Водородный индекс ломонтита оказался равен 0,36, что почти совпадает с водородным индексом каолинита. Акустический метод практически не реагирует на присутствие этих минералов в цементирующем материале при оценке Кп.

Приведенные выше данные позволяют сделать следующие выводы: 1) цеолитсодержащие минералы в терригенных коллекторах УВ, как и любой другой цементирующий материал, снижают фильтрационно-емкостные свойства; 2) ломонтит в поровом пространстве коллекторов УВ своим присутствием завышает оценку величины открытой пористости (Кп) по данным плотностного и нейтронного методов ГИС в зависимости от его объемного содержания (Кц); 3) акустический метод практически не реагирует на присутствие ломонтита в цементирующем материале коллекторов; 4) при оценке запасов УВ объемным методом следует брать в расчет величину Кп, определенную методом Преображенского керосинонасыщением; 5) для повышения дебита скважин в этом типе коллекторов рекомендовано применение кислотной обработки призабойной зоны.

Литература

1. *Брек Д.* Цеолитовые молекулярные сита. М.: Мир, 1976. 178 с.
2. *Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И.* Циолиты, их синтез и условия образования в природе. М.: Наука, 1970. 279 с.

БИОГЕННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ ТРИАСА И ЮРЫ В БАССЕЙНАХ ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Т.Ф. Букина, З.А. Яночкина

Отделение геологии НИИ ЕН Саратовского государственного университета,г. Саратов, e-mail – bukina_tf@land.ru

Вопросами, связанными с фациально-генетическими особенностями и составом породообразующих организмов отдельных стратонов рассматриваемого региона, занимались многие геологи [2], однако детального сравнительного анализа биогенных осадков триаса и юры на территории юго-востока Русской плиты не проводилось.

На изученной территории триасовые отложения развиты повсеместно и представлены 5–6 километровой толщей континентальных, солоноватоводных и типично морских образований. Существование морских условий в раннем триасе приходилось на середину оленекского

века. **Фации песчаных и алевритово-песчаных осадков активного прибрежного мелководья** представлены песчаниками и алевролитами, в которых встречаются лишь скопления битых раковин пелеципод и редкий растительный детрит. В тонких прослоях глинистых алевролитов отмечаются харофиты, в прослойках глинистого песчаника сохраняются остатки остракод. В тонкодисперсной глинисто-карбонатной массе под электронным микроскопом различается значительное количество щитков кокколитофорид (ККФ), выполненных кальцитом, подтверждая формирование осадков в условиях морского бассейна, имеющего связь с океаном. **Фации карбонатных органогенных осадков открытого мелководья и относительно глубоководных участков моря** представлены несколькими типами известняков. В результате биогенной концентрации остатков нанопланктона в Прикаспийском регионе сформировались слои остракодово-кокколитовых известняков. Преобладающей частью органогенно-детритовых разностей являются обломки и целые раковины пелеципод, остракод, чешуя рыб распределенные беспорядочно. Широкое распространение в бассейне оленекского века получили **фации смешанных песчано-алевритово-глинисто-карбонатных осадков заиленных впадин.** Они выражены в образовании пятнисто-брекчиевидных и конгломератовидных известняков, а также характерных толщ с известковыми личинкми, ходами, остатками ядер илоедов, которые мы склонны считать голотуриями с частично переработанным кокколитовым содержимым. В разрезе Халганской и в ряде других скважин встречены «известняковые гравелиты» светло-серого и розовато-серого цвета с бурыми пятнами. Аналогичные им «известняковые конгломераты», сложенные остатками голотуриеподобных организмов, формировавшихся в оленекском веке описаны нами ранее на территории Мангышлака и Устюрта [3]. Можно предположить единство причинно-следственных связей, породивших подобные образования, позволяющие коррелировать соответственные части разрезов на большой территории. В таких отложениях в виде примеси отмечаются остатки остракод, конхострак и харовых водорослей [1–3].

В среднем триасе накопление карбонатных осадков обусловил расцвет остракод и пелеципод. Их створки явились основным (70–90 %) известковым материалом, они отсортированы и вложены друг в друга. Можно наблюдать остатки остракод и конхострак в прижизненном состоянии [1, 2]. В промежутках различаются скопления известковых кокколитов (КК), отражая участие нанопланктона в пищевом рационе ракообразных организмов. Характерны органогенно-известковые пелециподово-остракодовые **осадки открытого мелководья**, а также редкие шлейфы **рифогенных построек.** В отшнурованных **лагунах** кокколитовые илы преобразованы в микрокристаллические доломиты, а КК определяются по реликтовым наноструктурам.

Моря ранне- и среднетриасового времени были тепловодными, связанными с океаном Тетис. Однако отсутствие в осадках фораминифер и

важная роль терригеного материала указывают на их эпиконтинентальный характер. В позднем триасе и ранней юре в условиях аллювиально-озерных и болотно-озерных фаций, преобладавших на юго-востоке Русской плиты, накопление биогенных осадков было ограниченным.

Особенности биогенной седиментации триаса и юры позволяют говорить об их существенном различии, связанном с характером бассейнов. Наибольшее значение биогенное осадконакопление имело в поздней юре, когда нанопланктон и фораминиферы приобрели ведущую роль. В мелководных участках бассейна формироваались терригенно-биогенные, биогенные, биогенно-известковые осадки, а в наиболеее **удаленных от побережья фациальных обстановках** глинисто-известково- фораминиферово-нанопланктогенные илы с богатым комплексом фауны.

Морской бассейн волжского века поздней юры фазы Dorsoplanites panderi, периодически соединяющийся с северными и южными акваториями Мирового океана, стал царством нанопланктона, служившего пищей для более 50 видов бентосных фораминифер, двустворчатых моллюсков, гастропод, брахиопод, скафопод, нескольких видов аммонитов, белемнитов, рыб и многих других организмов. Осадки формировались как терригенно-биогенные образования, существенно связанные с развитием кокколитофорид. **Фации относительно глубоководных сапропелево- глинисто-известковых осадков** стали преобладающими. В отложениях зоны D.p. запечатлены типичные морские биоценозы. Локально количество фораминифер составляет до 9000 на 100 грамм осадка. По-видимому, они являлись основными потребителями и концентраторами остатков ККФ. Возможно участие в накоплении скелетных элементов наннопланктона плавающих рачков–копепод, не имеющих скелета. Следы их деятельности выражаются в наличии сопоставимых с ними по размеру (0.1–1 мм) пеллет, не имеющих четких контуров и потому малозаметных. Образовавшиеся за счет оседания пеллет в глинах известковых (кокколитовых) преобладают беспорядочно ориентированные, неплотно прилегающие плаколиты либо рабдолиты. Судя по размерам и форме скелетных элементов, в строении глин принимают участие преимущественно остатки спорофитных поколений ККФ, тогда как в горючих сланцах высокого качества концентрируются остатки гаметофитных поколений. Хорошо сохраняются и целые клетки с прижизненным расположением скелетных элементов. Низкое содержание и тонкодисперсный характер обломочного материала свидетельствуют о его поступлении из весьма удаленных и выровненных источников сноса, с развитой на них зрелой корой выветривания. В углубленных участках бассейна (Арал-Сор) отлагались кокколитово-фораминиферовые-известково-глинистые осадки.

На протяжении почти всей поздней юры терригенная седиментация играла подчиненную роль, уступив место существенно биогенным процессам.

Литература

1. *Липатова В.В., Лопато А.Ю.* Триасовые листоногие ракообразные Евразии и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 2000. 125 с.
2. Триас Прикаспийской впадины / Отв. ред. В.В. Липатова. М.: Недра, 1982. 152 с.
3. *Яночкина З.А., Букина З.А.* Об остатках шиповатых микроорганизмов и следах их жизнедеятельности в триасовых отложениях Мангышлака и Устюрта // Стратиграфия и палеонтология триасовых отложений Мангышлака и Устюрта. М.: ВНИГНИ, 1984. С. 123–127.

ЭВОЛЮЦИЯ ФАЦИАЛЬНЫХ ОБСТАНОВОК В РАННЕМ КЕМБРИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

М.Д. Булгакова, А.В. Прокопьев

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, e-mail – prokopiev@diamond.ysn.ru

Специфика раннекембрийского этапа в истории платформенной части СВ Азии давно и хорошо известна благодаря двум обстоятельствам: 1) в этом регионе представлена древнейшая ($Є_1$-$Є_2$ am) классическая триада: солеродный бассейн – барьерный риф – батиальный черносланцевый бассейн; 2) на востоке Сибирской платформы наиболее полно и ярко проявились особенности крупнейшей планетарной биологической революции, произошедшей на рубеже V-Є. Считается [4], что именно на Средней Лене находились центры расселения многих только что появившихся групп скелетных организмов и именно здесь впервые в истории Земли появились органогенные постройки рифоидного типа.

Сравнительный анализ имеющихся литологических материалов по раннему кембрию Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области выявил ряд новых аспектов их раннекембрийской истории, во многом определивших седиментологическую уникальность рассматриваемого этапа.

1. Ранний кембрий принадлежал самостоятельному этапу палеогеографической эволюции региона, *продолжавшемуся, как минимум, с позднего венда до ордовика. Основная часть континентальных поднятий и зон субаэральной седиментации в это время была сосредоточена в восточной части региона (здесь и далее координаты современные). В конце венда наиболее крупными участками суши были Омолоно-Колымский и Оленекско-Хараулахский континентальные массивы. Теплое экваториальное море эпиконтинентального типа устойчиво существовало на территории Сибирской платформы. На востоке региона на протяжении всего кембрия отсутствовали признаки существования окраинных бассейнов и какого-либо влияния Палеопацифика, столь характерные для более поздних эпох.*

2. Решающее значение в формировании специфики раннекембрийского этапа, наряду с климатическим фактором, принадлежало региональной активизации тектонических (вулкано-тектонических) процессов, определявших в регионе разномасштабные фациально-структурные преобразования и эволюцию бассейновых экосистем. *Максимум тектонической активизации приходится на рубеж V–Є и на предботомское время. Эти рубежи явились естественными границами двух стадий в развитии раннекембрийских фациальных обстановок и формировании осадочных (осадочно-вулканогенных) комплексов.*

На ***ранней стадии*** *($Є_1^1$: t+at) тектонической активностью выделялись две зоны. Одна из них была связана с восточными континентальными поднятиями, где с начала $Є_1$ происходили рифтовые процессы. На Оленекско-Хараулахском поднятии рифтовый комплекс ($Є_1t$, 75–120 м) включает потоки калиевых трахибазальтов (от 1 до 48 м), субвулканические силлы трахидолеритов, локально–лавы ультракалиевых риолитов, реликты вулканических аппаратов с эксплозивными брекчиями щелочно-основного состава [7]. В начале кембрия формируется Омолонский грабен, где на протяжении $Є_1^1$ происходило накопление мощной (900–1200 м) толщи песчаников, алевролитов, конгломератов и базальтовых туффитов (визуальненская свита) [2]. Другая активная зона располагалась вдоль южной окраины Сибирского кратона. Она отличалась интенсивными погружениями и, как результат, аномально высокими мощностями накапливавшихся здесь осадков. За пределами этих зон в локальных структурах заметно активизировались конседиментационные разломы (Южное Верхоянье, сев. склон Алданского щита и др.).*

Тектоническая активизация на ранней стадии сопровождалась значительной дифференциацией мелководных бассейновых обстановок и связанных с ними седиментационных процессов. Выделяются четыре типа бассейновых комплексов: красноцветный карбонатно-терригенный (кирпичниковская свита, 200 м), пестроцветный глинисто-карбонатный (пестроцветная свита и ее аналоги, 35–200 м, до 1000 м), сероцветный терригенный (550–1300 м) и эвапоритовый (усольская свита и ее аналоги, 700–1600 м). Отметим, что западная окраина пестроцветного комплекса шириной 120–150 км, известная как Сахайская органогенная полоса [4], насыщена разнотипными, в т.ч. рифоидными, органогенными постройками и что зона максимального соленакопления с мощностями отложений до 1600 м была приурочена к южной окраине солеродного бассейна. Г.А. Беленицкая считает, что здесь в это время существовала система тектонических депрессий, соответствующих «задуговым бассейнам сжатия и прилежащим прогибам деструктированных частей кратона» [1, с. 31].

С **поздней стадией** тектонической активизации связаны: максимум вулканизма и терригенной седиментации в Омолонской рифтовой зоне (мощность трахибазальтового комплекса 400–700 м, терригенного – до

500 м), появление на платформе протяженного Анабаро-Синского сброса и одноименного барьерного рифа, исчезновение обширной зоны мелководной пестроцветной глинисто-карбонатной седиментации и появление на ее месте черносланцевого депрессионного бассейна глубиной до 800 м [8]. Обращает внимание пространственное совмещение Анабаро-Синского барьерного рифа ($Є_1^2$), Сахайской органогенной полосы ($Є_1^1$) и погребенного пояса докембрийских базит-гипербазитовых массивов [3]. Этот факт свидетельствует о древнем возрасте Анабаро-Синской системы разломов, о ее периодической активизации и определяющем значении в эволюции платформенных структур.

Непосредственно к юго-западу от барьерного рифа продолжал существовать лагунный бассейн. В отличие от ранней стадии, он характеризовался сокращением роли соленосных комплексов и сближенными значениями их мощностей (500–800 м). В амгинском веке в лагунном бассейне завершаются процессы хемогенной эвапоритовой седиментации и региональное распространение получают пестроцветные карбонатно-терригенные (карбонатно-глинистые) отложения [7].

Между черносланцевым бассейном и Омолоно-Колымским массивом суши на протяжении поздней стадии ($Є_1^2$+$Є_2$am) располагалась устойчивая карбонатная литораль. Разрезы карбонатного комплекса известны в непосредственной близости к восточным границам депрессионного бассейна (Нижнеленский и Иотканский) и вблизи юго-западной окраины Омолоно-Колымской суши (Коркодонский и Шаманихинский) [2, 5, 6].

Литература

1. *Беленицкая Г.А.* Соленосные осадочные бассейны. Литолого-фациальный, геодинамический и минерагенический анализ. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 72 с.
2. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Q-56, 57. Среднеколымск. Объяснительная записка. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1991. 111 с.
3. *Мишнин В.М., Гриненко В.С.* Трансконтинентальный рудоносный тренд на востоке Сибирской платформы // Материалы XXXVII Тектонического совещания. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2004. Т. II. С. 35–38.
4. Нижний кембрий юго-востока Сибирской платформы (литология, фации, палеоэкология) / Николаева И.В., Журавлева И.Т., Бородаевская З.В. и др. Новосибирск: Наука, 1986. 229 с.
5. Путеводитель экскурсии 13-й сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. 40 с.
6. *Ставцев А.И., Неволин Б.С., Потапов С.В.* Кембрийские отложения юго-восточной окраины Сибирской платформы, Юдомо-Майского прогиба и западной окраины Охотского срединного массива // Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Тез. докл. Магадан: СВКНИИ, 1974. С. 52–54.
7. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 248 с.
8. *Sukhov S.S.* Cambrian depositional history of the Siberian craton: evolution of the carbonate platform and basins // Sedimentary facies and palaeogeography. Chengdu: Sichuan University Press, 1997. Vol.17 (5). P. 27–39.

СТАДИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ АЛЕВРИТО-ПЕСЧАНЫХ ПОРОД ПО СТРУКТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИМ ПАРАМЕТРАМ (НА ПРИМЕРЕ ГОРИЗОНТА $Ю_1$ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

О.В. Бурлева

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – BurlevaOV@ipgg.nsc.ru

В данной работе был проведен стадиальный анализ алеврито-песчаных пород на примере келловей-оксфордского горизонта $Ю_1$ юга Западной Сибири, залегающего на глубинах 2450–2790 м. Наибольшее распространение среди катагенетических минералов в изученных породах имеет аутигенный кварц, образующий регенерационный цемент в стадию среднего катагенеза, и кальцит, формирующий разнокристаллический, часто пойкилитовый цемент порово-базального типа, характерный для позднего катагенеза. В меньшей степени развиты катагенетические крупночешуйчатый каолинит, пелитоморфный и сферолитовый сидерит, мелкокристаллический доломит и др. С увеличением степени литификации происходит преобразование структур терригенных пород. Наиболее четко это проявляется в изменении взаимоотношений между обломочными зернами песчаной и алевритовой размерности. С ростом катагенеза последовательно меняется характер межзерновых контактов – растет число инкорпорационных и сутурно-стилолитовых контактов, появляются контакты, осложненные бластезом. Однако минералогические и структурные критерии позволяют только качественно оценить преобразованность терригенных пород. Вместе с тем, существуют количественные параметры для оценки степени литификации пород. Автором был проведен подсчет различных типов межзерновых контактов по методике Дж. Тейлор [3] – Г.Н. Перозио [2] и на их основе получен ряд коэффициентов – показателей степени катагенеза для песчаников и алевролитов крупнозернистых из скважин, имеющих различное гипсометрическое положение. Анализ полученных данных по особенностям состава, постседиментационным изменениям пород, количественному соотношению различных типов межзерновых контактов и коэффициентов катагенеза в алеврито-песчаных породах позволил подразделить изученные разрезы на три группы.

Разрезы первой группы расположены на локальных поднятиях Каймысовского свода. Песчаники средне-мелкозернистые, с высоким содержанием кварца (47–59 %) и преобладанием каркасных компонентов над пластичными. Среди межзерновых контактов наибольшую роль играют прямолинейные (24 до 38.7 %), с преобладанием роли первичных контактов. Значительное распространение имеют также контакты растворения под давлением (инкорпорации) 20–35.7 %. В меньшей степени проявлены контакты механического приспособления (12.8–20.2 %) и химического растворения (10–17.8 %). В отложениях постоянно присутствуют в небольшом количестве контакты пластической деформа-

ции (0.5–5 %) и осложненные зачаточным бластезом и грануляцией (0.5–4 %). На Дуклинской площади в кровле надугольной пачки и Двуреченской площади в подугольной пачке, помимо микростилолитизации, широко развиты протяженные стилолиты, чье появление ряд исследователей [1] связывает с выщелачиванием пород. Количество контактов на зерно составляет 6–7, что характерно для плотной конформной структуры. В целом с глубиной увеличиваются интенсивность катагенеза от 8.6 до 11–12 и коэффициент уплотнения – от 1.46 до 4. Структура пород плотная, конформная, уровнями умеренно плотная со свободным поровым пространством. Структурно-минералогические параметры соответствуют изменениям среднего катагенеза.

Ко второй группе отнесены разрезы, приуроченные к крупным отрицательным структурам – Усть-Тымской и Нюрольской впадинам, Мансийской синеклизе. Породы отличаются от первой группы худшей сортировкой, уменьшением содержания кварца до 43–49 %, увеличением полевых шпатов до 25–32 %. Количество прямолинейных контактов достаточно выдержано и составляет 32–38 %. Отмечена высокая роль контактов инкорпорации (12–30 %), химического растворения (12.5–32 %), повышается количество контактов пластичной деформации (0.9–10 %). Контакты механического приспособления в отличие от предыдущего типа менее выражены – 7–16 %, редки протяженные стилолиты и катаклаз, а микростилолиты встречаются достаточно часто. Контакты, осложненные бластезом и грануляцией, и регенерация в подугольной пачке выявлены лишь в Нюрольской впадине (по 1.6 %), а в скважинах Усть-Тымской впадины и Мансийской синеклизы отмечены практически во всех песчаниках надугольной пачки (0.8–4 % и 0.5–3 %, соответственно). Среди точечных контактов (2–7 %) также преобладают вторичные. Коэффициенты катагенеза в породах второй группы разрезов увеличиваются с глубиной: количество контактов на зерно изменяется от 5.2 до 7, интенсивность катагенеза – 8.1–12,8, коэффициент уплотнения – 0.6–4.18. Повышенные значения коэффициента уплотнения в кровле пластов связаны с плохой сортировкой пород и большим количеством зерен алевритовой размерности. Структура пород преимущественно плотная, конформная, без свободного порового пространства. Структурно-минералогические параметры соответствуют изменениям среднего–начала позднего катагенеза.

Третья группа разрезов выделена на территории Калгачского мезовыступа и Пудинского мезоподнятия в зоне сочленения с Чузикско-Чижапской мезоседловиной. Породы отличаются наиболее низкой сортировкой, пониженным содержанием обломочного кварца, значительным количеством цемента, в том числе хлорит-гидпрослюдистого, а также пластичных обломков пород. Эта группа отличается резким преобладанием вторичных контактов над первичными. Характерно повышенное содержание контактов пластической деформации (4.5–9 %), растворения под давлением и химического растворения. В надугольной пачке достаточно широко развиты протяженные стилолито-

вые контакты (3–10 %). В подугольной пачке изредка встречаются микростилолиты. Наблюдается постоянное присутствие в небольшом количестве контактов катаклаза (0.5–1.1 %). Контакты, осложненные начальным бластезом и грануляцией, проявлены незначительно, преимущественно в подугольной пачке. Количество контактов на зерно составляет 5.2–6.7. В надугольной пачке этого типа разреза отмечается уменьшение интенсивности катагенеза вниз по разрезу – от 10.3–12.4 до 8.7–10.8. В подугольной пачке интенсивность катагенеза увеличивается с глубиной от 11.4 до 13.8. Разница в преобразованности пород подугольной и надугольной пачек, возможно, связана с повышенным содержанием остаточной воды в породах. Так, в скв. Болтной № 1 в песчаниках пласта $Ю_1^1$ выявлено остаточной воды всего 27–30 %, в то время как породы пласта $Ю_1^2$ и подугольной пачки характеризуются высокими значениями остаточной водонасыщенности – 65–92 %. Структурно-минералогические параметры соответствуют изменениям конца среднего–позднему катагенезу.

Таким образом, анализ межзерновых контактов алеврито-песчаных пород, проведенный автором, показал, что изученные породы затронуты изменениями, соответствующими концу среднего и позднему катагенезу. Степень катагенеза заключенного в них ОВ (по данным А.Н. Фомина ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск) на сводовых структурах составляет $МК_1^{1-2}$, на отрицательных и промежуточных структурах не превышает градации $МК_2$ (начала позднего катагенеза), что является одним из признаков проявления наложенных постседиментационных процессов в некоторых зонах.

Литература

1. *Белов Р.В., Петров В.Н., Сысоев А.Т.* Новые данные о перспективах нефтегазоносности Двуреченского месторождения нефти (Междуреченское поднятие, Томская область) // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2000. № 5. С. 25–29.
2. *Перозио Г.Н.* Вторичные изменения мезозойских отложений центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности // Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. М.: Наука, 1967. С. 5–69.
3. *Taylor J.H.* The aspect of diagenesis // Advancement of Sci. 1946. № 1. P. 417–436.

ПЕРМСКИЕ ГРАВИТИТЫ АЯН-ЮРЯХСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАССЕЙНА (ЮГО-ВОСТОК ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ)

А.С. Бяков, И.Л. Ведерников

СВКНИИ ДВО РАН, г Магадан, e-mail – stratigr@neisri.ru

Юго-восточная часть Яно-Колымкой складчатой системы в пермском периоде представляла собой ряд окраинноморских бассейнов, со-

ставлявших зону перехода от Северо-Азиатского кратона к океану [2]. Особенно большой интерес среди них представляют задуговые бассейны, связанных с реконструируемой в последнее время Охотско-Тайгоносской вулканической дугой, в частности, Аян-Юряхский, которому в современном тектоническом плане отвечает Аян-Юряхский антиклинорий, расположенный в Северном Приохотье. Помимо особой геодинамической специфики, обусловленной связью с вышеназванной дугой, и как следствие этого, присутствием в разрезе различных вулканитов и продуктов их размыва, этот бассейн характеризуется максимальными для всей перми северо-восточной Азии скоростями осадконакопления, нередко достигавшими 1000 и более бубнов. Кроме того, с пермскими породами рассматриваемого бассейна связан ряд крупных месторождений золота, в частности, одно из крупнейших в мире Наталкинское, разведанные запасы которого составляют около 2 тыс. тонн.

Используя методологический подход О.В. Япаскурта [6], предложившего удачную методику фациального анализа мощных, сложно построенных толщ на примере верхоянского комплекса, среди пермских отложений Аян-Юряхского бассейна мы выделили следующие основные макрофации: группу макрофаций гравититов, подразделенную на макрофации 1) проксимальных и 2) дистальных турбидитов, макрофации 3) зерновых и 4) глинистых потоков, 5) диамиктитов, 6) нефелоидитов, 7) алевролитов нарушеннослоистых дегенеративной стадии рифтогенеза в условиях глубоководья. Каждая из выделенных макрофаций по рангу обычно соответствует свите или, реже, подсвите и характеризуется устойчивым набором породных ассоциаций и текстурных признаков. Все макрофации характеризуют глубоководные обстановки осадконакопления и обладают обычно тонкой гранулометрией, типична градационная слоистость, остатки фауны редки.

Макрофация проксимальных (песчаниковых) турбидитов обладает контрастной цикличностью трех порядков и хорошо выраженной градационной слоистостью. Облик циклитов первого порядка (элементарных циклитов) часто соответствует классическому описанию цикла Боума.

Макрофация дистальных (глинистых) турбидитов распространена еще более широко и встречается на различных интервалах разреза. Основное отличие от предыдущей макрофации – существенно меньшее количество песчаного и более грубого материала. Типично присутствие лишь маломощных (1–2 см) элементарных циклитов с градационной слоистостью.

Породы **макрофации зерновых потоков (грейнитов)** нередко ассоциируют с макрофацией турбидитов. Они представлены пачками (до 90–120 м) и слоями (от первых десятков см до первых м) массивных и плитчатых, мелко-среднезернистых полевошпатово-лититовых, реже кварцево-полевошпатово-лититовых и лититовых песчаников. Состав обломков – преимущественно эффузивы среднего состава щелочного ряда и плагиоклаз. Иногда в песчаниках встречается примесь зерен гравийной

размерности, представленная вулканическим стеклом и пемзой, довольно часто, особенно в подошве, наблюдаются конседиментационные брекчии с интракластами черных аргиллитов, подстилающих песчаники.

Макрофация глинистых потоков (потоков тонкого илистого материала, по А.П. Лисицыну [3]) также имеет достаточно широкое распространение. По текстурным особенностям макрофация глинистых потоков сходна с дистальными турбидитами, отличаясь отсутствием градационной слоистости.

Макрофация диамиктитов (дебритов) представлены несколькими основными разновидности [1]. Типичные диамиктиты – породы массивной тектуры, обычно образующие мощные пачки (до 80 м) и характеризующиеся присутствием в неслоистом или неяснослоистом матриксе рассеянного материала различной окатанности от песчаной до галечной размерности (от 5–10 до 30–40 %). Матрикс представляет собой микрофельзитовый агрегат с реликтовой витрокластической структурой. Рассеянный материал песчаной и более крупной размерности представлен угловатыми и округлыми обломками преимущественно эффузивов среднего состава щелочного ряда различной размерности. Нередко встречаются обломки пемзы с «рваными» краями, часто имеющие неправильную «разлапистую» форму.

Макрофация нефелоидитов характеризуется тонким переслаиванием (слойки от долей мм до 1–3 мм через 1–10 см) аргиллитов и алевролитов, реже – мелкозернистых полевошпатово-лититовых песчаников. Слоистость чаще горизонтальная, реже – линзовидная, волнистая и градационная. Нередко характерена малоконтрастная, часто почти невидимая, очень тонкая (доли миллиметра) горизонтальная слоистость. Нефелоидиты интерпретируются нами как осадки, образование которых связано с периодическими, возможно, сезонными флуктуациями поступления обломочного материала [4].

Макрофация алевролитов нарушеннослоистых дегенеративной стадии рифтогенеза в условиях глубоководья характеризуется неяснослоистыми, обычно плохо сортированными, песчанистыми и алевритовыми аргиллитами и алевролитами; реже встречаются глинистые песчаники. Большая часть пород свиты характеризуется крайней несортированностью. Наиболее характерным признаком является широкое распространение неяснопятнистых текстур и слоистости, нарушенной плотностной дифференциацией осадка. Механизм образования такого рода текстур был рассмотрен Ф. Петтиджоном с соавторами [5] и связан, вероятно, с явлением плотностной инверсии в условиях сильной обводненности осадков при частом переслаивание песка и ила. Макрофация характеризуется повышенным содержанием $C_{орг}$ (в среднем более 1 %, а в отдельных пробах до 4.92–13 %). Иногда в макрофации встречаются признаки глубоководных обстановок – пакеты турбидитов, дебриты, следы подводного оползания осадка.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 08-05-00100, и ДВО РАН, проект № 06-III-А-08-350.

Литература

1. *Бяков А.С., Ведерников И.Л.* Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинория. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 69 с.
2. *Бяков А.С., Прокопьев А.В., Кутыгин Р.В. и др.* Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 81–85.
3. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 310 с.
4. *Лихт Ф.Р.* Нефелоидные отложения – индикаторы условий осадкообразования, геодинамических и минерагенических особенностей приконтинентальных бассейнов // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 3. С. 13–22.
5. *Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
6. *Япаскурт О.В.* Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. М.: Недра, 1992. 224 с.

ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА КРАЙНЕМ ЮГО-ВОСТОКЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Л.Г. Вакуленко, И.С. Ельцов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – VakylenkoLG@ipgg.nsc.ru

Литохимические исследования в истории изучения мезозойских отложений Западной Сибири занимают незначительный объем. В последние годы явно ощущается стремление специалистов, изучающих керн юрско-меловых отложений, к получению как можно более всевозможных вещественных показателей, с последующим их использованием при построении разнообразных моделей (исследования А.В. Маслова, Ю.Н. Занина с коллегами и др.). В настоящем сообщении приведены результаты анализа некоторых литохимических особенностей юрско-нижнемеловых отложений, вскрытых скважинами Восток 1 и 3, пробуренными в последние годы в краевой юго-восточной части Западно-Сибирского осадочного бассейна. В этих скважинах керном охарактеризованы различные фрагменты всех свит юры (урманская, иланская/тогурская, пешковская, тюменская, наунакская, марьяновская) и двух свит нижнего мела (елогуйская и киялинская). В работе использованы 110 полных силикатных анализов, выполненных для 2 выборок пород. Одна представлена песчаниками средне- и мелкозернистыми с незначительным содержанием цемента (3–5 %), другая – аргиллитами тонкоотмученными (содержание $Al_2O_3 > 16$ %), редко алевроаргиллитами.

Для сопоставления химического состава песчаных и глинистых пород снизу вверх по разрезу использовался набор петрохимических модулей, рассчитанных по методике [1], и несколько петрохимических диаграмм. Согласно диаграмме (Na_2O+K_2O)–ГМ изученные песчаники относятся к силитам. При этом точки юрских песчаников сосредоточены в полях нормосилитов (ГМ = 0.11–0.2) и миосилитов (ГМ = 0.21–0.3), точки же нижнемеловых песчаников тяготеют к полю миосилитов. Кроме того, юрские песчаники в целом характеризуются меньшими значениями суммы щелочей (4.5–6.5), чем нижнемеловые (5.5–7.0). На диаграмме K_2O–Na_2O преобладающая часть фигуративных точек составов песчаников попала в поле граувакк, незначительная часть – в поле аркозов. Юрские песчаники содержат 2.0–3.5 % Na_2O, а нижнемеловые – 3.5–4.0 %. На диаграмме М. Хиррона $\log(Fe_2O_3/K_2O)$–$\log(SiO_2/Al_2O_3)$ большинство точек песчаников расположено в поле вакк, небольшая часть в поле аркозов. На этой диаграмме видно увеличение в нижнемеловых песчаниках доли Fe-Mg минералов, менее устойчивых к процессам выветривания. Положительная корреляция модулей ТМ и ЖМ в исследованных песчаниках, отрицательная корреляция модулей ГМ и НКМ, а также низкие значения титанового модуля (ТМ), пониженные по сравнению с алеврито-глинистыми породами, особенно в нижнеюрских отложениях (0.02–0.056 против 0.05–0.062), являются признаками петрогенных пород типа «first cycle rock», которые не затронуты процессами рециклирования Для нижнеюрских песчаников это подтверждается и результатами петрографических исследований: часто отмечается плохая сортировка, незначительная степень окатанности обломочного материала.

Среди изученных глинистых пород на классификационной диаграмме ФМ–НКМ большинство точек юрских аргиллитов со значениями ФМ в пределах 0.07–0.23 и НКМ – 0.2–0.35 локализовано в поле 3-х компонентной смеси хлорита, монтмориллонита и гидрослюды (с примесью смешанослойных минералов). Точки нижнемеловых пород, алевроаргиллитов марьяновской и пешковской свит локализованы в поле гидрослюдистых глинистых пород, содержащих значительную примесь тонкодисперсных полевых шпатов, обуславливающих их высокую щелочность (0.35–0.45). На диаграмме (Na_2O+K_2O)–ГМ преобладающая часть точек расположена в поле нормо-, в меньшей степени гипосиаллитов, точки пород елогуйской свиты локализованы в поле ćилитов (ГМ < 0.31), характеризующихся повышенной щелочностью (> 6). На диаграмме М. Херрона фигуративные точки изученных глинистых пород локализованы в поле глинистых сланцев, небольшое количество точек смешанных алврито-глинистых пород пешковской, наунакской, марьяновской свит попали в поле вакк.

Для выводов о вариациях палеоклимата в областях размыва, степени зрелости поступавшего в область седиментации материала, а также о составе материнских пород нами использовался индекс химического выветривания (CIA), совмещенный с диаграммой A-CN-K [2, 3], моду-

ли АМ (алюмокремниевый) и ГМ. Невыветрелые породы характеризуются значениями CIA < 50, а пороговым значением для отложений, формировавшихся в условиях холодного климата, является величина CIA = 70. На указанной диаграмме фигуративные точки исследованных пород образуют непрерывный ряд от песчаников до аргиллитов, величина CIA которых достигает 78. Значения CIA варьируют от 40 до 78, при этом наблюдается тренд на уменьшение этого показателя от нижнеюрских к нижнемеловым отложениям. Изменение степени преобразования материала в процессах химического выветривания на континенте определялось в первую очередь изменением палеоклимата от более теплого гумидного к умеренно холодному, переходному от гумидного к аридному (семигумидному). Степень химической зрелости изученных алеврито-глинистых пород невысокая, на это указывают средние и низкие значения АМ (< 0.35) и ГМ (преимущественно 0.35–0.45). Наиболее зрелый материал поступал в бассейн седиментации во время формирования нижнетоарской иланской свиты (CIA = 74–78, АМ = 0.26–0.35, ГМ = 0.34–0.51), однако интенсивность химического выветривания не достигала уровня образования каолинитовых кор в областях размыва. Это подтверждается и составом глинистых фракций алеврито-глинистых пород – по рентгеноструктурным данным содержание каолинита в них не превышает 20–30 %, преобладает же диоктаэдрическая слюда политипа $2M_1$ со значительной долей смешанослойного иллит/смектита (до 20 %). Судя по расположению точек изученных песчаников на диаграмме A-CN-K по отношению к точкам средних составов базальтов, гранитов и гнейсов, состав пород в источниках сноса был пестрый: часть точек группируется в поле базальтов и вдоль направления их изменения, часть – в поле гнейсов и часть – в поле гранитов. Для ряда образцов марьяновской свиты и нижнемеловых отложений, судя по высокому содержанию MgO > 3%, можно говорить о примеси вулканокластики преимущественно основного состава. О разнообразном составе материнских пород можно говорить и по результатам петрографических исследований песчаников. Например, в нижнеюрских песчаниках в составе обломков пород встречены кремнистые породы, эффузивы различного состава (с преобладанием среднего), реже кварциты, разнообразные сланцы, туфогенные и алеврито-глинистые породы.

Таким образом, литохимические особенности изученных юрско-нижнемеловых отложений контролируются составом пород в источниках сноса, особенностями их выветривания и транспортировки кластического материала. Наиболее существенные изменения произошли на границе юры-мела, что фиксируется значительными изменениями в составе песчаных и алеврито-глинистых пород и определяет вариации основных петрохимических модулей, в целом более контрастных в нижнемеловых отложениях.

Литература

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

2. *Nessbit Y.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motion inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
3. *Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M.* Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosoils, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. V. 23. № 10. P. 921–924.

ЛИТОЛОГИЯ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ВЕНДА ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

И.В. Вараксина[1], М.М. Кротова[2]

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mails – varaka@ngs.ru, mkrotova@gorodok.net

Вендские терригенные отложения юга Сибирской платформы – это наиболее перспективный стратиграфический уровень для нефтегазопоисковых работ в Восточной Сибири. Одним из основных факторов, которые способствовали формированию здесь высокоемких коллекторов, является литологический. Большая часть углеводородов приурочена к верхней части вендского нефтегазоносного комплекса, в частности к парфеновскому продуктивному горизонту и его аналогам. Новые данные, полученные в результате глубокого бурения в центральных районах Ангаро-Ленской ступени (АЛС) и северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА), позволили расширить представления о составе и строении этих коллекторов [1].

Парфеновский горизонт, залегающий в основании верхней подсвиты чорской свиты, повсеместно распространен на территории АЛС. В центральной части АЛС (Левобережное месторождение) он имеет неоднородное строение и представлен неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность около 60 м. В целом горизонт подразделяется на две части: нижнюю преимущественно алеврито-глинистую и верхнюю с преобладанием песчаного материала. Для нижней части характерно разнопорядковое переслаивание в разной степени глинистых и алевритистых разновидностей, а также более редких алевро-песчаников и песчаников, роль которых возрастает вверх по разрезу. Накопление этих отложений происходило на мелководном шельфе с преимущественно глинистой седиментацией и периодическим внедрением алевро-песчаников во время штормовых событий. Вверху разреза фиксируется постепенное выдвижение баровых систем, которые сменяются приливно-отливными равнинами и русловыми обстановками с влиянием приливно-отливных течений. Фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) песчаников нижней части горизонта низкие. Верхняя часть горизонта на западе сложена главным образом песчаниками разнозернистыми, прослоями гравелитистыми, плохо и средне сортированными. В восточных разрезах преобладают средне-мелкозернис-

тые песчаные фракции. Повсеместно присутствуют прослои алевроаргиллитов. В большинстве скважин доминируют песчаники полевошпат-литито-кварцевые, а на северо-востоке преимущественно кварцевые, с порово-пленочным глинистым и глинисто-железистым, кварцевым регенерационным и пойкилитовым доломитовым типами цементов. Наиболее крупнозернистые плохо сортированные породы, широко развитые на западе, накапливались на прибрежной аллювиальной равнине в преимущественно русловых обстановках. Они отличаются повышенным содержанием глинисто-железистого цемента (до 20 %) при практически полном отсутствии других цементов и высокими значениями пористости (10–20 %). На востоке осадки верхней части горизонта отлагались в основном в аллювиально-дельтовых обстановках с влиянием приливно-отливных течений. Периодически происходило отмирание питающих каналов, и в мелководных заливах и/или на приливно-отливных равнинах накапливались тонкосиликокластические отложения. Присутствие в разрезах восточных скважин прослоев и пачек (до 5 м) алеврито-глинистых пород снижает качество коллекторов в этой части месторождения. Пористость песчаников также ниже и в целом составляет не более 5 %. Тем не менее практически везде отмечаются прослои плохо сортированных русловых песчаников с преимущественным развитием глинистого и глинисто-железистого цемента (5–10 %), характеризующихся хорошей пористостью (5–12 %). На северо-востоке формировались баровые системы, в которых накапливались кварцевые песчаники, отличающиеся минимальным развитием цемента и низкими значениями пористости (≤ 5 %). В конце парфеновского времени произошло восстановление прибрежно-морского режима, что способствовало более существенной переработке кластического материала. Во всех скважинах вверх по разрезу отмечается тренд на возрастание роли кварцевого обломочного материала, увеличивается количество кварцевого регенерационного и пойкилитового доломитового цемента и значительно снижаются ФЕС.

На территории НБА основным терригенным коллектором венда считается ботуобинский горизонт, мощностью около 30 м, соответствующий нижней подсвите бюкской свиты. К нему приурочено одно из крупных нефтегазовых месторождений Среднеботуобинское. Горизонт имеет трехчленное строение. В нижней части наблюдается переслаивание аргиллитов и песчаников с постепенным возрастанием роли последних вверх по разрезу. Средняя часть сложена темными нефтенасыщенными песчаниками, которые характеризуются микрослоистостью, обусловленной чередованием различных фракций: от алевритовой до крупнопесчаной. Сортировка в слойках хорошая. Наблюдается чередование пакетов метрового масштаба (0.5–1.5 м) с укрупнением зернистости вверх по разрезу, характерных для баровых отложений. В целом в этой части преобла-

дают средне- и мелкозернистые фракции. Верхняя часть горизонта представлена серыми плохо и средне сортированными (с доминированием крупно- и среднезернистых фракций) песчаниками и характеризуется постепенным переходом к вышележащим доломитам. Здесь также фиксируются последовательности метрового масштаба с укрупнением зернистости вверх по разрезу. Среди песчаных пород горизонта часто встречаются тонкие (до 2 мм) слойки аргиллитов. Иногда эти слойки двойные, что может свидетельствовать о влиянии приливно-отливных течений, прорабатывавших песчаные отложения. Кроме того, в песчаниках наблюдаются фрагменты знаков волновой ряби. Очевидно, что формирование ботуобинского горизонта происходило в пределах крупной баровой системы, периодически подвергавшейся воздействию приливно-отливных течений и волн. По составу ботуобинские песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые. Вверх по разрезу количество полевого шпата уменьшается от 20 % до 2–5 %. Песчаники отличаются крайне низким (первые проценты) содержанием цемента, который представлен пойкилитовым доломитовым, пленочным и порово-пленочным хлорит-гидрослюдистым и регенерационным кварцевым типами. В породах наиболее продуктивной средней части его количество минимально (1–5 %). Доломитовый пойкилитовый цемент наиболее широко развит в нижней и прикровельной частях горизонта, где его содержание участками достигает 10 %. В нижней части фиксируется чуть более высокое содержание глинистого цемента (до 3–5 %). В целом весь горизонт характеризуется хорошими коллекторскими свойствами. В нефтенасыщенных песчаниках средней части отмечаются наиболее высокие значения пористости (16–20 %) и проницаемости (≤ 2000 мД). В нижней и верхней частях ФЕС песчаников в общем чуть ниже (8–13 % и ≤ 500 мД), что связано с развитием доломитового пойкилитового цемента.

Таким образом, наилучшими коллекторскими свойствами в парфеновском горизонте обладают русловые отложения, а продуктивные песчаники ботуобинского горизонта накапливались в обстановках крупной баровой системы. Формирование парфеновских коллекторов было обусловлено в первую очередь составом пород и в меньшей степени размерностью и сортировкой. ФЕС песчаников ботуобинского горизонта контролировались в основном размерностью зерен, их сортировкой и типом цемента.

Литература

1. *Моисеев С А., Фонин П.Н., Конторович А.Э., Пимичев Г.В.* Левобережное и Ангаро-Ленское месторождения – новые открытия на Ангаро-Ленской ступени // Материалы международной геофизической конференции «Тюмень-2007». Тюмень, 2007. С. CD-ROM.

К ПОЗНАНИЯ МЕХАНИЗМА АККУМУЛЯЦИИ ВЫСОКИХ КОНЦЕНТРАЦИЙ Co И Pt В ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОРКАХ ПОДВОДНЫХ ГОР ТИХОГО ОКЕАНА

И.М. Варенцов

Геологический институт РАН,
г. Москва, e-mail – I.M.Varentsov@waren.msk.ru

Введение. Последние десятилетия в мире ведутся широкие исследования Fe-Mn океигидроксидных корок и конкреций. Нередко Fe-Mn корки являются полиметаллическими рудами Mn, Ni, Cu, Co (> 1 %), металлов платиновой группы.

Гидрогенные Fe-Mn корки океана характеризуются средним химическим составом: (%, вес.), Mn 28.4; Fe 14.3; Co 1.18; Ni 0.50; Cu 0.03; Pt 0.5 г/т [4, 6, 8, 9, 10]. Корки развиты в виде нарастании мощностью 5–100 мм на поверхностях обнажающихся пород относительно древних (60–100 млн лет) подводных гор океана, как правило, в интервале глубин: 800–3000 м. Они типичны в экваториальных областях Пацифики: Срединно-Тихооканские горы (Mid-Pacific Mountains), Подводные горы островов Лайн, Маршалловых островов, Магеллановых подводных гор. Подобные корки широко встречаются в Атлантике и Индийском океане.

Наивысшая интенсивность развития корок с наибольшими содержанием Co и Pt наблюдаются преимущественно в зонах кислородного минимума океана, которые ассоциируют с широтно-вытянутыми поясами зон высокой биологической продуктивности. Главными минералами, слагающими корки, являются Fe-вернадит и Mn-фероксигит. В прослоях, испытавших постседиментационные трансформации, встречаются также тодорокит, асболаны, бузериты (I и II), смешаннослойные фазы асболан-бузерит [3].

Co и Pt в морской воде. Известные данные свидетельствуют о доминирующей роли растворенных форм Mn, в меньшей мере Fe, которые, наряду с тонкодисперсными оксигидроксидами этих металлов, накапливаются в корковидных образованьях. В этих процессах главное место принадлежит сорбционному, гидролитическому с автокаталитическим окислением для Mn, Fe, Co, Ce, Pt накоплению [1, 2]. Микроорганизмы существенно меняют кинетику, значительно ускоряя процесс.

Co в океанской воде находится в форме свободного иона и его карбонатного и хлоридного комплексов (Co^{+2} , $CoCO_3^0$, $CoCl^+$). Установлено, что Co, как биологически активный элемент, встречается также в форме витамина B_{12}, являясь метаболитом, и накапливается в планктонных организмах. Интервал концентрации Co в морской воде: 0.6–5.9, (ср.) н.г.$кг^{-1}$.

Работы последнего времени [7] свидетельствуют, что распределение Pt во многих чертах близко к редокс контролируемым металлам

(Fe, Mn, Co, Ce). На фоне известных свойств элементов платиновой группы (ЭПГ) чрезвычайное значение имеет возможность в определенных обстановках океана перехода Pt(II) → Pt(IV). Подобная редоксная детерминированность ЭПГ проявляется в аномально высоком их концентрировании. Природа такого накопления может быть двойственной: а) биогенной; б) поставка гидротермами, сопровождающими мантийные плюмы. Подобный механизм кинетического контроля накопления ЭПГ на поверхности Fe-Mn оксигидроксидов экспериментально показан в работе [5] из водных растворов электролитов (например, морская вода). Сорбционная аккумуляция осуществляется путем гидролитического распада комплексного иона на границе раствор/поверхность оксигидроксида.

Литература

1. *Варенцов И.М., Путилина В.С., Зайцева Л.В.* Изучение механизма формирования железомарганцевых конкреций и корок в современных бассейнах. Сообщение 1. Эксперименты по синтезу гидроокисных соединений Fe, Ni, Cu, Co на гидроокислах марганца // Литология и полезн. ископаемые. 1988 а. № 4. С. 14–20.
2. *Варенцов И.М., Путилина В.С., Зайцева Л.В.* Изучение механизма формирования железомарганцевых конкреций и корок в современных бассейнах. Сообщение 2. Эксперименты по оценке роли главных ионов морской воды и растворенного органического вещества в процессе сорбции Mn(II) на 7 анг MnO_2 (бернессите) // Литология и полезн. ископаемые. 1988. № 5. С. 88–100.
3. *Варенцов И.М., Дриц В.А., Горшков А.И. и др.* Mn-Fe оксигидроксидные корки Атлантики (подводная гора Крылова) // Геохимия. 1990. № 6. С. 971–883.
4. *Мельников М.Е.* Месторождения кобальтоносных корок. Геленджик. ФГУГП ГНЦ «Южморгеология», 2005. 230 с.
5. *Печенюк С.И., Касиков А.Г., Кузьмин Л.Ф.* Зависимость кинетики осаждения платиновых металлов на теле оксигидрата железа (III) от природы комплекса и ионного фона // Журнал прикладной химии. 1986. Т. 59. № 11. С. 32–36.
6. *Glasby G.P.* Manganese: Predominant role of nodules and crusts // Marine Geochemistry. (Eds) Schulz H.D., Zobel M. Second Edition. Berlin. Springer Verlag. 2006. P. 371–427.
7. *Goldberg E.D., Koide M.* Uderstanding the marine chemitries of the platinum group metals // Marine Chemistry. 1990. V. 30. № 1-3. P. 249–257.
8. *Hein J.R., Koschinsky A., Bau M. et al.* Cobalt-rich ferromanganese crusts in the Pacific // Handbook of marine minerals. (Ed.) Cronan D.S. Boca Raton. Florida. CRS Press. 2000. P. 239–279.
9. *Mangini A., Halbach P., Puteanus D., Segl M.* Chemistry and growth history of Central Pacific Mn-crusts and their economic importance // Marine minerals. Advances in research and resource assessment. (Eds) Teleki P.G., Dobson M.R., Moore J.R., von Stckelberg U. Dordrecht. Reidel. 1987. P. 205–220.
10. *Manheim F.T.* Maine cobalt resources // Science. 1986. V. 232. P. 600–608.

РУДОГЕНЕЗ МЕДИ В ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Е.С. Варламова, Р.Р. Хасанов

Казанский государственный университет,
г. Казань, e-mail – Rinat.Khassanov@ksu.ru

Отличительной особенностью верхнепермских отложений в Волго-Уральском регионе является наличие медного оруденения стратиформного типа. Медные рудопроявления приурочены к границе морских сероцветных и континентальных красноцветных отложений и характеризуются чрезвычайным многообразием. Медепроявления представляют собой геохимические аномалии и локальные скопления минералов меди в различных породах или их отдельных участках, содержащих растительные и животные остатки [2]. Медная минерализация прослеживается практически во всех типах вмещающих пород (глины, алевролиты, песчаники, известняки и др.) независимо от их состава и условий залегания. Минералы меди представлены в основном сульфидами (халькозин, ковеллин, борнит), оксидами (куприт, тенорит) и карбонатами (малахит и азурит). Встречаются также самородная медь, брошантит, хризоколла, пирит, халькопирит, гематит, гетит, лимонит, кальцит и др.

Медное оруденение в исследуемом регионе принято подразделять на мансфельдский, каргалинский и вятский типы, ассоциированные с определенными литолого-фациальными комплексами [1].

Мансфельдский и вятский типы обладают некоторым литолого-геохимическим сходством и представляют собой ассоциации глинисто-алевритистых и глинисто-мергелистых пород с углистым детритом и дисперсной медной минерализацией. Мансфельдский тип оруденения связан с залегающими в основании казанского яруса трансгрессивными мелководно-морскими сероцветными глинами («лингуловый» горизонт). Глины «лингулового» горизонта характеризуются большим количеством выявленных точек минерализации, геохимических аномалий меди и сопутствующих ей элементов (серебро, свинец, цинк, германий, ртуть). Они приурочены преимущественно к подошве «лингуловых» глин. Глины «лингулового» горизонта содержат большое количество сингенетичных кристаллов пирита, образованных в результате биогенной сульфатредукции в период накопления осадков. В то же время сульфидов меди в них не отмечается. Медная минерализация представлена в основном карбонатными формами (малахитом, реже азуритом) и носит ярко выраженный вторичный характер.

Вятский тип оруденения спорадически проявлен по всему разрезу казанского яруса, кроме нижнего горизонта, в виде локальных прослоев меденосных пестроцветных осадков регрессивной серии. Каргалинский тип оруденения отмечен в узком стратиграфическом интервале в основании верхнеказанского подъяруса. Он связан с сформиро-

ванными в условиях речной или дельтовой протоки косослоистыми песчаниками и представлен скоплениями оруденелых обломков древесных стволов. Особенностью вятского и каргалинского типов оруденения является наличие большого количества органических остатков нацело или частично замещенных сульфидами меди.

Проблема медного рудообразования в силу многообразия форм оруденения остается во-многом дискуссионной. Формирование оруденения происходило в результате сложной эволюции минералого-геохимических процессов поэтапно в течение длительного геологического времени. А.М. Лурье [1] связывает осаждение меди с сероводородными сингенетическими и эпигенетическими барьерами, первые из которых действовали в нелитифицированных осадках, вторые – в породах.

Проведенные исследования позволяют уточнить сложившиеся представления и наметить следующую последовательность процессов рудообразования. На первом этапе в условиях мелкого и теплого моря происходило накопление обогащенных органикой илов, преобразованных впоследствие в сероцветные глины «лингулового» горизонта. Наличие многочисленных геохимических аномалий меди при отсутствии первичных сульфидов меди в лингуловых глинах свидетельствует о том, что ее осаждение происходило уже после затухания сульфатредуцирующего процесса в иных формах и другими способами. Медь поступала из ниже лежащих красноцветных отложений в составе их элизионных вод. Следует отметить, красноцветы также содержат повышенные относительно фона концентрации меди. Главным механизмом осаждения меди в «лингуловых» глинах была ее сорбция компонентами разлагающейся органики и минералами глин (прежде всего монтмориллонитом). Таким образом, первичное накопление меди до рудных концентраций происходило на эпигенетических сорбционных барьерах.

На втором этапе шло образование более поздних медепроявлений вятского и каргалинского типов. Поступление меди происходило в результате выноса меди из литифицирующихся «лингуловых» глин в иловые воды вновь образующихся водоемов, где она осаждалась на сингенетических сероводородных барьерах, возникавших в результате деятельности сульфатредуцирующих бактерий, в сульфидной форме.

На заключительном этапе под воздействием пластовых и метеорных (в зоне гипергенеза) вод шло изменение первичного минерального состава оруденения. На этой стадии образовались карбонатная (малахит, реже азурит) и окисная (куприт, тенорит) формы рудной минерализации.

Полученные результаты позволяют внести коррективу в прогноз и методику поисков стратиформных месторождений меди.

Литература

1. *Лурье А.М.* Генезис медистых песчаников и сланцев. М.: Наука, 1988. 188 с.

2. *Хасанов Р.Р., Галеев А.А.* Минералообразующая роль захороненных растительных остатков в процессе гидрогенного медного рудогенеза // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 1. С. 18–22.

ПЕРСПЕКТИВЫ ГИДРАТОГАЗООБРАЗОВАНИЯ В УЧУРО-МАЙСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ

В.Г. Варнавский

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail – karpova@itig.as.khb.ru

Хабаровский край равно, как и весь Дальневосточный округ, с сопредельными шельфами Дальневосточных и Арктических морей, располагает крупным потенциалом природных топливно-энергетических ресурсов (ТЭР): угля (каменного и бурого), нефти и газа. В ряду этих ресурсов немалую долю и значимость в будущем займут гидраты углеводородных газов. Изученность их крайне слабая, и тем значимей необходимость изучения областей возможного образования скоплений.

Публикации многолетних исследований преимущественно субмаринных газогидратов свидетельствуют о достаточно жестких требованиях газогидратообразования: наличие воды и газа, условия низких температур и высоких давлений [3–6, 7]. Согласно этим требованиям перспективы газогидратоносности рассматриваемого региона связываются с наличием здесь мощной (до 100–500 м) криолитозоны [1], углеводородсодержащих осадочных толщ [1, 8], благоприятной термодинамической ситуацией. Известный перечень видов гидратообразующих систем и моделей, по которым формируются газовые гидраты [3], показывает, что гидратообразование возможно в условиях покоящихся и динамических систем [3].

Наибольшие перспективы связываются с Юдомо-Майским прогибом и Майской впадиной, являющейся западной платформенной окраиной прогиба. Не исключается возможность формирования метановых гидратов и в Учурском рифте (авлакогене).

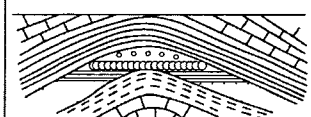
Положительный эффект формирования залежей газогидрата можно ожидать: 1) в Майской впадине, в ассоциации с возможными залежами газа в зонах развития разнотипных локальных структур-ловушек; 2) в Юдомо-Майском прогибе и Учурском рифте в тех же, что и в Майской впадине, структурных условиях, а также в тектонически активных динамически напряженных зонах надвиговых, поддвиговых и всбросовых (тектонически экранированных) структур, сопряженных с газовыми залежами различных глубинных уровней.

В перспективных структурах возможно формирование залежей газогидратов двух фазовых состояний: 1) гидрат метана + лед + газ (непосредственно в зоне многолетней мерзлоты); 2) гидрат метана + + вода + газ (непосредственно ниже подошвы толщи многолетнемерзлых пород).

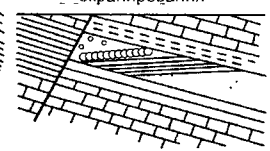
ВОЗМОЖНЫЕ ВИДЫ ГАЗОГИДРАТООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

ПОКОЯЩИЕСЯ		ДИНАМИЧЕСКИЕ		
Возможные модели формирования скоплений газогидратов				
Физико-геологические условия				
Охлаждение	Сжатие			
Криогенетическая	В структурах анамально-высоких пластовых давлений привзбросовых, принадвиговых, приподдвиговых зон	Струйно-миграционно-криогенетическая	Фильтрационно (элизионно) криогенетическая	Всбросово-криогенетическая
ТИПЫ СТРУКТУР				

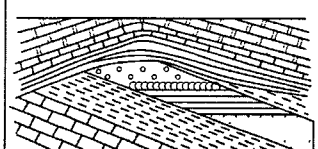
1 Антиклинальная



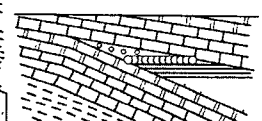
3 Тектонического экранирования

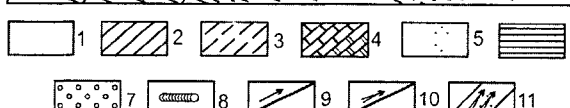


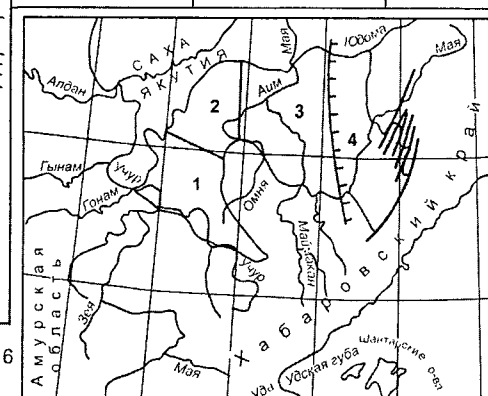
2 Литологического (стратиграфического экранирования



4 Литологического выклинивания







а

Схема возможных моделей газогидратообразования, типов скопления газовых гидратов Учуро-Майской перспективно-нефтегазоносной области (ПНГО) (составлена по схеме геологических моделей газогидратообразования Г.Д. Гинсбурга и В.А. Соловьева [1990] применительно к условиям Учуро-Майской ПНГО).

1 – криолитогенная зона; 2-4 – непроницаемые экранирующие карбонатные, глинистые комплексы; 5 – пористые, кавернозные, трещиноватые комплексы; 6 – вода в пористых, кавернозных и трещиноватых комплексах; 7 – газ; 8 – газогидрат; 9 – разлом, направление движения блока по разлому; 10 – струйная миграция газовых флюидов по разломам; 11 – фильтрационная (элизионная) эмиграция газовых флюидов.

На врезке «а» – схема расположения Учуро-Майской ПНГО и ее структур (1 – Учурская, 2 – Аимская, 3 – Майская впадины, 4 – Юдомо-Майский прогиб).

Майская впадина и Юдомо-Майский прогиб разделены Нельканским надвигом.

В разрезе осадочного комплекса первостепенного внимания заслуживают кавернозные, пористые породы и трещиноватые зоны в приподошвенной части толщи многолетнемерзлых пород. Вместе с тем, из дальнейшего изучения не следует исключать и более глубокозалегающие горизонты, которые в условиях аномально высоких пластовых давлений могут обеспечивать образование газогидратов фазового состояния «гидрат метана + вода + газ» при более высоких температурах вне зоны многолетней мерзлоты [3].

Регион по параметрам условий газогидратообразования обладает всеми необходимыми показателями для образования газовых гидратов (рисунок). Они здесь просто неизбежны. Однако для образования гидратов метана необходимо совмещение во времени и в пространстве четырех факторов: низкие температуры, высокие давления, газовые залежи (или струйное поступление газовых флюидов из глубин региона), достаточное количество воды. Решение этой четырехфакторной задачи не простое дело. Для решения ее и достижения уверенной оценки перспектив гидратоносности (с прогнозными расчетами газогидратов) необходимо проведение следующего комплекса исследований: 1) исследования, уточняющие положение подошвенной поверхности толщи многолетнемерзлых пород, мощность толщи; 2) геотемпературное изучение разреза чехла; 3) структурные исследования чехла на выявление зон контакта подошвы толщи многолетнемерзлых пород и пород-коллекторов (пористых и трещиноватых); 4) структурные исследования на выявление участков возможного размещения локальных разнотипных структур-ловушек в пределах криолитозоны или же непосредственно в приподошвенной ее части; 5) исследование гидрогеологии толщи многолетнемерзлых пород и особенно в ее приподошвенной и подподошвенной зонах; 6) поисковые исследования зон возможного сочленения в осадочном чехле Учуро-Майской области всех четырех факторов газогидратообразования; 7) другие виды исследований, необходимость которых может быть выявлена в итоге выполнения вышеперечисленных.

Литература

1. *Варнавский В.Г., Галичанин Е.Н., Беспалов В.Я. и др.* Природные ресурсы нефти и газа Хабаровского края: состояние, проблемы изучения и освоения. Владивосток: Дальнаука, 2001. 138 с.
2. Гидрогеология СССР. Т. XXIII. Хабаровский край и Амурская область. М.: Недра, 1971. 503 с.
3. *Гинсбург Г.Д, Соловьев В.А.* Геологические модели газогидратообразования // Литология и полезн. ископаемые. 1990. № 2. С. 76–87.
4. *Гинсбург Г.Д., Грамберг И.С., Соловьев В.А.* Геология субмаринных газовых гидратов // Сов. геология. 1990. № 11. С. 12–19.
5. *Макогон Ю.Ф.* Гидраты придонных газов. М.: Недра, 174. 208 с.
6. *Трофимук А.А., Макогон Ю.Ф., Толкачев М.В.* Роль газогидратов в аккумуляции углеводородов и формировании залежей // Закономерности размещения углеводородных газов и сопутствующих им компонентов. М.: Недра, 1987. С. 31–38.
7. *Трофимук А.А, Черский Н.В., Царёв В.П.* Особенности накопления придонных газов в зонах гидратообразования Мирового океана // Докл. АН СССР. 1973. Т. 212. № 3. С. 931 –934.
8. *Ярмолюк В.А., Варнавский В.Г.* Перспективы нефтегазоносности Аяно-Майского района Хабаровского края // Сов. геология. 1964. № 6. С. 23–31.

СЕДИМЕНТОГЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПОРОД ЧЕХЛА, НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ УЧУРО-МАЙСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

В.Г. Варнавский

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail – karpova@itig.as.khb.ru

Учуро-Майский осадочный бассейн расположен на юго-восточной окраине Сибирской платформы (кратона) в зоне компановки структур пассивной континентальной окраины (Учурский рифт, Аимская, майская впадины) и южной части чешуйчато-надвиговой зоны Вехоянского складчато-надвигового пояса (Юдомо-Майский прогиб) (рис. 1) [1].

Чехол бассейна представлен рифей-венд-кембрийскими породами терригенной пестроцветной, эпиконтинентальной песчано-глинистой, мергель-известняковой, известняково-доломитовой и глинисто-карбанатной формациями [2]. Литолого-фациальный состав его сложный, обусловленный сменой ландшафтной ситуации, динамикой среды седиментогенеза (перемещением береговой линии моря, поступлением в палеобассейн продуктов речного сноса, перемывом ранее накопившихся осадков, перерывами в осадконакоплении) [2]. В этой связи, в разрезе меняется состав литотипов пород чехла, геохимическая обстановка среды седиментогенеза, о чем свидетельствуют содержащиеся в породах аутогенные минералы (рис. 2). Выделяются окислительная, слабовосстановительная, восстановительная геохимические об-

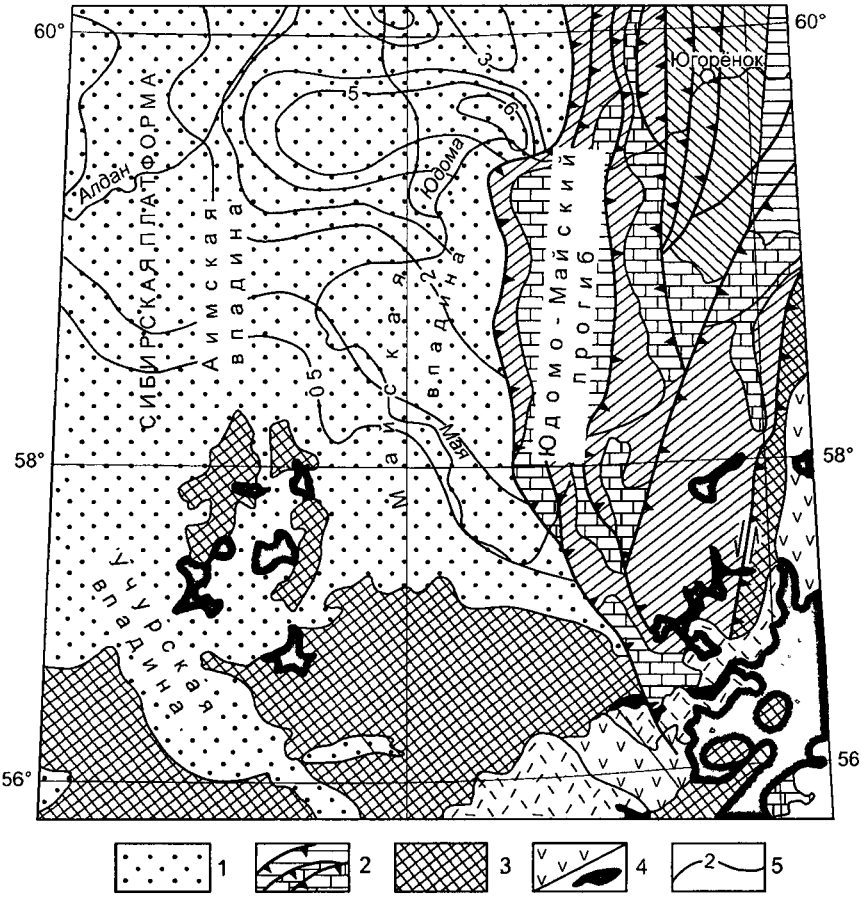


Рис. 1. Структурная схема района Учуро-Майского осадочного бассейна [по 1, 3].

1 – платформенный чехол (рифей-венд-кембрийский); 2 – складчатые структуры Юдомо-Майского прогиба; 3 – Омнинско-Маймаканский выступ; 4 – вулканиты; 5 – изолинии мощности чехла.

становки среды осадконакопления. Восстановительная и слабовосстановительная геохимические обстановки среды преобладали почти стабильно в период формирования осадочного комплекса майской серии (кондёрная, малгинская, цикандинская, мильконская, нельканская, игниканская свиты). В нижней (омнинская свита) и в средней (кумахинская, мильконская свиты) частях серии складывалась временами окислительная обстановка. Преимущественно окислительная обстановка среды осадконакопления свойственна формированию осадочного комплекса учурской серии одноименного рифта (биридинская,

эон, эра
период
серия
подсерия
свита
литотипы пород в разрезе чехла
ВНГР
I,II
III
IV
мощность
геохим. обстан
минералы
этапы седиментогенеза
ПРОТЕРОЗОЙ
РИФЕЙ
венд
учурская
аимчанская
маинская
лахандинская
керпыльская
челасинская
светлинская
уйская
юдомская
аимская
I учурский
II аимчанский
III керпыльский
IV лахандинский
V уйский
VI юдомский
180-450
45-125
500
1000
400-1500
100-200-330
60-120
70-130
200-275
40-100
350-420
50-110
440
250
500
600-800
180
500-600
300
300
30-400
Литотипы пород чехла:
конгломераты
гравелит
песчаник
алевролит, аргиллит
известняк
мергель
доломит
строматолитовый доломит
листоватые глинисто-известковые горючие сланцы
Аутигенные минералы:
пирит
фосфорит
марказит
глауконит
закисное железо
гипс
гематит
лимонит
сидерит
ангидрит
гидрослюда
Геохимическая обстановка среды осадконакопления
окислительная
слабовосстановительная
восстановительная
неустановленное значение параметра

Рис. 2. Основные седиментогенные характеристики чехла и пород Учуро-Майского осадочного бассейна.

Свита (толща) (арабские цифры на схеме): 1 – усть-юдомская; 2 – маямканская; 3 – усть-кирбинская; 4 – какдыкская; 5 – игниканская; 7 – мильконская; 8 – кумахинская; 9 – ципандинская; 10 – малгинская; 11 – омнинская; 12 – кондёрская; 13 – тоттинская; 14 – маильская; 15 – талынская; 16 – эннинская; 17 – омахтинская; 18 – гонамская; 19 – биридинская.

Структуры (римские цифры над колонками литотипов пород): I – Учурский рифт; II – Аимская впадина; III – Майская впадина; IV – Юдомо-Майский прогиб.

гонамская, омахтинская, эннинская свиты). Для комплекса юдомской серии внизу (аимская свита) характерна окислительная, временами восстановительная геохимическая обстановка среды, вверху (усть-юдомская свита) – слабовосстановительная.

Выделяются шесть этапов седиментогенеза, разделенные перерывами в осадконакоплении, размывами (снизу): учурский, аимчанский, керпыльский, лахандинский, уйский, юдомский, совместно представляющие породный альянс, необходимый и достаточный для формирования нефтяных месторождений при наличии благоприятных структурных условий [3, 4].

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Отв. ред. А.И. Ханчук. Владивосток.: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. *Варнавский В.Г., Бутенко Б.П.* Условия формирования осадочного чехла Юго-Восточной части Сибирской платформы и перспективы его нефтегазоносности (на примере территории бассейна р. Маи) // Вопросы геологии осадочных формаций Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1973. С. 16–24.
3. *Варнавский В.Г., Галичанин Е.Н., Беспалов В.Я. и др.* Природные ресурсы нефти и газа Хабаровского края: состояние, проблемы изучения и освоения. Владивосток: Дальнаука, 2001. 138 с.
4. *Ярмолюк В.А., Варнавский В.Г.* Перспективы нефтегазоносности Аяно-Майского района Хабаровского края // Советская геология. 1964. № 6. С. 23–31.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОДУКТИВНОГО ПЛАСТА $БВ_8^{1а}$ МЕГИОНСКОЙ СВИТЫ КУРРАГАНСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Р.Ф. Вафин, Р.Д. Валеева

Казанский государственный университет, г. Казань, e-mail – varus13@mail.ru

Пласт $БВ_8^{1а}$ залегает в верхней части мегионской свиты. Он сложен частым переслаиванием мелкозернистых полимиктовых песчаников и песчанистых крупнозернистых алевритов с глинистыми разно- и мелкозернистыми алевролитами, представлен довольно типичными

отложениями прибрежно-мелководных фаций трансгрессивного цикла. Верхняя часть пласта сложена преимущественно переслаиванием песчаных и алевритовых прослоев, нижняя часть представлена более глинистыми и алевритистыми разностями, изредка перемежающимися с прослоями маломощных песчаников.

Общая толщина пласта изменяется от 6.4 м до 26.5 м, эффективная – от 3.2 м до 18.6 м.

Доля коллекторов в разрезе составляет 59.2 %.

По макроописанию керна разрез пласта представлен песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов.

Песчаники средне- и мелкозернистые, кварцевые, слюдистые, крепко- и среднесцементированные карбонатно-глинистым цементом с редкими прослойками алевролитов и аргиллитов, с остатками растительного детрита. Слоистость линзовидно-волнистая. Алевролит средне- и мелкозернистый, глинистый, с тонкими редкими линзами песчаника мелкозернистого. Слоистость волнистая. Аргиллит плотный, массивный, с тонкими редкими прослоями песчаника толщиной от 0.5 до 2.5 см.

Результаты определения гранулометрического состава горных пород механическим анализом следующие. В среднем чуть больше 8 % зерен по своим размерам относятся к пелитовой фракции. Пелитовый материал в коллекторах является рассеянным.

В песчаниках обломочный материал составляет 75–85 % , средней степени отсортированности (So ≈ 3), преобладают полукруглые обломки, плохо и средне окатанные. Основной размер зерен песчаников составляет 0.05–0.25 мм (69 %), алевролитов – 0.05–0.01 мм (23 %).

В целом гранулометрический состав пород пласта $БВ_8^{1а}$ близок между собой, разница между средними характеристиками отдельных пластов существенно меньше, чем разница между отдельными образцами в пределах одного пласта. Кумулятивные кривые гранулометрического состава рассматриваемого пласта, отражающие по В.В. Веберу условия формирования соответствующих отложений, характеризуются преобладанием наклонных, часто пересекающихся симметричных форм и свидетельствуют о накоплении песчано-алевритового материала в условиях активной волновой деятельности мелководного морского бассейна.

Ио описанию шлифов, песчаник мелкозернистый, алевритовый, аркозовый, слюдистый с кварцево-хлоритовым цементом. Структура алевро-псаммитовая, текстура слоистая, ориентированная. Содержание обломочного материала 75–85 %, размер обломков колеблется от 0.01 до 0.04 мм, среднее значение – 0.013 мм. Степень отсортировки обломков средняя, форма полуокатанная, окатанная.

В состав породообразующих минералов входят: кварц 35–40 %, полевой шпат 40–55 %, обломки пород 7–11 %, слюда до 1.5–2.5 %.

Зерна кварца прозрачные, пелитовой размерности. Полевые шпаты представлены калиевыми разностями и плагиоклазами. Обломки пород эффузивные, осадочные. Слюда – биотит.

Акцессорные минералы представлены эпидотом, цирконом, апатитом, гранатом, пиритом, аутигенные – кальцитом.

Содержание цемента в среднем 7 %, тип цемента порово-пленочный, конформно-регенерационный, состав кварцево-хлоритовый. Из глинистых минералов преобладает хлорит – 63.3 %, далее гидрослюда – 27 %, каолинит – 5 %, смешаннослойные образования – 4.7 %.

Из постседиментационных процессов отмечается гидротизация, сидеритизация и хлоритизация биотита.

Среднее значение $К_{песч}$ пласта составляет 0.39, $К_{расч}$ – 4.7.

На исследуемой территории коллекторы пласта имеют повсеместное распространение. Значение $К_{песч}$ изменяется от 0.15 до 0.64. Зона наилучшего развития коллекторов с $К_{песч} > 0.5$ отмечается в западной части месторождения. На остальной территории значение $К_{песч}$ составляет 0.2–0.4.

Отложения пласта $БВ_8^{1а}$ соответствует покровному характеру седиментации в условиях прибрежно-морской обстановки с повышенной динамикой водной среды. Увеличение эффективных толщин пласта в северо-восточном направлении указывает на шельфовые условия осадконакопления.

Выводы: 1) пласт $БВ_8^{1а}$ представлен отложениями прибрежно-мелководных фаций трансгрессивного цикла, верхняя часть пласта сложена переслаиванием песчаников и алевролитов; нижняя – более глинистыми и алевритистыми разностями; 2) песчаники на 75–85 % сложены обломочным материалом средней отсортированности, основной размер зерен составляет 0.05–0.25 мм (69 %); 3) цемент по типу можно охарактеризовать как порово-пленочный, конформно-регенерационный, по составу – кварцево-хлоритовый. Преобладающими глинистыми минералами являются хлорит (63.3%) и гидрослюда (27 %); 4) коллекторы, слагающие продуктивный пласт $БВ_8^{1а}$ подвержены следующим постседиментационным процесам: гидротизация, сидеритизация и хлоритизация биотита; 5) коллекторы имеют повсеместное распространение по площади месторождения, причем в западной части отмечается наилучшее развитие коллекторов.

ПЕРМСКИЕ БИТУМЫ – ИСТОЧНИК АЛЬТЕРНАТИВНОГО УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН (НА ПРИМЕРЕ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ БОЛЬШЕ-КАМЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

Р.Ф. Вафин[1], **Д.З. Шакирова**[2]

[1]Казанский государственный университет, г. Казань, e-mail – varus13@mail.ru
[2]НПУ «Казаньгеофизика», г. Казань, e-mail – varus13@mail.ru

Высокие темпы роста потребления нефти, неуклонное истощение нефтяных ресурсов определяют возросший интерес к новым, так на-

зываемым альтернативным, источникам углеводородного сырья – природным битумам (ПБ). Природные битумы представляют собой высоковязкие преобразованные нефти и являются ценным сырьем, содержащим, кроме углеводородной основы, редкие металлы, серу и другие продукты.

РТ занимает ведущее место в России по степени изученности и количеству запасов ПБ. Так, по мнению ряда исследователей, общие запасы ПБ в РТ составляют от 2–7 до 21 млрд т. На сегодняшний день в РТ выявлено более 450 скоплений ПБ. Все они связаны с продуктивными отложениями пермского возраста, залегающими на глубинах до 300–400 м и представленными терригенными и карбонатными отложениями – это породы-коллекторы казанского, уфимского ярусов верхней перми и сакмарского яруса нижней перми [1].

Пермские ПБ на территории РТ залегают в виде локальных скоплений, что обусловлено неоднородностью и замещением коллекторов непроницаемыми породами. Битуминозность пермских отложений обеспечивалась за счет вертикальной миграции нефти из каменноугольных пород, основным источником поступления углеводородов в верхние горизонты разреза служили регионально нефтеносные толщи каменноугольного возраста, что подтверждается совпадением в плане пермских битуминозных ареалов с зонами концентрации залежей нефти в карбоне.

Больше-Каменское месторождение ПБ имеет неправильную, вытянутую в северо-западном направлении форму, промышленные запасы ПБ приурочены к глинисто-песчаной толще шешминской свиты верхней перми, где битумный продуктивный пласт образует два линзовидных тела пластово-сводового типа. Эффективная мощность битумного пласта колеблется от 3 м до 21.3 м, составляя в среднем 14.6 м. Эффективные мощности находятся в обратной корреляционной зависимости от глубины залегания кровли глинисто-песчаной толщи, т.е. увеличиваются с уменьшением глубины залегания.

Разрез глинисто-песчаной толщи сложен песчаниками с редкими маломощными прослоями и линзами алевролитов и глин. Песчаники известковистые, реже глинистые, серые, буровато- и темно-серые, темно-коричневые, зеленовато-черные, черные мелко- и тонкозернистые косо- и волнисто-слоистые в различной степени битумонасыщенные. Отдельные разности включают иногда обугленные растительные остатки. Песчаники сложены преимущественно обломками кремнистых и эффузивных пород; в заметных количествах встречаются кварц и полевой шпат; присутствуют магнетит, пирит, пироксен, амфибол, сфен. Преобладают рыхлые породы, значительно реже отмечаются крепко сцементированные разности.

В гранулометрическом составе песчаников доминирует фракция 0.25–0.1 мм: содержание ее в породе колеблется в пределах 57.5–80.7 %, только в отдельных случаях понижаясь до 44 %.

Коллекторские свойства пород глинисто-песчаной толщи изменяются в широких пределах: пористость пород от 2.4 до 44.5 % (в сред-

Кондиции битумонасыщенных песчаников Больше-Каменского месторождения

Классы	Коллекторские свойства, %		
	Пористость	Битумонасыщенность	Карбонатность
I	5.01–7.08	0.56–0.75	38.02–26.30
II	7.08–19.95	0.75–2.63	26.30–10.47
III	> 19.95	> 2.63	< 10.47

нем 31.5 %), карбонатность от 0.6 до 30.1 % (в среднем 6.7 %), плотность минералогическая от 2.3 до 3.3 % (в среднем 2.7 %), битумонасыщенность от 0.1 до 14.9 % (в среднем 7.8 % мас. или 45.5 % объем.). В продуктивном пласте значения свойств улучшаются: средняя пористость составляет 36.2 %, средняя карбонатность – 3.6 %, средняя плотность – 2.7 %, средняя битумонасыщенность – 9.4 %.

Коллекторские свойства пород глинисто-песчаной толщи корреляционно связаны между собой. Связи между свойствами устанавливались в логарифмических значениях, исходя из логнормального распределения параметров. Так, существует хорошая прямая корреляционная зависимость (коэффициент корреляции 0.5352) между пористостью и проницаемостью по газу (параллельной), а также четкая обратная зависимость между карбонатностью и пористостью ($r = -0.7659$). Наиболее тесная положительная корреляционная связь устанавливается в паре пористость – битумонасыщенность массовая (коэффициент корреляции 0.75087), что в лишний раз подтверждает приуроченность концентраций битумов к высоко пористым и проницаемым породам.

По степени битумонасыщенности выделяются песчаники сильно битумонасыщенные с содержанием битума более 7 вес. %, средне битумонасыщенные – 3–7 % и слабо битумонасыщенные – менее 3 %. В целом на Больше-Каменском месторождении породы с содержанием битумов более 4.5 % составляют значительную часть (76 %) разреза глинисто-песчаной толщи. Сильно битумонасыщенные песчаники занимают в разрезе 60 %, средние –17 %, слабо битумонасыщенные – 23 %.

Вертикальный разрез продуктивного пласта характеризуется ясно выраженной закономерностью. В верхней части развиты слабо и средне сцементированные пористые (35–42 %) породы. Средняя часть пласта представлена уплотненными (пористость 12–24 %) известковистыми песчаниками. Нижние его части обычно сложены крепко и средне сцементированными слабо пористыми (5–12 %) песчаниками с прослоями глин и алевролитов. К подошве продуктивность и пористость пород, как правило, значительно снижаются, а карбонатность возрастает.

Корреляционноый анализ с использованием параметров открытой пористости, битумонасыщенности массовой и карбонатности позволил определить кондиции продуктивных пород (таблица).

Высокопродуктивными коллекторами являются породы III класса с пористостью более 19.95 %, битумонасыщенностью массовой более 2.63 % и карбонатностью менее 10.47 %. Породы II класса являются средне продуктивными, I класса – низко продуктивными. Разработанные кондиции дают возможность выделять зоны коллекторов различной продуктивности как по разрезу, так и по площади, а также могут быть использованы для подсчета запасов природных битумов.

ИСТОЧНИКИ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД КУРУМКАНСКОЙ ТОЛЩИ АЛДАНСКОГО ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВОГО МЕГАКОМПЛЕКСА

С.Д. Великославинский[1], Л.Н. Котова[1], А.Б. Котов[1], В.П. Ковач[1], В.И. Березкин[2], А.П. Смелов[2], В.Н. Подковыров[1], Н.Ю. Загорная[1]

[1]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail – akotov@peterlink.ru
[2]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, e-mail – a.p.smelov@diamond.ysn.ru

Начиная с исследований Д.С. Коржинского, иенгрская серия традиционно рассматривалась как типичный пример катархейских глубоко метаморфизованных супракрустальных комплексов. И только сравнительно недавно были получены изотопно-геохимические данные, которые показали, что накопление терригенных пород этой серии связано с раннепротерозойским этапом геологического развития Алданского щита. Курумканская свита впервые выделена Л.И. Салопом и Л.В. Травиным как нижняя часть разреза иенгрской серии. Позднее В.Л. Дук с соавторами под названием «курумканская толща» объединили метаосадочные породы курумканской, аянахской и суонтитской свит этой серии.

Для курумканской толщи наиболее характерна ассоциация высокоглиноземистых, гранат-биотитовых и гиперстен-биотитовых (иногда с гранатом) гнейсов, кварцитов и основных кристаллических сланцев. К метаосадочным породам относятся высокоглиноземистые, гранат-биотитовые и часть гиперстен-биотитовых гнейсов, протолитами которых послужили соответственно породы алевролит-аргиллит-пелитовой ассоциации, полимиктовые песчаники и граувакки. Метавулканические породы курумканской толщи представлены пироксен-роговообманковыми кристаллическими сланцами (базальты) и гиперстен-биотитовыми гнейсами (андезиты, дациты и риолиты).

Глинистые минералы протолитов высокоглиноземистых гнейсов скорее всего были представлены смектитом и иллитом (CIA = 60–80). Для полимиктовых песчаников характерны большие вариации железистости и степени химического выветривания (CIA = 52–76).

Граувакки имеют железистый состав и отличаются наиболее низкой степенью химического выветривания (CIA < 53). Высокоглиноземистые и гранат-биотитовые гнейсы характеризуются более высокими содержаниями Sc, Co, Th, РЗЭ и наличием Eu аномалии по сравнению с гиперстен-биотитовыми гнейсами. Соотношение La, Th и Sc в рассматриваемых метатерригенных породах указывает на «гранодиоритовый» состав их источника. По распределению РЗЭ метаграувакки близки к вулканическим породам раннепротерозойского Балаганахского зеленокаменного пояса, а высокоглиноземистые и гранат-биотитовые гнейсы – к раннеархейским ортогнейсам западно-алданского комплекса.

Метабазальты по химическому составу отвечают внутриплитным толеитам, дифференцированным по феннеровскому типу, и существенно отличаются от субдукционных базальтов федоровской толщи. Метавулканиты среднего и кислого состава соответствуют породам известково-щелочной серии, не обнаруживают связи с метатолеитами и близки к вулканитам субдукционных обстановок, и в том числе к салическим метавулканитам федоровской толщи. Поэтому представляется наиболее вероятным, что внутриплитный толеитовый вулканизм совпадал по времени с формированием осадочных пород собственно курумканской толщи, а известково-щелочной вулканизм проявился позднее в связи с формированием островных дуг Федоровской системы.

Для Sm-Nd изотопных исследований использованы образцы высокоглиноземистых, гранат-биотитовых и гранат-гиперстен-биотитовых гнейсов. Величины Nd модельных возрастов высокоглиноземистых гнейсов изменяются в довольно узких пределах ($T_{Nd}(DM)$ = = 2.9–3.1 млрд лет). Раннеархейский Nd модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ = = 3.5 млрд лет получен только для одного образца высокоглиноземистых гнейсов северо-западной части Нимнырского блока, пространственно ассоциирующих с ортогнейсами западно-алданского комплекса. Значения $T_{Nd}(DM)$ гранат-биотитовых и гранат-гиперстен-биотитовых гнейсов курумканской толщи составляют 2.3–2.4 млрд лет, что и послужило основанием для вывода об ее раннепротерозойском возрасте.

Вероятными источниками глинистых пород курумканской толщи являются раннепротерозойские гранитоиды нелюкинского комплекса, архейские гранитоиды и основные породы олекминского и западно-алданского комплексов. Формирование полимиктовых песчаников и граувакк происходило главным образом за счет разрушения салических вулканических пород курумканской толщи и Балаганахского зеленокаменного пояса.

Исследования выполнены при поддержке Научной школы НШ-4732.2006.5 и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Изотопные системы и изотопное фракционирования в природных процессах».

ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ЛАДОЖСКОЙ СВИТЫ НА САБЛИНСКОМ УЧЕБНОМ ПОЛИГОНЕ

Н.Н. Верзилин, Н.А. Калмыкова

Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург, e-mails – verzilin@NV9622. spb.edu, nin359@yandex.ru

Саблинский учебный полигон Санкт-Петербургского государственного университета охватывает пространство, близкое к территории Саблинского памятника природы. Это прежде всего живописные каньоны рр. Тосна и Саблинка, расположенные в районе пос. Ульяновка Ленинградской области. Они представляют первостепенный интерес для разнообразного геологического изучения, поскольку в обрывах указанных рек многократно вскрываются палеозойские отложения – от кембрийских «синих» глин до карбонатных пород среднего ордовика. На территории Саблинской учебной практики имеются идеальные условия для чтения и познания геологической летописи палеозойского этапа геологической истории региона. И эта возможность в последние годы резко возросла благодаря открытию для организованного посещения Саблинских пещер, позволяющих нередко судить о деталях изменений в пространстве характера и литологических особенностей значительной части палеозойских отложений.

Пожалуй, наибольшие трудности вызывает выяснение условий образования в рассматриваемом районе отложений ладожской свиты, по возрасту относимой к позднему кембрию. Это прежде всего вызвано тем, что в одних разрезах отложения свиты отсутствуют, в других же мощность их очень изменчива и не превышает обычно 0.3 м. Лишь на вскрытых обнажениях по р. Ижоре мощность ладожской свиты превышает 1 м. При этом характерно, что разрезы с наличием или отсутствием свиты в пределах района по площади чередуются без какой-либо закономерности. Все это затрудняет и делает неоднозначной оценку условий формирования свиты в изученном районе.

Свита слагается обычно двумя разностями пород: разноцветными глинами (преимущественно сочетающимися друг с другом красным и серым цветами) и светло-серыми песками. При этом, как правило, глины располагаются в низах и кровле свиты, а пески – в ее центральной части. Нередко даже в пределах одного обнажения песчаная часть выклинивается, в то время как глинистые прослои сохраняются. Часто видно, особенно в пещерах, выклинивание и глинистых прослоев.

Была проведена детальная гранулометрия 12 образцов, включающая отмучивание глинистой фракции (менее 0.01 мм) и последующий рассев более крупного материала на 19 ситах. Она показала, что глинистые прослои (3 образца) представлены алевритовой и алевритистой глиной и песчано-алевритистой глиной, а основная часть свиты сложена преимущественно алевритовыми песками мелкозернистыми, реже песками среднезернистыми и алевро-песками. Мелкозернистые

пески были встречены не только в собственно рассматриваемом районе, но и на значительном удалении – в карьере у реки Ижора. Характерной особенностью отложений является наличие в них детрита оболюсов, неравномерно распределенных в пределах отложений свиты. Интересно отметить, что глинистый прослой (3 см) внутри ладожских песков на р. Ижоре имеет мульдообразную форму, маркирующую накопление глинистых осадков. В нем во всех размерных фракциях широко представлены стяжения кристаллов галенита, особенно в крупных размерных фракциях. Такие прослои свидетельствуют о восстановительной среде накопления глинистых илов, отлагавшихся среди песчаных осадков. Глинистые прослои других разрезов, приуроченные к кровле свиты, начиная с самых крупных фракций (1.0–0.8 или 0.8–0.63 мм), содержат обломки раковин оболюсов. Зерна кварца в этих прослоях обычно хорошо окатанные, нередко поверхность зерен замутнена и шероховата (ветровая обработка ?). Изредка встречаются отдельные зерна глауконита, что может рассматриваться, как и обилие раковинок оболюсов, в качестве показателя морских условий накопления соответствующих осадков.

Однако основную массу пород ладожской свиты обычно слагают мелкозернистые пески кварцевого состава, нередко с примесью обломков кварцитовидных песчаников. Зерна кварца в песках имеют хорошую, почти шаровидную окатанность и матовую поверхность, что позволяет предположить значительную их обработку ветром до захоронения. Такая обработка вполне естественна, если учесть, что в кембрии еще не было наземной растительности, а судя по широкому и неравномерному распространению в породах обломков оболюсов, песчаный материал мог неоднократно переотлагаться и до и после отложения в зоне седиментации.

Существенно, пожалуй, что из всех представленных в районе отложений только в кровле непосредственно подстилающих ладожскую свиту отложений саблинской свиты среднекембрийского возраста часто присутствуют субвертикальные трещинки (нептунические даечки), сложенные материалом собственно ладожской свиты. Иногда в них как бы «затекают» нередко встречающиеся в подошве ладожских отложений разнообразные конкреции, в которых содержатся восстановленные или по периферии в той или иной мере вторично окисленные железистые компоненты [1, 2]. По нашим представлениям, это свидетельства существования в ладожское время древних землетрясений. Именно они привели к образованию нептунических даечек, возникших примерно одновременно с отложением песчаных осадков ладожской свиты. Основываясь на имеющемся на данный момент у нас материале, можно предполагать, что глинистая составляющая ладожской свиты в районе Саблинского учебного полигона представляет собой осадки, формировавшиеся на месте их современного нахождения на значительной глубине в морском бассейне при заметном удалении от области сноса. Песчаный же материал свиты в изученных об-

нажениях был принесен и отложен во время толчков при землетрясениях из прибрежной зоны того же водоема, которая к настоящему времени, по-видимому, не сохранилась или недоступна для наблюдения.

Работа частично выполнялась по гранту РФФИ № 07-05-00162.

Литература

1. *Гавриленко В.В., Панова Е.Г.* Введение в минералогию и геохимию горных пород окрестностей Ленинграда. Л.: Изд-во ЛГУ, 1988. 28 с.
2. *Гончаров Н.Н., Рыбаков Д.С., Шаров А.С.* Спектроскопическое исследование железосодержащих минералов в отложениях кембрия и ордовика северо-запада Русской платформы // Вестник ЛГУ. 1989. Сер. 7. Вып. 4. С. 57–64.

СЛЕДЫ ГОЛОЦЕНОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В БАССЕЙНЕ Р. ВЬЮН (ЗАПАДНАЯ ОКРАИНА ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА) И ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ

Н.Н. Верзилин[1], **Н.С. Окнова**[2]

[1]Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, e-mail – verzilin@NV9622.spb.edu
[2]Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, г. Санкт-Петербург, e-mail – ins@VNIGRI.spb.su

В 2007 г. нами были изучены голоценовые отложения, вскрытые в нижнем течении р. Вьюн, у моста, по дороге от пос. Запорожское на Пятиречье, и около 300 м выше по реке, с целью описания в них следов древних землетрясений, подобных известным в смежных районах [3]. Предварительные данные об этих отложениях уже приводились [4]. Однако здесь мы впервые рассмотрим некоторые результаты только что выполненных детальных гранулометрических анализов отложений из этих и более ранних сборов. Всего было выполнено 23 анализа, включавших выделение путем отмучивания фракции размером менее 0.01 мм и последующий рассев более крупного материала на наборе из 19-ти фракционных сит. Ниже при указании названия анализированных пород использована классификация терригенных пород, подробно освещенная в последние годы [1, 2, 5], а в скобках приведен гранулометрический состав соответствующих фракций в процентах.

На правом берегу р. Вьюн, выше по течению от моста около 50 м, примерно в 1 м от уровня воды в реке, выходят около 0.7 м сероватo-голубоватые песчано–глинистые (7–20) алевролиты (73), выглядящие перемятыми из-за присутствия причудливых желтовато-бурых пятен, обогащенных или сложенных песчаным материалом. Примерно 20 см ниже кровли пачки из участка размером 10 на 25 см отобраны на радиоуглеродное датирование обломки древесины, возраст которых ока-

зался 6000 ± 80 л.н. (здесь и далее возраст дается согласно данным Х.А. Арсланова [4]). Выше по неровной границе идет пачка около 1 м мощностью перемятых, часто с причудливой формой линзочек разноцветных песков и алевролитов. В алевролитах, реже в песчаниках, иногда видна деформированная слоистость, подчеркивающая перемятость соответствующих отложений. В этой пачке чередования алевролитов и песчаников, в интервале 20–30 см от подошвы, в глинистых (13) песко-алевролитах (35–52) и в песчано-глинистых (11–17) алевролитах (72) нередко присутствуют тонкие прослойки с остатками листьев и обломками веточек, радиоуглеродный возраст которых 4500 ± 140 л.н. Выше залегают почти не вскрытые разнозернистые розовато-желтые пески мощностью около 0.7 м, а затем около 1.5 м алевролиты и мелкозернистые песчаники.

Другой разрез описан несколько метров правее в месте, где он немного выше и достигает уровня кровли развитых здесь послеледниковых отложений. Здесь высота обрыва наибольшая и соответствует высоте ярко выраженной ровной обширной террасы. Была вскрыта лишь верхняя часть голоценовых отложений. В нижней части ее около 1.2 м выходят розовато-желтые пески. В верхней части они четко косослоистые, что иногда подчеркивается присутствием гумусированных прослойков. Ниже кровли этого горизонта, примерно 0.5 м, из интервала около 15 см отобран материал, обогащенный органикой, возраст которого определен в 2100 ± 50 лет. Там же был отобран образец песка без примеси углистого материала, анализ которого показал, что содержание песчаного материала в нем 97 %, причем на среднезернистую часть приходится 75 %. Ниже кровли того же горизонта около 20 см был отобран другой образец на радиоуглеродное датирование и получен возраст 1880 ± 50 л. н. Выше располагается пачка около 1 м мощности нечетко слоистых, отчетливо перемятых розовато-желтых песков и голубовато-пепельных алевритов. Отобранный в средней части пачки образец оказался глинистым (16) песко-алевролитом (33–51). Мощность прослоев в пачке обычно 5–15 см. Выше, по-видимому в основании следующей пачки, мощностью около 0.8 м, залегает прослой песка с ровной подошвой и неровной кровлей, вследствие чего мощность его меняется от 7 до 15 см. Образец, отобранный в средней части прослоя, представлен песком (98), причем на его среднезернистую часть приходится 40 %, а на мелкозернистую – 58 %. Выше этого песка породы вновь сложно деформированы. Пачка сложена глинистыми алевро-песками и алевролитами. Проанализированные породы оказались глинисто-алевритовыми (8–10) песками (82) и песко-глино-алевролитами (23–25–52). Выше, 40–50 см, идут породы, сходные с развитыми в предыдущей пачке, но связанные с почвенным горизонтом. При этом нельзя сказать, была ли эта пачка подвержена сейсмогенным деформациям или нет, так как процессы почвообразования и современного выветривания очень сильно ее нарушили.

Третий разрез из описанных, расположен на правом берегу р. Вьюн, примерно 300 м выше по течению от предыдущих разрезов. Нижняя часть его была описана ранее, верхняя – в 2007 г. Около 0.4 м от воды выходят голубовато-серые песчано-глинистые (10–26) алевролиты (64) с редкими ржаво-желтыми пятнами размером до 3–5 см внутри иногда с углистыми включениями. Выше располагается пачка мощностью 20–50 см из-за внедрений сверху глино-алевритов (41–56) с почти черными гумусированными прослоями и ярко-желтыми прослойками и линзочками песка. Выше с размывом залегает пачка мощностью около 3.6 м песков, задокументированных в 1998 г., примерно в нижних двух третях. Внизу они крупнозернистые, иногда с включениями гравийных и дресвяных зерен [гравийный (25) крупнозернистый песчаник (64)], затем идут крупно-среднезернистые пески (95) и среднемелкозернистые пески (96), а в верхней части вплоть до глинистых (9) алевро-песков (39–52). В песках примерно в средней части песчаного разреза для косых слойков, обогащенных растительным детритом, получена датировка 3270 ± 60 л.н. Это уровень 2.5–2.7 м ниже поверхности покрова. Признаков существования землетрясений в этом разрезе не было обнаружено.

В 2007 г. была изучена верхняя часть примерно того же разреза, также на правом берегу реки. Из верхней половины нижней вскрытой пачки мощностью около 2.5 м была взята серия образцов. Вся эта пачка перемята и может рассматриваться как нарушенная толчками при землетрясениях. Из средней части ее из прослоя обогащенного обломками древесины были отобраны древесные остатки, давшие возраст 3170 ± 100 л. н. Рядом с этим отбором и на том же уровне была взята порода, представленная песчано-глинистым (17–20) алевритом (63), а непосредственно ниже – песком (95) с остатками древесины. Ниже условной кровли пачки, примерно 0.3 м, материал из торфянистых прослоев дал возраст 3030 ± 90 л. н., а порода, отобранная на уровне этого линзовидного прослоя, оказалась алевритовым (11) песчаником (85). Выше описанного песчаного горизонта около 1 м залегают пепельно-светло-серые до почти белых с поверхности алевролиты: из средней части нижней половины пачки взят глинистый (15) песко-алеврит (26–59), а из верхней – песчаный (11) глино-алеврит (38–51). Из-за сильной преобразованности этой алевритовой пачки близ современной поверхности трудно сказать, испытала ли она сейсмогенную деформацию.

Таким образом, проведенные гранулометрические исследования испытавших и не испытавших подводно-оползневые деформации отложений показали, что такие деформации не связаны с деталями гранулометрического состава и часто проявляются в отложениях, не обогащенных тонким материалом, а в породах сугубо песчаного состава. При этом пачки, деформированные сейсмогенными сотрясениями, обычно охватывают породы, судя по радиоуглеродным датировкам, накапливавшиеся в течение достаточно продолжительного времени,

что можно связывать с накоплением осадков в водных обстановках, а потому длительное время сохранявших свою пластичность и способность к разнообразным деформациям.

Работа выполнялась при поддержке гранта СПБНЦ РАН на 2007 год «Сейсмические явления в Санкт-Петербургском регионе» и гранта РФФИ № 07-05-00162.

Литература

1. *Верзилин Н.Н.* О классификации осадочных пород при литолого-палеогеографических исследованиях // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 11. С. 131–141.
2. *Верзилин Н.Н.* К проблеме основных принципов классификации осадочных пород // Вестник Воронежского университета. Геология. 2001. № 12. С. 7–19.
3. *Верзилин Н.Н., Севастьянов Д.В.* Следы голоценовых землетрясений в Приладожье // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 2. С. 25–28.
4. *Верзилин Н.Н., Арсланов Х.А., Окнова Н.С.* О послеледниковых сейсмических явлениях в нижней части бассейна р. Вьюн (запад Приладожья) // Геология, геоэкология и эволюционная география. 2007. № 7. С. 64–67.
5. *Верзилин Н.Н., Драгунов В.Н., Шванов В.Н.* Основы систематики осадочных пород // Вестник ЛГУ. 1988. Сер. 7. Вып. 1. С. 3–15.

ФОРМИРОВАНИЕ ПЕСЧАНЫХ МАССИВОВ В МЕЖГОРНЫХ ВПАДИНАХ СЕВЕРНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.Г. Верхотуров

Читинский государственный университет, г. Чита, e-mail – weral0606@yandex.ru

Проблеме формирования песчаных массивов на территории Северного Забайкалья, например в урочище «Пески» в Верхнечарской впадине, посвящено много работ, где эти образования рассматриваются как продукт эоловой переработки озерно-аллювиальных и флювиогляциальных песков, сформировавшихся в периоды межледниковий, начиная с казанцевского. Длина барханных цепей составляет 500–1000 м, ориентированы они почти перпендикулярно простиранию впадины, строение ассиметричное – наветренные склоны пологие (5–20°), подветренные более крутые (до 32°) (рис. 1). Эоловые отложения представлены мелкозернистыми песками, доля фракции менее 0.25 мм составляет 44–60 % [4]. Отложения имеют многосерийную косую слоистость, на разных глубинах отмечаются ожелезненные прослойки мелкозернистых песков и несколько горизонтов «погребенных почв», присутствие которых указывает на смену поверхностных условий осадконакопления (рис. 2).

Песчаные массивы, имеющие близкие геоморфологические характеристики, но покрытые сосновыми лесами, отмечаются в большин-

Рис. 1. Урочище «Пески» в Верхнечарской впадине (фото Ф.И. Еникеева, 2007 г.).

стве межгорных впадин байкальского типа (Муйской, Верхнемуйской, Верхнечарской и др.). Как показали исследования, проблема формирования песчаных массивов в Северном Забайкалье должна рассматриваться с учетом особенностей горно-долинного оледенения этой территории.

К настоящему времени накопился достаточно обширный материал исследований, который позволяет утверждать, что в формировании рельефа песчаных массивов эоловая переработка является вторичной. По нашему мнению, причиной их образования являются катастрофические прорывы плейстоценовых ледниково-подпрудных озер. В результате таких катастрофических прорывов на песках прибрежных озерных отмелей возникали знаки гигантской ряби (дилювиальные дюны и барханы) [4]. Они являются морфогенетическими аналогами мелкой песчаной ряби течения. Изучением этого процесса за рубежом начали заниматься в 40-х гг. XX века. В России изучением этого процесса начали заниматься в 1950-х гг. на Алтае, когда были установлены знаки гигантской ряби в Курайской впадине. В настоящее время выявлены сотни местонахождений полей гигантской ряби в Северной Америки и Северной Азии. Так, на Алтае в строении гигантской ряби принимают участие галечниково-мелковалунные отложения с присутствием не более 10° крупнозернистых буроватых полимиктовых пес-

Рис. 2. Косая слоистость песчаного массива в урочище «Пески», в подножье – разгрузка подземных вод в родниковой воронке (фото Ф.И. Еникеева, 2007 г.).

ков. В песчаных линзах отмечается тонкая косая слоистость, причем до глубины 10–15 м пески очень сухие, карбонатизированы [4].

По данным полевых исследований, результатам дешифрирования аэрофотоснимков и в ходе анализа истории развития региона в неоген-четвертичный период установлено, что на территории Северного Забайкалья широко были проявлены как минимум четыре горно-долинных оледенения (самаровское, тазовское, зырянское, сартанское) [1, 2], наиболее крупным из которых было самаровское. В ледниковые эпохи практически прекращался сток в реках Северного Забайкалья [1]. Долины рек Витим и Чара перекрывалась ледниками хр. Кодар, а во впадинах образовывались ледниково-подпрудные озера, уровни которых существенно изменялись в зависимости от положения снеговой линии в ледниковую эпоху.

О геологической деятельности плейстоценовых ледниково-подпрудных озер известно давно. Образование озер в межгорных котловинах и прорывы их связаны с ледниковыми пульсациями-серджами, когда ледники притоков вначале перегораживали долину основной реки, а затем через определенное время эти ледяные плотины катастрофически быстро разрушались, приводя к сбросу вод подпрудных озер, в результате переполнения озер или вследствие развития термо-

эрозионных процессов. В ходе катастрофических водных паводков начинают развиваться процессы дилювиального рельефообразования [4] , в том числе и формирование гигантской ряби течения.

Накопление песчаных отложений во впадинах, занятых ледниково-подпрудными озерами, отмечается только на прибрежных, мелководных участках, что фиксируется и в настоящее время на озерах подпруженных мерзлыми моренными отложениями. Современный уровень большинства таких озер на рассматриваемой территории находится на высоте 1000–1100 м. Это озера, формирование которых приходится на фазу максимального оледенения. К ним относятся озера: Леприндо, Довачан, Читканда, Ничатка и другие, которые в замковой части перегорожены плотинами, сложенными мерзлыми отложениями конечных морен. Например, на оз. Большое Леприндо конечно-мореный вал имеет ширину 4–6 км и высоту 100–150 м.

Результаты исследований показывают, что катастрофические прорывы ледниковых подпрудных озер на территории Северного Забайкалья обусловили формирование специфических форм рельефа в виде гигантских знаков ряби. Данные по скважине № 126 глубиной 1180 м, пробуренной в Верхнечарской впадине, показывают, что такие прорывы были практически в конце каждого ледникового ритма, изменялся только уровень подпрудных озер [2]. Возможно, что такие же катастрофические паводки формировались и при прорыве ледниковых плотин после наиболее холодных стадиалов. Максимальный объем озера имели в самаровскую эпоху, минимальный – в сартанскую, когда продолжительность его существования составляла не менее 5 тыс. лет.

Новый взгляд на проблему формирования барханов и дюн песчаных массивов в кайнозойских впадинах Северного Забайкалья позволяет более уверенно проводить фациальные реконструкции при выполнении геологических и инженерно-геологических исследований.

В связи с быстрыми короткопериодными изменениями климата нельзя исключить возможность современного прорыва некоторых из этих озер при нарушении теплового режима на плотинных участках. Это может быть связано как с аномально высокими температурами воздуха, так и с аномально высоким количеством осадков, которые могут спровоцировать быстрое развитие термоэрозионных процессов. В результате интенсивного протаивания мерзлых отложений естественных плотин развитие катастрофических селевых паводков при прорыве ледниково-подпрудных озер может представлять реальную опасность для населенных пунктов, расположенных во впадинах.

Литература

1. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Кайнозойские отложения и геоморфология / Ендрихинский А.С., Осадчий С.С., Агафонов Б.П. и др. Новосибирск: Наука, 1983. 172 с.
2. *Еникеев Ф.И., Потемкина В.И.* Поздний кайнозой Чарской впадины // II-ая науч.-тех. конф. Горного института. Тез. докл. Чита: ЧитГТУ, 1999. С. 105–112.

3. *Климовский И.В.* Геокриологическая характеристика массива развеваемых песков Чарской котловины // Геокриологические условия Забайкальского Севера. М.: Наука, 1966. С. 181–186.
4. *Рудой А.Н.* Гигантская рябь течения: история исследований, диагностика и палеогеографическое значение // Материалы гляциологических исследований. 2006. № 101. С. 24–48.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В КОДАРО-УДОКАНСКОМ РАЙОНЕ

А.Г. Верхотуров

Читинский государственный университет, г. Чита, e-mail – weral0606@yandex.ru

Особенность криогенного типа литогенеза горных стран, в то числе и в Кодаро-Удоканском районе на Севере Забайкалья, заключается в том, что высотная поясность накладывает на него специфические особенности. Это связано с понижением среднегодовых температур воздуха от подножий к вершинам (от -7 до -11°С) и увеличением количества осадков в том же направлении (от 350 до 800 мм/год и более). В приводораздельных частях горных хребтов количество осадков значительно превышает величину испарения, а в днищах межгорных котловин наблюдается обратная зависимость. Разновременность схода снежного покрова в хребтах и во впадинах обуславливает возможность действия сразу нескольких различных механизмов физического выветривания на разных высотах, а также определяет продолжительность их действия.

Механизмами физического выветривания в криолитозоне являются: тектоно-механический, температурный, гидратационный и криогидратационный. Для областей распространения многолетнемерзлых пород характерен особый криогенный тип коры выветривания. Здесь снизу вверх выделяют: 1) монолитную зону, 2) глыбовую зону, 3) мелкообломочную зону, 4) «бронирующий слой», представляющий скопления грубообломочного материала – курумы [3]. Первая и вторая зоны располагаются обычно ниже слоя сезонного оттаивания и характеризуются наличием жильного льда по трещинам и льда, заполняющего поровое пространство между глыбами. В двух верхних зонах лед существует сезонно, и только здесь активно протекают процессы физического выветривания. В нижних зонах эти процессы активизируются только в случаях глобального потепления климата (в периоды межледниковий).

Склоны хребтов Кодаро-Удоканского района имеют разную крутизну и высоты до 2000 м. При крутизне склона более 30° склоновые отложения представлены маломощным чехлом обвально-осыпных накоплений или обнажены. На относительно пологих склонах (10–30°), в гольцовом поясе гор Северного Забайкалья, склоны имеют мозаичное строение. Они частично задернованы или покрыты курумами занимающими до 50–70 % площадей склонов [2]. Физическое выветри-

вание в курумах протекает непрерывно, причем наиболее интенсивно горные породы разрушаются в результате действия криогидратационного механизма, когда при циклическом замораживании-оттаивании воды, поступающей в трещины, происходит постепенное разрушение. Эффект расклинивающего действия льда пропорционален количеству циклов замораживания-оттаивания (ЦЗО) и степени увлажнения породы [1]. По нашим наблюдениям с использованием недельных термографов установлено, что количество ЦЗО на отметках 800–1000 м непосредственно под поверхностью курумов составляет 30–50 циклов в год, с высотой количество ЦЗО возрастает, достигая 200-300 ЦЗО. На задернованных склонах крутизной менее 10° интенсивное циклическое замораживание-оттаивание наблюдается только в самой верхней (0.05–0.1 м) части сезонноталого слоя, ниже его величина снижается на порядок, В курумах за счет высокой пористости существует свободная конвекция воздуха, которая обеспечивает быстрое охлаждение пород «бронирующего слоя» на значительную глубину или быстрый их нагрев. В мелкообломочной зоне (вблизи подошвы сезонно-талого слоя) процесс криогидратационного выветривания быстро затухает.

В весенне-летний период происходит опускание вниз к склону тающего снежного покрова вниз к склону (за вычетом величины, идущей на испарение). С высотой количество подтаявшего снега, поступающего в курум, возрастает пропорционально мощности снежного покрова. Этот процесс начинается при отрицательных среднесуточных температурах, причем в зависимости от высоты местности и экспозиции склонов, в разные сроки – с начала марта до середины мая. Подтаявший снег опускается между обломками и, перекристаллизовываясь, образует натечные льды, которые при дальнейшем повышении температуры поверхности постепенно под действием сил гравитации опускаются вниз. Образующаяся при частичном таянии снега вода, двигаясь вниз к подошве склона в виде струек, встречает охлажденные сухие обломки и вновь замерзает в трещинах на поверхности обломков и в скоплениях мелкозема, формируя сезонный гольцовый лед. Когда натечные льды достигают мерзлого водоупора, часть их на некоторое время переходит в сезонный гольцовый лед, который постепенно тает в течение летнего периода. Таким образом, гольцовое льдообразование является важным регулятором в перераспределении поверхностного стока. Коэффициент сезонного оттаивания ($К_о$) курумов (глубина опускания натечных льдов при повышении среднесуточной температуры воздуха на поверхности курума на 1°С) составляет: для крупно- и среднеглыбовых отложений (до 0.4 м в поперечнике) – 10.4–12.2 мм/°С, для мелкоглыбовых (0.2–0.4 м) – 4.5–9 мм/°С, для крупнощебенистых (0.1–0.2 м) – 2–3.5 мм/°С. Процесс оттаивания натечных льдов идет дискретно, что связано со значительными понижениями температур поверхности курумов не только в течение весеннего периода, но даже и в течение суток, иногда до минус 15–25°С.

По данным наблюдений, в верхних частях курумов натечные льды образуют корковые и неполнокорковые криогенные текстуры. Запол-

нение пор льдом составляет 10–15 %. В ниже расположенных мелкоглыбовых и щебенистых грунтах, где заполнение пор льдом составляет до 50 %, образуются неполнокорковые и корковые криогенные текстуры. В щебенисто-дресвяных грунтах нижних частей курумных отложений натечные льды формируют поровые, реже базальные криогенные текстуры.

Мелкозем, образующийся при таянии гольцового льда, выносится по ложбинам стока к временным водтокам, дренирующим склоны, а часть идет на кольматацию склоновых отложений. Ложбины стока, дренирующие склоновые отложения, обычно не выражены или слабовыражены в рельефе и сложены хорошо промытым грубообломочным материалом. В них поступают надмерзлотные воды, образующиеся за счет таяния натечных и гольцовых льдов, инфильтрационные воды и поверхностные воды с закольматированных участков. Соотношение этих составляющих во многом зависит от уклона склона, степени его кольматации, наличия почвенно-растительного слоя (последний в свою очередь является индикатором кольматации).

Таким образом, в заключение можно сделать следующие выводы: 1) делювий в гольцовом поясе к подножьям склонов поступает не только в результате плоскостного смыва, но и по ложбинам стока, транспортирующая способность потоков в которых значительно выше. Это важно при оценке ореолов рассеяния; 2) наличие закольматированных ложбин стока на участках выполаживания склонов требует особого внимания при инженерно-геологическом изучении территории, так как здесь при строительстве возможны значительные тепловые осадки, и наоборот, на участках действующих ложбин стока возможно образование наледей надмерзлотных вод; 3) гольцовое льдообразование в курумах является важным регулятором в перераспределении стока, а объем натечных льдов аккумулируемых в курумах зависит от их строения и высоты местности.

Литература

1. *Ершов Э.Д.* Криолитогенез. М.: Недра, 1982. 212 с.
2. *Конищев В.Н.* Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск: Наука, 1981. 197 с.
3. *Романовский Н.Н., Тюрин А.И., Сергеев Д.О. и др.* Курумы гольцового пояса гор. Новосибирск: Наука, 1989. 152 с.

МОДЕЛЬНЫЙ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С.В. Вещева

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail – vesheva@crust.irk.ru

В обрамлении Сибирской платформы значительное распространение имеют неопротерозойские терригенные комплексы. В данной ра-

боте мы провели сопоставление модельного минерального состава наиболее хорошо изученных терригенных отложений чехла юга Сибирской платформы – байкальской серии и Енисейского кряжа, которые представлены (вверх по разрезу): ослянской, вороговской, чигасанской и чапской сериями. Разрезы ослянской серии представлены аргиллитами, песчаниками, алевролитами и железными рудами. Вороговская, чингасанская и чапская серии сложены полимиктовыми песчаниками, конгломератами, алевролитами и карбонатными породами. В разрезах чивидинской свиты чингасанской серии отмечаются вулкано-галечные аргиллиты [3]. В составе байкальской серии выделяют три свиты: терригенно-карбонатную голоустенскую, сланцево-карбонатную улунтуйскую и песчано-глинистую качергатскую.

Исследование геохимических характеристик терригенных пород байкальской серии и Енисейского кряжа показало, что среди рассматриваемых пород преобладают аркозы, а среди источников сноса – граниты. Исключение составляют туффиты качергатской свиты, а также несколько проб из разреза чингасанской и чапской серии, которые, как мы предполагаем, отражают привнос мафического материала в процессе седиментации этих серий. Реконструкции тектонических обстановок осадконакопления показали, что накопление рассматриваемых терригенных отложений происходило во внутриконтинентальных обстановках и обстановках пассивной континентальной окраины. Геохимические характеристики пород байкальской серии и Енисейского кряжа сопоставимы со средним составом верхней постархейской континентальной коры (PAAS). Для них характерно обогащение легкими РЗЭ и отрицательная Eu-аномалия.

При совместных исследованиях с А.Б. Котовым и В.П. Ковачем (ИГГД РАН) для терригенных пород голоустенской и качергатской свит получен модельный возраст на основе Sm-Nd изотопных данных, который определяется в интервале 1.9–2.6 млрд лет. Это свидетельствует, что источником сноса обломочного материала для пород байкальской серии служили докембрийские породы фундамента Сибирской платформы. Исключение составляет одна проба с модельным возрастом около 1.9 млрд лет в верхней части качергатской серии. Это могло явиться следствием «омоложения» изотопных меток за счет вклада ювенильного материала. Модельный возраст для терригенных пород чингасанской серии (чивидинская свита) определяется в интервале ~ 2.2–2.6 млрд лет, что также указывает на то, что источником сноса материала послужили древние породы фундамента Сибирской платформы [1]. Таким образом, в позднедокембрийское время в краевых частях юга Сибирской платформы накапливались схожие по геохимическому составу терригенные породы, образовавшиеся за счет разрушения пород фундамента Сибирской платформы.

Модельный минеральный состав рассматриваемых терригенных пород был получен с помощью электронной программы «MINLITH» [2]. Специфика этой программы состоит в том, что она позволяет на

основе валового химического анализа вычислять минеральный состав любых осадочных пород. Это открывает возможность обнаруживать систематические тенденции в вариациях минерального состава терригенных пород в широком временном интервале и проводить сопоставление отложений, имеющих разную степень метаморфизма.

При сопоставлении результатов, полученных по программе «MINLITH», наметились некие закономерности распределения породообразующих и акцессорных минералов в породах байкальской серии и Енисейского кряжа. Сумма кварца и полевых шпатов в данных породах достигает 50 мас. %. Это позволяет классифицировать рассматриваемые образования как существенно обломочные песчанистые породы со значительным содержанием глинистого компонента в матриксе. Для пород байкальской серии отмечается существенное различие в отношении кварц / полевые шпаты / глины (2–7) : 1 : (2–5). Аналогичные значения отношения кварц / полевые шпаты / глины характерны для пород чапской серии (3–10) : 1 : (3–6). Увеличение доли глинистого компонента в этом отношении отмечается для чингасанской серии (1–15) : 1 : (3–30). В породах вороговской и ослянской серий доля полевых шпатов не превышает 3 мас. %, а содержание глин колеблется от 45 до 55 %, что указывает на высокую степень зрелости этих осадков. В составе полевых шпатов преобладает калишпат (от 3 до 15 %). Исключением являются породы качергатской свиты байкальской серии и суворовской свиты чапской серии, где отношение плагиоклаз/калишпат составляет (5–11) : 1, при содержании вторичного минерала хлорита от 14 до 20 %, что может свидетельствовать о вкладе пирокластического материала. В составе глинистых минералов преобладают гидрослюды, представленные главным образом, иллитом (среднее содержание 28 %). В нижних слоях байкальской серии, а также в породах чингасанской, вороговской и ослянской серий, отмечается присутствие каолинитовых глин (4–14 %), развивающихся по кислым породам. В породах вороговской серии и лопатинской свите чингасанской серии отмечается присутствие монтмориллонита от 7 до 10 %. Доля карбонатных минералов в рассматриваемых отложениях колеблется около 5 %, что указывает на присутствие их в цементе породы. Содержание акцессорных минералов изменяется от 1 до 3 %, представленных в основном апатитом, рутилом и пиролюзитом. В породах ослянской серии (нижнеангарская свита) отмечается наличие гетита до 7.73 %.

Данные, полученные с помощью программы «MINLITH», показывают, что отложения байкальской серии и Енисейского кряжа по своему минеральному составу практически схожи и, вероятно, отражают влияние однотипного источника сноса материала, представленного породами фундамента и чехла Сибирской платформы.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ МК-3847.2007.5, гранта РФФИ 06-05-64686, Интеграционного проекта СО и УрО РАН (ИП СО РАН № 6.6) и программы поддержки научных школ.

Литература

1. *Ножкин А.Д., Туркина О.М, Ковач В.П., Загорная Н.Ю.* Sm-Nd изотопная систематика метапелитов Енисейского кряжа // Литологические аспекты геологии слоистых сред. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 195–196.
2. *Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А.* Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. №4. С. 431–444.
3. *Шенфиль В.Ю.* Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.

ТИПЫ КАРБОНАТНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ФАМЕНСКОГО ЯРУСА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАШКИРСКОГО СВОДА

А.П. Вилесов[1], Е.В. Пятунина[2]

[1]ООО «ПермНИПИнефть», г. Пермь, e-mail – vilesov@perm.raid.ru
[2]ООО «ЛУКОЙЛ-ПЕРМЬ», г. Пермь, e-mail – epyatunina@lukoilperm.ru

Карбонатная зарифовая толща фаменского яруса северной части Башкирского свода (юго-восток Пермского края) до недавнего времени считалась малоперспективной для поисков новых залежей нефти. Нефтепроявления в слоистом разрезе фамена впервые были зафиксированы еще в середине XX столетия, но долгое время считались не имеющими промышленного значения. Лишь в 1990-е гг. открываемые залежи начали ставиться на государственный баланс [1]. К настоящему времени установлено, что двухсотметровая толща фаменского яруса имеет не такое уж и простое строение. В её разрезе можно выделить интервалы, сложенные плотными породами, и интервалы, для которых характерно переслаивание пористых проницаемых и плотных проницаемых пород. Сверху вниз было выделено шесть проницаемых пористых пачек, каждая из которых получила индекс продуктивного пласта: Фм1, ... Фм6 [2]. Дальнейшие поисковые работы показали, что и такой шаг в познании продуктивного фамена является недостаточным, т.к. распространение залежей не подчиняется простой схеме многопластового резервуара.

Наиболее перспективным участком для изучения и освоения карбонатного фамена является Уразметьевский прогиб (УП) Камско-Кинельской системы и прилегающие к нему районы. Структурный верхнедевонский план этой территории был сформирован в позднефранское время, когда УП, ограниченный в своем южном окончании обширным Красноуфимско-Дуванским плато, с востока был изолирован Дороховской карбонатной банкой, а с запада – Павловской карбонатной банкой и Тартинской атоллообразной рифогенной системой [3]. В южной части УП сформировались многочисленные органогенные

постройки (ОП), образующие группы различной конфигурации. Сходные ОП осложняли внутреннюю зону Тартинского атолла, склоны банок и плато.

В фаменское время УП и прилегающие участки развивались как обширная шельфовая лагуна. Аридный климат и ограниченная циркуляция вод обусловили накопление в Уразметьевской лагуне (УШЛ) специфичного лагунного комплекса карбонатных пород с однообразным комплексом эврифациальных организмов. Ритмичные трансгрессии из Калининского прогиба ККСП привели к образованию циклически построенной толщи. Благодаря относительно однообразным условиям седиментации в пределах УШЛ мелкая ритмичность (циклиты первого порядка – ЭЛЦ) и цикличность более высокого порядка довольно уверенно прослеживается на обширной территории. Многопластовость фаменской толщи района предопределена историей его развития. Однако индивидуальные особенности резервуаров отдельных локальных поднятий (ЛП) обусловлены еще целым рядом причин, которые находят свое естественное объяснение. Совокупность разных факторов в истории формирования резервуара, начиная от этапа седиментации, предопределяет его особенности как итог многоступенчатого развития через стадии диагенеза осадков, их эпигенетических преобразований, и заканчивая событиями тектонического плана. Ключевым фактором в формировании резервуаров отдельных ЛП является степень палеогеографической изолированности структуры.

Все разнообразие установленных фаменских резервуаров отдельных ЛП можно объединить в четыре типовые группы:

1) резервуары, приуроченные к структурам облекания франских ОП, расположенных в средней части УШЛ и краевых участках бортовых зон банок и плато. В строении продуктивных пластов этих резервуаров наиболее полно представлены известняки открытого мелководного шельфа (биокластовые и пелоидно-биокластовые пакстоуны, ооидно-пелоидные грейнстоуны) с высокой межформенной пористостью. В разрезе мало доломитов, слабо развита сульфатизация. Пласты-коллекторы (20–30 м) разделены пачками плотных известняков (~20 м), сформированными в условиях мелководья с умеренной гидродинамикой и периодическими сменами субаэральных и субаквальных условий седиментации. Это своеобразные псевдомассивные мадстоуны и пелоидные вакстоуны, первично тонкослоистые, с интенсивной стилолитизацией по наслоению, многочисленными залеченными фукоидами и неотчетливо выраженной ритмичностью. По латерали, за пределами ЛП, эти скрытослоистые вакстоуны-мадстоуны замещаются слоистыми образованиями с четко выраженными ЭЛЦ. При сейсмических исследованиях псевдомассивные образования отмелей нередко принимаются за биогермы и биостромы. Для наименования этих карбонатных тел, приуроченных к локальным структурам облекания, предлагаем использовать термин *мадстром*. Пористость пород мадстромов минимальна, однако они не образуют непроницаемые разде-

лы между пластами, т.к. характеризуются тонкой трещиноватостью, развитой по системе трещинок усыхания. В резервуарах 1-го типа нефтеносными могут быть пласты Фм1-Фм4;

2) резервуары, приуроченные к высокоамплитудным франским биогермам, изолированным от УШЛ другими одновозрастными ОП. Эти резервуары могут быть расположены как в забортовой зоне, так и в пределах УШЛ. Основное их свойство – большая или меньшая изолированность, что проявляется в увеличении доли доломитов и ангидритов в разрезе. В ЭЛЦ эти породы занимают верхнюю часть последовательностей. Доломиты являются вторичными, тонкозернистыми, раннедиагенетическими: в них сохраняется тонкая слоистость первичного осадка, редкие фукоиды, трещинки усыхания. Ангидрит встречается в доломитах в виде гнезд и выполнения трещин. На заключительных стадиях формирования ЭЛЦ изоляция от основной части УШЛ приводила к установлению обстановок себх. Амплитуда ЛП благоприятствовала интенсивному развитию карста в периоды снижения уровня моря: в резервуарах 2-го типа наблюдаются крупные и протяженные палеокарстовые трещины и полости с брекчиями обрушения, залеченные ангидритом. В периоды неоднократных субаэральных перерывов и проникновения метеорных вод в толщу облекания происходило активное растворение сульфатно-доломитовой части ЭЛЦ и вмыв растворенных солей в нижележащие пористые пачки. Сульфатизация первично пористых прослоев протекала еще и благодаря проникновению себховых рассолов по зонам развития карста. В резервуарах 2-го типа пласты-коллекторы имеют существенно ухудшенные ФЕС (особенно Фм3 и Фм4). Нередко сульфатизация и доломитизация приводят к практически полной утрате коллекторских свойств у потенциально продуктивных пластов. Промышленное нефтенасыщение в резервуарах 2-го типа наиболее типично для самого верхнего пласта Фм1, т.к. в позднефаменское время соленость вод в УШЛ становится более стабильной;

3) резервуары, приуроченные к среднеамплитудным ЛП, изолированным от основной части УШЛ бортовыми зонами или группами других ОП. На структурных картах эти ЛП (с позднефранскими ОП в основании) на несколько десятков метров ниже высокоамплитудных поднятий бортовых зон. Это обусловлено более ранней изоляцией: уже в конце франа накопление биогермных известняков на участках неустойчивой солености сменяется формированием слоистых лагунных серий. В это время в ОП краевых частей бортовых зон и осевой части УШЛ благодаря хорошей связи с бассейном продолжается накопление органогенных известняков. В резервуарах 3-го типа литологически выразительно проявляется нижняя половина среднего фамена. На протяжении всего фаменского века наиболее контрастные аридные условия связаны с первой половиной среднефаменского времени. В условиях изолированных участков УШЛ и прилегающих банок многократно устанавливаются условия себх: в разрезе ЭЛЦ это фик-

сируется микрослоистыми тонкозернистыми доломитами с линзочками и глазками ангидрита, с микропрослойками аргиллита. В отличие от резервуаров 2-го типа сульфатно-доломитовые пачки в ЭЛЦ сохраняются (благодаря более слабым воздействиям поверхностного карста). Это приводит к формированию значительного глинисто-сульфатно-карбонатного флюидоупора в нижней части среднего фамена (до 50 м), захватывающего практически весь пласт Фм3, продуктивный в резервуарах других типов. Пласты, расположенные ниже этой покрышки (Фм4-Фмб), приобретают значение основных поисковых объектов в толще фамена. Благодаря мощности флюидоупора они надежно отделены от пластов Фм1-Фм2, из которых нижний может быть водоносным;

4) резервуары, связанные с ЛП тектонического типа. Они сформировались на завершающем этапе герцинского тектогенеза, в артинское время. Блоковые движения фундамента платформы, связанные с формированием Предуральского прогиба, привели к образованию серии тектонических ступеней. На флексурах этих ступеней в слоистой толще девона и карбона сформировались ловушки структурно-тектонического типа. Для случаев, когда на флексуре ступени оказывались франские ОП, применима типизация резервуаров, описанная выше (тип 1-3). Особое своеобразие резервуаров, приуроченных к тектоническим ЛП, проявляется, когда они представлены породами фаций прогибов. В фаменской толще УШЛ отличия между породами поднятий и прогибов довольно существенны. ЭЛЦ в прогибах более полные: их трансгрессивные пачки, в отличие от гомологичных пачек поднятий, сложены плотными узловато-слоистыми глинистыми вакстоунами с прослоями низкопористых пакстоунов. Регрессивные пачки также плотные, представлены стилолитизированными вакстоунами и мадстоунами. Пласты, выделенные для ЛП структурно-седиментационного типа, четко прослеживаются и в фациях прогибов, однако они представлены породами с низкими ФЕС. Главная причина этого заключается в структурных и вещественных особенностях трансгрессивных пачек ЭЛЦ и очень слабом развитии процессов выщелачивания (по сравнению с ЛП). Исключение представляет пласт Фм3, который в фациях прогибов может быть сложен породами с высокими ФЕС – вторичными доломитами. Это связано с особенностями седиментации в первую половину среднего фамена, а именно широким развитием обстановок себх на мелководье банок и изолированных групп ЛП. Интенсивное испарение в зонах себх приводило к повышению концентрации солей и увеличению соотношения в растворе Mg/Ca. Тяжелые себховые рассолы мигрировали в зоны прогибов и приводили там к замещению первичных плотных известняковых осадков на доломитовые с более высокой вторичной пористостью и проницаемостью. Для резервуаров 4-го типа наиболее важным поисковым объектом является пласт Фм3. Вышележащие пласты Фм1-2 также будут нефтенасыщены, однако коллекторы в них будут обладать низкими ФЕС.

Выделенные типы резервуаров, вероятно, не исчерпывают их естественного разнообразия. Дальнейшее поисково-разведочное бурение позволит уточнить выделенную модельную схему. При планировании ГРР даже предложенная схема дает возможность более точно подойти к оценке перспективных объектов, подготовленных к бурению.

Литература

1. *Ощепков В.А.* Перспективы нефтегазоносности фаменских карбонатных отложений зарифовых территорий Пермского Прикамья // Малоизученные нефтегазоносные регионы и комплексы России. Тез. докл. М.: ВНИГНИ, 2001. С. 62–63.
2. *Ощепков В.А., Ильиных А.П.* Пласты-коллекторы карбонатного девона и их нефтеносность на юго-востоке Пермской области // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Материалы конф. Пермь: Изд-во ПГУ, 2001. С. 159–161.
3. *Шихов С.А., Кузнецов Ю.И. и др.* Закономерности размещения верхнедевонско-нижнекаменноугольных рифов северной части Урало-Поволжья и геофизические методы их выявления // Геология нефти и газа. 1976. № 1. С. 55–60.

СЕДИМЕНТАЦИОННОЕ, ВУЛКАНОГЕННОЕ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ СОДЕРЖАНИЕ ВЕРХОЯНСКОГО КОМПЛЕКСА

И.Г. Волкодав

Адыгейский государственный университет, г. Майкоп, e-mail – geomuz@rambler.ru

В рамках проведенных многолетних работ по составлению комплектов карт, включающих геологическую, структурно-формационную, магматических формаций и прогнозно-металлогеническую Восточной Якутии и металлогеническую карты Якутии в целом, автор разработал и использовал схему многоранговой цикличности согласованных друг с другом седиментационных, магматических и металлогенических процессов [1, 2].

Известный верхоянский комплекс в этой схеме соответствует структурно-формационному этажу или мегациклокомплексу (мегациклиту), эквивалентному структурному этажу Ю.Н. Карагодина [3] и бассейновому комплексу В.М. Цейслера [4]. По данным автора, верхоянский мегациклит имеет трансляционное строение и состоит из четырёх полных и однотипных макроциклитов или структурно-формационных ярусов, примерно совпадающих с геологическими телами каменноугольной, пермской, триасовой и юрской систем. Все макроциклиты имеют регрессивное строение и представлены снизу вверх аспидной, флишевой и молассовой составляющими (формациями).

Исследования позволили уточнить объемы и границы верхоянских циклитов: каменноугольный – от верхнего визе до касимовского яруса включительно, пермский – от гжельского до нижнего инда включительно, триасовый – от позднего инда до синемюра включительно и юрский – от плинсбаха до ранней волги включительно.

Начальная стадия каждого цикла формировалась в условиях некомпенсированного прогибания (рифтогенного раздвига) и сопровождалась базальтоидным вулканизмом и интрузивным силловым магматизмом: нонгонджинский ранне-среднекаменноугольный, сунтарский и западноверхоянский раннепермские, ленский раннетриасовый и кобюминский раннеюрский трахибазальтовые, толеит-базальтовые и базальт-долеритовые комплексы.

Седиментация средней и поздней стадий циклов осуществлялась в условиях компенсированного и перекомпенсированного прогибания и сопровождалась олистостромами, турбидитами и щелочноземельным андезит-риолитовым вулканизмом островодужного и окраинноконтинентального типов, свидетельствами условий сжатия и скучивания. В составе олистолитов, гальки и валунов преобладают обломки андезитов, дацитов, риолитов, гранит-порфиров и гранитов. Позднекаменноугольные, позднепермские, позднетриасовые и позднеюрские вулканиты характерны для краевых частей верхоянского бассейна и примыкающих к нему геоантиклинальных зон (матийский позднекаменноугольный, имтачанский позднепермский, сарыллахский и чибагалахский позднетриасовые, илинтасский и тарынский позднеюрские комплексы).

Нижние черносланцевые толщи характеризуются высокими кларками концентраций золота и его спутников в обогащенных органикой породах и в обильном вкрапленном и конкреционном пирите. Сульфидная минерализация местами формирует серноколчеданные горизонты с содержаниями золота, приближающимися к промышленным. Черноцветные горизонты являются вместилищем раннедиагенетической мелкоконкреционной фосфорно-редкоземельной (куларитовой) минерализации.

К переходным слоям между черноцветными аспидными и сероцветными флишоидными отложениями приурочены эпигенетические концентрации золото-сульфидно-кварцевых и золото-кварцевых руд, являющихся основными источниками россыпей.

Молассоидные, местами угленосные, горизонты являются концентраторами кластогенных золота и алмазов и источниками россыпных проявлений соответствующих минералов.

Литература

1. *Волкодав И.Г.* Цикличность геологических и металлогенических процессов // Вестник Адыгейского госуниверситета. 1998. С. 83–85.
2. *Волкодав И.Г.* Многоранговая цикличность геологических и металлогенических процессов Восточной Сибири // Металлогения древних и современных океанов–2005. Миасс: Геотур, 2005. С. 42–46.

3. *Карагодин Ю.Н.* Седиментационная цикличность. М.: Наука, 1980. 242 с.
4. *Цейслер В.М.* Сообщества геологических формаций как самостоятельные системы // Фундаментальные проблемы естествознания. СПб.: 1998. С. 225.

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ТРИАСОВОЙ КРЕМНЕВОЙ ФОРМАЦИИ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Ю.Г. Волохин, Е.В. Михайлик, Г.И. Бурий

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail – yvolokhin@mail.ru

На основе полевого изучения и биостратиграфической корреляции разрезов кремневых и карбонатных толщ выявлена фациальная и циклическая структура триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня [1–4]. Формация представляла крупное полифациальное и полициклическое геологическое тело регионального масштаба (макроциклит), деформированное в юрское и раннемеловое время тектоническими движениями и подводными оползнями. Она включает датированные конодонтами и радиоляриями отложения всех ярусов с оленекского по рэтский, включительно. По форме и строению это геологическое тело напоминает «чечевицу», центральная часть которой сложена карбонатами, сменяющимися вверх и вниз по разрезу, а также по латерали, к краям, плитчатыми кремнями, а затем глинистыми кремнями и кремневыми аргиллитами. Мощность ее составляет в центральной части 500–600 м, а на краях уменьшается до десятков метров.

В формации выделены кремневая, карбонатно-кремневая, рифовая известняковая, а также глинисто-кремневая фации. *Кремневая фация* распространена в полосе шириной от 40 до 120 км, прилегающей к окраине континентальных массивов, и представлена серыми (различных оттенков) плитчатыми кремнями, содержащими горизонты сургучно-красных яшм (до 14 м) и углеродистых силицитов (4–20 м) в нижней части разреза. В разрезах фации отмечены редкие прослои вулканокластических и кремнекластических турбидитов, тонкие прослои и линзы известняков и доломитов, скрытые внутриформационные перерывы, следы перемыва нелитифицированных осадков и переотложения микрофауны. *Карбонатно-кремневая (пелагическая) фация* сложена плитчатыми кремнями, заключающими от двух до трех толщ карбонатных пород, содержащих желваки и прослои кремней и известковистых кремней. Суммарная мощность тел карбонатов достигает 200 м. *Рифовая известняковая фация* представлена в Прибрежной зоне сихотэ-алинской складчатой области крупными известняковыми массивами, ныне представляющими крупные олистолиты в бериас-валанжинской олистостроме. В позднем триасе эти известняки формировали разобщенные банки и атоллы на вулканических постройках позднепермского (?) возраста,

цепь которых была естественным ограничением Сихотэ-Алинского бассейна на востоке.

В отложениях формации выявляется цикличность различного ранга: от тончайших годичных варвов и элементарных циклитов, время отложения которых составляет тысячи – первые десятки тысяч лет, до мезоциклитов (2–5 млн лет). Мезоциклитовое строение триасовой кремневой формации коррелируется с установленными в других регионах глобальными эвстатическими изменениями уровня моря в триасовый период. Колебания уровня моря приводили к смещению границ ареалов кремневого и известкового планктона в верхней водной толще, а также регулировали количество поступавшего в бассейн терригенного материала, разбавлявшего планктоногенные осадки. В целом накопление кремневой формации Сихотэ-Алиня происходило в суперцикл «UAA» [6] глобального повышения уровня моря, максимум которого приходится на ранне- и средненорийский века, когда в батипелагических котловинах моря накапливались карбонатные планктоногенные осадки. В краевых частях бассейна в это время отлагались кремневые толщи с максимальным содержанием кремнезема.

В триасовой кремневой формации присутствуют характерные пачки и толщи, распознаваемые по индивидуальным признакам в разрезах, удаленных друг от друга на сотни километров и служащие стратиграфическими реперами. Это горизонт углеродистых силицитов (поздний оленек–средний анизий), прерывистый горизонт сургучно-красных яшм (поздний анизий–ладин) и толщи карбонатов (поздний карний–средний норий). Прослои кремнекластических и вулканокластических турбидитов и внутриформационные перерывы также могут использоваться как локальные реперы при расшифровке строения монотонных толщ плитчатых кремней.

Скорости аутигенного кремненакопления в триасовом сихотэ-алинском море были близки к скоростям голоценового кремненакопления в современных окраинных морях (Охотском и др.), но существенно выше, чем в пелагиали Тихого океана [5]. Распределение фаций и мощностей толщ дает основание полагать, что триасовый сихотэ-алинский бассейн был сравнительно невелик. Его ширина в южной части, от континентальных массивов на западе до вулканических поднятий с рифами на востоке, составляла первые сотни километров. Вероятно, бассейн состоял из нескольких клиновидных в плане трогов, простиравшихся в северо-восточном направлении и соединявшихся там. Бассейн соседствовал с пенепленизированными сиалическими массивами (Буреинским и Ханкайским и др.), на которых в условиях теплого гумидного климата формировались каолиновые коры выветривания. Незначительное количество терригенного обломочного материала (преимущественно олигомиктовых песков и каолинит-гидрослюдистых глин), поступавшего с пенепленизированной суши, оседало в шельфовых прогибах (Даубихинском и др.) на окраинах сиалических массивов и почти не достигало глубоководной части бассейна. Геохими-

ческие исследования показали, что триасовые силициты в большей мере контаминированы сиалическим материалом и в меньшей степени – фемическим, чем позднеюрские глинистые кремни и яшмы Сихотэ-Алиня или кремнистые илы Тихого океана.

Современный характер деформаций мезозойских отложений Сихотэ-Алинской складчатой области в основном сложился на рубеже раннего и позднего мела, когда произошли крупные подвижки по сдвигам и сформировалась линейная складчатость. Образование подводно-оползневых покровов произошло значительно раньше и связано с берриас-валанжинским этапом формирования нижнемелового флиша.

Литература

1. *Волохин Ю.Г., Бурий Г.И., Филиппов А.Н., Михайлик Е.В.* Карбонатно-кремневая фация в геосинклинальном триасе Сихотэ-Алиня // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР. 1987. С. 70–91.
2. *Волохин Ю.Г., Бурий Г.И., Руденко В.С., Филиппов А.Н.* Триасовая формация Южного Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 4. С. 45–57.
3. *Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И.* Триасовая формация в бассейне реки Хор (Центральный Сихотэ-Алинь) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 5. С. 100–110.
4. *Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И.* Триасовая кремневая формация в бассейне р. Анюй (Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 3. С. 18–29.
5. *Волохин Ю.Г., Астахов А.С., Ващенкова Н.Г.* Голоценовое кремненакопление в Охотском море // Литология и полезн. ископаемые. 2004. № 3. С. 304–326.
6. *Haq B.U., Hardebol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating Sea Levels Since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕКАРБОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРОДУКТИВНОЙ ПЛОЩАДИ МЕДЫНСКАЯ-МОРЕ

О.В. Волошина

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, e-mail – olya_voloshina@mail.ru

Изучаемые отложения вскрыты в пределах продуктивной площади Медынская-море, расположенной в северной акваториальной части Тимано-Печорской провинции (Печорское море). Исследовались отложения верхнего карбона, разрез которого представлен переслаиванием органогенных известняков от светлого до темного цвета, в разной степени доломитизированными, частично битумонасыщенные. Основные типы пород – пак- и вакстоуны, сложенные преимущественно органическими остатками – кораллы, брахиоподы, гастроподы, фораминиферы и водоросли.

На основании изучения керна скважины и петрографического описания шлифов в разрезе выделены интервалы с повышенной пористостью и трещиноватостью, которые и являются объектом изучения в данной работе. Для реконструкций условий осадкообразования изучаемых интервалов использовалось литологическое описание с фациальной характеристикой пород. Кроме стандартного петрографического анализа шлифов, была отработана методика подсчета пористости по фотографиям шлифов.

Проанализировав полученные результаты и сравнив их с профилем стандартных фациальных поясов осадконакопления [1, 2], можно предположить, что изучаемые породы отлагались на склоне карбонатной платформы в обстановке открытого моря (4-й фациальный пояс Дж. Уилсона). Фации формируют клинотему на склоне выше нижней границы насыщения кислородом вод, вблизи базиса действия нормальных ветровых волн (выше или ниже).

При проведении исследований использованы материалы, предоставленные ФГУП ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург.

Литература

1. *Рединг Х.* Обстановки осадконакопления и фации. Т. 2. М.: Мир, 1990. 38 с.
2. *Уилсон Дж.* Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 464 с.

ФАЦИИ И ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА НИЖНЕПЕРМСКОГО КАРБОНАТНОГО МАССИВА ШАХ-ТАУ

А.Е. Гаврилов

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, e-mail – foks86@mail.ru

Стерлитамакские шиханы представляют собой крупные органогенные постройки, хорошо выраженные в рельефе местности в виде разобщенных холмов.

Природа этих образований широко освещена в литературе, однако внутреннее строение массивов требует дальнейшего изучения. Массив Шах-Тау, действующий карьер, не является исключением. До 2003 г. не представлялось возможным непосредственное изучение в обнажениях его нижнего горизонта 140.

При сопоставлении идеализированного фациального профиля по Дж. Уилсону и фациального профиля ассельско-сакмарских отложений Стерлитамакского Приуралья можно проследить сходные признаки. Однако в отличие от идеализированного профиля в пределах разреза ассельско-сакмарских отложений были выделены только три стандартных фациальных зоны (СФЗ): открытого шельфа; органогенного рифа; открытой платформы.

Фация открытого шельфа представлена карбонатно-кремниево-глинистыми породами с относительно бедной фауной, представленной фораминиферами. Для фации органогенного рифа характерны следующие признаки: наличие светлой окраски, массивное строение при отсутствии слоистости, чистота химического состава, большое разнообразие типов пород и их частая смена. Фация открытой платформы представлена цельнораковинными слоистыми известняками серой и светло-серой окраски, местами представлены органогенно-обломочными разностями.

Массив Шах-Тау по классификации Дж. Уилсона попадает в зону органогенных рифовых построек, при этом при более детальном изучении горизонта 140 были выделены следующие микрофации: шамовелловых зарослей, шамовелло-мшанковых поселений, рифовых склонов и палеоаплизиновых биогермов, которые входят в состав пяти СФЗ. При этом каждая отдельная микрофация характеризуется определенным набором структурно-текстурных признаков свойственных только для данной выделенной области разреза, что свидетельствует о том, что все выделенные сообщества организмов формировались в различных условиях обитания, и происходила периодическая смена благоприятных условий для роста того или иного сообщества, на неблагоприятные, что приводило к появлению линз и прослоев в выделенных микрофациях.

С целью изучения химических особенностей выделенных петрографически микрофаций, в пределах изучаемого разреза и массива в целом был выполнен полуколичественный спектральный анализ для 40 образцов, также были использованы материалы промышленного опробования из фондов управления карьера Шах-Тау.

Для выделения химических типов пород был использован «Стандарт ЮК». На примере использования диаграмм – ФМ–ГМ, НКМ–АМ, ГМ–(Na_2O+K_2O), ТМ–ГМ были типизированы карбонатолиты. В результате на основе диаграммы ГМ–(Na_2O+K_2O) было выделено два кластера соответствующих подтипу Ca-карбонатолитов и Mn-карбонатолитов.

Характерной чертой минерального состава известняков Шах-Тау является разнообразие по содержанию доломита. В пределах массива среднее содержание составляет 3.18 %. Однако в пределах изучаемого разреза оно не превышает ~ 1.8 %. А такие элементы как Na и Mn на целый порядок превосходят кларковые значения.

Основной чертой минерального состава карбонатных пород массива является относительная чистота химического состава. При этом на содержание вторичных элементов (Ni, Co, Ti, V, Cr, Sr) влияют постседиментационные процессы (выщелачивание, сульфатизация, доломитизация и битуминизация) в карбонатных породах, обусловленные их высокой проницаемой способностью.

ДИАГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИГРАЦИЯ ВЕЩЕСТВА И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ И РУДОГЕНЕЗЕ

Ю.О. Гаврилов

Геологический институт РАН,
г. Москва, e-mail – gavrilov@ginras.ru

Проблема миграции и локализации вещества (карбонатного, фосфатного, силикатного, сульфидного и т.д.) в постседиментационной истории осадочных толщ до настоящего времени является недостаточно разработанной. Не вполне ясны масштабы и наиболее благоприятные условия для такого рода миграции, механизмы ее обуславливающие. Особый интерес представляет явление миграции сульфидного вещества, т.к. с ним связано формирование некоторых отчетливо выраженных в разрезах геохимических аномалий и рудных пластов, нередко содержащих высокие концентрации широкого спектра элементов. В том или ином аспекте эти вопросы обсуждались в работах Н.М. Страхова, П.В. Зарицкого, Ю.О. Гаврилова, Л.Я. Кизильштейна, И.И. Волкова, Э.А. Остроумова и др.

В древних толщах сульфидная минерализация, образованная вследствие миграции сульфидной субстанции, нередко наблюдается на резких границах между горизонтами глинистых отложений, интенсивно обогащенных органическим веществом (ОВ), и пластами песчаных отложений, которые накопились в отчетливо окислительной обстановке. При этом внутри обогащенных ОВ отложений, которые были материнскими по отношению к сульфидам, сколько-нибудь существенных выделений сульфидных минералов может не быть, в то время как приконтактовые части глинистых и песчаных пород, т.е. гранулометрически и геохимически различных отложений, сцементированы сульфидным материалом или содержат многочисленные пиритовые конкреции.

Одним из ярких примеров проявления миграции сульфидов является пиритовый горизонт (10–20 см) на границе нижнеордовикских углеродистых отложений (диктионемовые сланцы) и подстилающих их оболовых песчаников в Прибалтике. Протягивается он более чем на 100 км, хотя и не является непрерывным. Этот горизонт известен достаточно давно и в качестве иллюстрации к миграции сульфидов в диагенезе приводился Н.М. Страховым [2]. Ниже пиритового пласта в песчаниках встречаются довольно многочисленные стяжения сульфидных минералов, по мере удаления от контакта этих вкраплений становится все меньше и примерно через 1 м они исчезают. По всем литолого-геохимическим параметрам, присущим оболовым песчаникам, в них сколько-нибудь широко аутигенное сульфидообразованиене не могло проявиться, в то время как в диктионемовых сланцах существовали все необходимые для этого условия. Сульфидный материал формиро-

вался в диагенезе в обогащенных ОВ осадках и в дальнейшем мигрировал в песчаники, образуя в основном в приконтактовой части песчаников обильный пиритовый цемент.

В современных морских осадках встречаются разнообразные сульфидные минералы, но наиболее распространенными являются дисульфид железа – пирит, кристаллический моносульфид – макинавит, магнитный кристаллический минерал грейгит (мельниковит), а также сульфидный гель – гидротроилит. Последний способен в диагенезе мигрировать, перемещаться из одних частей осадка в другие.

Почему же гидротроилит, образуясь в углеродистых осадках и мигрируя в осадки с окислительными условиями, здесь локализовался и формировал пиритовую минерализацию? Рассматривая вопросы образования диагенетических сульфидов в морских осадках, А.Г. Розанов и А.А. Морозов [3] отмечали, что в связи с тем, что S пирита является более окисленной формой (степень окисления I), чем сульфидная (степень окисления II), в процессах образования пирита должны участвовать либо полисульфидная сера (S_n^{2-}), либо окислитель, осуществляющий реакцию: $2S^{2-} - 2\bar{e} \rightarrow S_2^{2-}$. Такими окислителями в природных осадках могут быть трехвалентное железо, кислород и элементная сера. Для нас важно подчеркнуть решающую роль кислорода для перехода подвижного гелеобразного моносульфида в дисульфид (пирит). Учитывая это обстоятельство, становятся понятными причины появления сульфидной минерализации в некоторых случаях в древних отложениях, казавшиеся ранее труднообъяснимыми.

Каков механизм миграции: гравитационное перемещение, диффузия или миграция сульфидов с отжимавшимися иловыми водами? Скорее всего, была комбинация этих, а может быть и некоторых других механизмов. С нашей точки зрения, бесспорно имело место действие гравитационного фактора: нам приходилось неоднократно наблюдать в отложениях разного возраста субвертикально ориентированные пиритовые стяжения каплевидной формы, которые могли сформироваться только вследствие гравитационного перемещения гелевидной массы гидротроилита.

Помимо Fe, в процессы сульфидообразования включались также другие элементы, содержание которых в осадках было, как правило, намного меньше (Mo, Se, As, Zn, Cu, Re и др.). Эти элементы входили в состав пирита в виде изоморфной примеси или образовывали самостоятельные сульфидные минералы. Вместе с тем, в некоторых случаях в сульфидных пластах, образовавшихся по рассмотренной схеме, содержание элементов могло достигать очень высоких концентраций. Так, еще одним ярким примером масштабной диагенетической миграции сульфидного вещества, по нашему мнению, являются нижнекембрийские черные сланцы Южного Китая. Здесь, в основании черных сланцев в ассоциации с горизонтом фосфоритов или налегая непосредственно на него, прослеживается сульфидный пласт (иногда линзовидный) мощностью от первых см до 15, а в некоторых местах до 35 см и

протягивающийся на многие сотни километров. Этот пласт характеризуется очень высокими содержаниями Mo (в среднем 4.1 %), до 7 % Ni, 2 % Zn, 2.5 % As, а также высокими концентрациями Au и платиноидов (в том числе Ir) [4].

Сходный механизм миграции и локализации сульфидов, очевидно, был ответствен и за формирование в майкопских отложениях Юга России рудоносных горизонтов костных брекчий с урановой и редкометальной минерализацией, описанных и А.С. Столяровым и др. [1].

В ряде случаев даже при относительно ограниченных масштабах миграции сульфидного материала и захватываемых им элементов могли формироваться специфические геохимические аномалии. Анализ литературного материала и собственные наблюдения позволили прийти к заключению, что иридиевые (Ir) геохимические аномалии, происхождение которых часто связывают с импактными событиями, также возникали в результате процессов диагенетической миграции вещества. Как и в рассмотренных выше примерах, иридиевые аномалии, как правило, залегают на границе восстановленных глинистых осадков и подстилающих их карбонатных отложений, накопившихся в окислительной среде.

Важным представляется еще один аспект вопроса о миграции сульфидного вещества. Заключается он в том – насколько долго в относительно мощных углеродистых толщах мог сохраняться гидротроилит? Вполне возможно, что в литологически монотонных обогащенных ОВ глинистых осадках сульфидная субстанция (по крайней мере частично в виде гидротроилита) могла существовать в миграционноспособном виде достаточно длительное время, если отсутствовали благоприятные условия для перехода его в неподвижный пирит. Следует подчеркнуть, что важным для этого условием была монотонность глинистых осадков, отсутствие в них прослоев более грубозернистых отложений, которые могли бы способствовать взаимодействию внутренних частей углеродистой толщи со смежными геохимически резко отличными осадками. Довольно длительное время толща углеродистых сланцев могла представлять собой более или менее закрытую систему, в которой обстановки диагенеза были «законсервированы». Если в зонах складчатых поясов такие отложения подвергались воздействию стрессовых импульсов, вместе с отжимающимися водами мог мигрировать и сульфидный материал, который локализовался уже за пределами сульфидогенерирующих слоев в виде секущих рудных тел.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-65282).

Литература

1. *Столяров А.С., Ивлева Е.И., Рехерская В М.* Металлоносность ископаемых залежей костного детрита рыб в майкопских отложениях // Литология и полезн. ископаемые. 1991. № 1. С. 61–71.
2. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.

3. *Розанов А.Г., Морозов А.А.* О диагенетических сульфидах железа в морских осадках // Литология и полезн. ископаемые. 1983. № 5. С. 89–101.
4. *Coveney R.M., Murowchick J.B., Grauch R.I. et al.* Field relations, origins, and resource implications for platiniferous molybdenum-nickel ores in black shales of South China // Explor. Mining Geol. 1992. V. 1. № 1. P. 21–28.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ Na-Ca-АРКОЗОВ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРИ

М.Л. Гельман[1], М.И. Тучкова[2]

[1]СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан, e-mail – gelman@neisri.ru
[2]Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail – tuchkova@ginras.ru

Позднемезозойская магматическая эпоха в Северной Пацифике выделяется масштабным кислым магматизмом в петрографических провинциях ее материкового обрамления [3]. Гранитные батолиты сочетаются в этих провинциях (в разных из них несколько по-разному в структурном и темпоральном отношении) с вулканогенными накоплениями, а также с мощными толщами Na-Ca-аркозов. Обычному в истории геологических исследований восприятию таких толщ, как некоторых аналогов нижней молассы, мешает их догранитный возраст. Попытки найти в этих провинциях или хотя бы по соседству с ними возможные гранитные источники аркозового материала не приносят успеха.

Колымский батолитовый пояс сформирован в поздней юре и раннем мелу. Он располагается вдоль Иньяли - Дебинского синклинория, в триасово-юрском выполнении которого Na-Ca-аркозы составляют мощные толщи среднеюрского возраста, содержат остатки иноцерамов и обломки их призматического слоя («иноцерамовая юра» [6]. Мощность песчаниковых накоплений возрастает около гигантских дацитовых субвулканических массивов цепи Сарычева и Буордахского, сформировавшихся на месте вулканических центров среднеюрской и позднеюрской эпох. Количественные соотношения песчаников с алевролитами и глинистыми сланцами в средней юре очень изменчивы и по разрезу, и по латерали, и среди слоистых накоплений почти монолитные (до 80 %) песчаниковые тела вытянуты на первые сотни километров при ширине до 25–30 км и мощности, достигающей 1 км и более. Мощность отдельных слоев песчаника до 50 м. Даже при такой обособленности существенно песчаниковые толщи, как и слоистые, обнаруживают признаки флиша. Состав песчаников: угловатые зерна среднего плагиоклаза с небольшой примесью K полевого шпата (всего 60–70 %), кварца (10–40 %), литическая часть (до 5–10 %) – обломки глинистых пород и вулканического стекла с микролитами среднего плагиоклаза, химический состав неоднороден. Накопление песчаников сопровождалось глубоким перемывом еще нелитифици-

рованного осадка, к тому же переслаивающиеся с песчаниками прослои глинистых сланцев мощностью несколько метров содержат гальку с недеформированными раковинами раннеюрских и позднетриасовых брахиопод и двустворок [1, 2]. Среднеюрские песчаники часто слагают метаморфизованную кровлю батолитов или непосредственно обрамляют их выходы. Выходы аркозовых песчаников в большинстве своем представлены крупноглыбовыми развалами, в которых песчаники составляют бульшую часть. Как правило, песчаники содержат большое количество аргиллитовой крошки, ориентированной в породе хаотически или с нормальной и обратной градационностью, а также углефицированные растительные остатки. Позднеюрские и неокомовые Na-Ca-аркозы в Чукотском батолитовом поясе, сформировавшемся в раннем мелу, накапливались во впадинах, разделяющих гранито-метаморфические куполы, которые представляют собой самый характерный элемент этого пояса и рост которых в течение поздней юры – раннего мела сопровождался вулканическими извержениями [3]. В изометричной с поперечником около 200 км Раучуанской впадине они относятся к двум разновозрастным, но литологически весьма сходным толщам, позднеюрской мощностью до 2000 м и валанжинской мощностью 700–1200 м [4]. Эти толщи представляют собой тела, вытянутые (среди осадочных и вулканогенных пород позднеюрского и раннемелового возраста) параллельно друг другу приблизительно на 150 км при ширине до 30 км, достигая наибольших размеров близ Алярмаутских гранито-метаморфических куполов. Они представлены чередованием песчаников и редких прослоев алевролитов и аргиллитов с мощностью отдельных прослоев от 0.2 до 0.8 м, редко больше. В составе характерны угловатые нередко зональные зерна среднего плагиоклаза, примесь микроклина, зерна кварца с габитусом высокотемпературной модификации, устойчивая примесь литических обломков – основная масса вулканитов. Соприкасаясь друг с другом, такие обломки сминаются и так, что микролиты ориентируются согласно той форме, которую они приобретают в осадке. Особенности литологии и геологического положения Na-Ca-аркозов позволяют считать их отложениями подводных пепловых потоков, отчасти преобразованых в мутьевые (ср. [5]). Их аналоги есть в Яньшаньском поясе в КНР. В миоценовую эпоху, тоже характеризующуюся кислым магматизмом на Востоке Азии, их аналогом выступает формация Токива в зоне Фосса-Магна, о-в Хонсю [5, 7].

Литература

1. *Бычков Ю.М.* К стратиграфии и палеогеографии Иньяли-Дебинского синклинория // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 15. Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1961. С. 3–11.
2. *Бычков Ю.М.* Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений юго-восточной части Иньяли-Дебинского синклинория // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 18. Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1966. С. 16–40.

3. *Гельман М.Л.* Изверженные и метаморфические породы на геологических картах Северо-Востока России: региональный опыт, сопоставления и новые задачи // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2000. С. 8–14.
4. *Паракецов К.В., Городинский М.Е.* К вопросу о возрасте аркозовых песчаников в районе Чаунской губы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 19. Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1966. С. 56–62.
5. *Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
6. *Тучков И.И.* Юрские белемниты и аммониты Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 8. Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1954. С. 96–126.
7. *Fiske R.S., Matsuda T.* Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan // Am. J. Sci. 1964. V. 268. P. 76–106.

ПОДЗЕМНОЕ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ ЖЕЛЕЗА, НИКЕЛЯ И КОБАЛЬТА НА УРАЛЕ

Е.В. Глаголев

ОАО «Экология», г. Екатеринбург

В настоящее время подземным выщелачиванием (ПВ) на Урале разрабатывается 7 природных: Воронцовское (Северный Урал), Долгий Мыс, Верхотурское [3], Шульгинское, Гагарское, Маминское (Средний Урал), Васино Кумакской группы (Южный Урал) и 2 техногенных (пиритные огарки Кировградского МПК и эфеля Айдырлинской ЗИФ) месторождений золота; 1 месторождение никеля и кобальта (Рогожинское) и 1 – меди (Гумешское). Кроме того, подготовлены проекты на добычу этим способом меди и цинка (затопленные шахтные поля Дегтярска и Лёвихи, отвалы бедных руд в г. Дегтярске), золота (Крылатовское, Богомоловское – шахтные поля), золота и серебра (Дегтярское – «железная шляпа»), золота из пиритных огарков цементных заводов, марганца (Ивдельская группа), молибдена (Первомайское, Южно-Шумейковское), платиноидов (Баронское и др.); железа, никеля и кобальта (Кунгурское и Осиновское месторождения).

Рогожинское месторождение силикатного никеля (Уфалейская группа) приурочено к океаническим серпентинитам, характерным для большей части Серовско-Маукского регионального тектонического разлома. Они отмечаются и севернее – в районе Кунгурского и Осиновского месторождений силикатного никеля, изучавшихся автором в 2005–2007 гг. с целью добычи железа, никеля и кобальта методом ПВ, и Вязовского месторождения строматолитовых известняков. Эти серпентиниты имеют строение вулканогенных конгломератов и песчаников, где в среднезернистой основной серпентинитовой массе флюидальной текстуры заключены эллипсоидные тела размером 0.2–15 см

Рис. 1. Радиально-лучистые «солнца» миллерита.

с коркой гидроокислов железа. Внутренняя часть галек состоит из аморфного вещества, стекла или серпофита, а периферия – из антигоритового серпентинита с перекрещенно-игольчатой текстурой. «Цементом» галек служит антигорит радиально-лучистого строения с примесью талька. Строение и состав данных серпентинитов сходны с таковыми современных серпентинитов Срединно-Атлантического хребта.

Опытная добыча железа, никеля и кобальта организована в 2006 г. непосредственно в заброшенном Рогожинском карьере по схеме: растворение руды в блоках закачных скважин кислотой при pH 2–2.5 – подъем продуктивного раствора на поверхность по откачным скважинам – перевод Fe^{2+} в Fe^{3+} при pH 4–4.5 и осаждение его в виде гидроокислов с отдельным складированием (по проекту, в разработке и внедрении которого участвовал автор, намечалась их агломерация и продажа в виде окатышей на металлургические заводы) – осаждение Ni и Co при pH 5.5–6 в виде сульфидов с помощью Na_2S – естественная сушка концентрата и реализация его при влажности 40 % на Уфалейский никелевый завод.

Идея ПВ никеля и кобальта основана на природной кристаллизации и осаждении миллерита (NiS) на нижних бортах законсервированного соседнего Черемшанского карьера в современных условиях: T° = = 0…+30°C, P = 0.8–1.1 атм; $pH_{нач}$ = 5–5.5, $pH_{конеч}$ = 7–7.5, $Eh_{нач}$ = 420–450, $Eh_{конеч}$ = 500–550 мВ, концентрация никеля в карьерных водах до 10 мг/л в межень. Миллерит при этом осаждался или в виде плоских радиально-лучистых (рис. 1) включений в закрытых и полуоткрытых трещинах, или «ежевидных» выделений (рис. 2) диаметром

Рис. 2. «Ежевидное» образование миллерита.

до 1–2 мм (в среднем – 0.4 мм) на открытой поверхности глыб и щебня серпентинита в пределах уровня грунтовых вод на границе вода-порода.

Идея попутного ПВ железа из силикатных никелевых руд вызвана большим содержанием железа в руде и соответственно в продуктивных растворах ПВ (до 500 мг/л и более) вообще [3], и на Рогожинском месторождении, в частности; необходимостью их очистки от него перед выделением Ni и Co и основана на современном осаждении гидроокислов железа в различных природных условиях.

В настоящее время на основе личных наблюдений, тестовых исследований в лаборатории гидрометаллургии института УРАЛМЕХА НОБР и литературных данных автором выделено 6 генетических типов современных образований железа, марганца, никеля и кобальта: 1) аутигенный в соленых (океанических, морских, лагунных, озерных) [1, 5, 7, 8] и пресных [4, 6] водах; 2) вулканогенный континентальный; 3) вулканогенный субмаринный (донный и гайотовый) [1, 7, 8]; 4) гидротермальный; 5) биогенный [4,5]; и 6) техногенный (пирогенный и в нормализованных условиях [2]).

Таким образом, 1) подсмотренные у природы условия современного осаждения Fe, Ni и Co явились прототипом их ПВ из недр в настоящее время; 2) многолетнее современное природное осаждение Fe, Ni и Co в условиях высокого pH (5–7) заменено при ПВ на искусственное их выделение во временнум интервале от 2–3 дней до одной недели маточными растворами с низким pH (2–2.5), что способствует в настоящее время экономически выгодной добыче этих элементов из силикатных никелевых руд на промышленных установках.

Литература

1. *Аникеева Л.И.* Типы оксидных железо-марганцевых руд океана // Кобальт богатые руды Мирового океана. СПб.: ВНИИ «Океангеология», 2002. С. 55–59.
2. *Вахрушев В.А.* Загадочные псевдокристаллы // ЗВМО. 2003. № 6. С. 87–89.
3. *Глаголев Е.В.* Особенности образования Верхотурского месторождения золота // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Материалы науч. чтений памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 9. Пермь: Изд-во ПГУ, 2007. С. 243–251.
4. *Корнилов Ю.Б. и др.* Марганцевые конкреции оз. Б. Миассово (Южный Урал) // Минералогия Урала. Т. I. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. С. 150–152.
5. *Лысюк Г.Н.* Бактериальные структуры океанических железо-марганцевых конкреций. Сыктывкар: Геопринт, 2003. 17 с.
6. *Шляпкина Е.Н. и др.* Технологическая типизация болотных руд по результатам термоаналитических исследований // Прикладная геохимия. 2003. № 4. С. 250–256.
7. *He Gao-wen et al.* Diqiu kexue (Earth Sci.). Zhongguo dizhi daxue xuebao. 2005. P. 509–512.
8. *Hlowatsch S. et al.* Fast-growing, skallow-water ferro-manganese nodules from the western Baltic sea: origin and modes of trace clement in corporation // Mar. Geol. 2002. V. 182. № 3-4. P. 373–387.

ОТРАЖЕНИЕ ПЕРИОДИЧНОСТИ ОКЕАНСКОГО ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВОГО РУДОГЕНЕЗА В РАЗРЕЗЕ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ

Е.А. Глазырин[1], Т.К. Берберьян[1], В.М. Юбко[2]

[1]Южно-Российский государственный технический университет (Новочеркасский политехнический институт), г. Новочеркасск, e-mail – eaglazyrin@mail.ru
[2]ГНЦ «Южгеология», г. Геленджик, e-mail – yubko@ymg.ru

Железомарганцевые конкреции (ЖМК) покрывают абиссальные котловины океанского дна в интервале глубин 4300-5200 м и отражают особые условия литогенеза абиссальных зон. Проведенный микростратиграфический и онтогенический анализ ЖМК зоны Кларион-Клиппертон Тихого океана позволяет сделать вывод, что ЖМК относятся к типичным расслоенным геологическим телам. В их разрезе выделяются различные типы стратиграфических несогласий, палеонтологические остатки, иерархически соподчиненные стратоны: слойки – слои – пачки – подзоны – зоны и прочие элементы стратиграфического описания. Процесс роста ЖМК сопровождается различными явлениями, которые приводят к усложнению их разреза, преобразованию, а нередко и его деструкции (уничтожению), вплоть до раскола тела ЖМК на фрагменты, и растворению. Ранг и цикличность этих проявления фрактальны. Часть из них охватывает значительные площади океанского дна и по характеру своего проявления относится к региональным, а возможно и глобальным, активным динамическим процессам, оказывающим мощное нарушающее воздействие на режим формирования полей ЖМК. Эти процессы приводят к массовым переворачиваниям ЖМК, прекращению их роста, деструкции и фрагментации [1, 2].

Характерной частью разреза ЖМК служат стратиграфические несогласия. По характеру проявления выделяются *параллельные (скрытые и проявленные) и угловые (собственно угловые и структурные) стратиграфические несогласия* [2]. Маркерами несогласий служат: новый геометрический отбор стратифицированных агрегатов; нахождение в подошве несогласия характерного базального слоя; цементация нижележащих под несогласием агрегатов; резкая смена текстур в разрезе; появление захваченных обломков пород; срезание нижележащих агрегатов; срезание границ нижележащих пачек (обязательный признак углового стратиграфического несогласия); деструкция нижележащих слоев и агрегатов с их растворением, выщелачиванием и потерей структурно-текстурных рисунков, развитием наложенных текстур (новообразованная прожилковая и сажистая выщелачивания). Параллельное стратиграфическое несогласие характеризуется параллельным налеганием новых слоев на подстилающие после некоторого перерыва в росте ЖМК. Структурное стратиграфическое

несогласие формируется при обрастании разрушенной или фрагментированной ЖМК.

По площадной распространенности (рангу) выделяются *региональные, местные и локальные стратиграфические несогласия* [2]. Региональные несогласия прослеживаются в ЖМК на больших площадях и обязаны своим появлением региональным процессам, возможно глобальным. Как правило, это угловые, особенно структурные, и хорошо проявленные параллельные несогласия. Местные несогласия охватывают ЖМК на относительно небольшой площади. Локальные несогласия имеют место только в частных ЖМК, обязаны своим происхождением локальным аномалиям формирования ЖМК в связи с индивидуальным положением ее сторон по отношению к питающему геохимическому барьеру.

ЖМК, как известно, обладают асимметричным строением как отражением их анизотропии роста относительно питающего геохимического барьера (раздела ил-вода). При этом сторона, обращенная вверх, обладает гладкой поверхностью и минимумом роста вплоть до растворения, сторона, лежащая в плоскости питающего барьера, характеризуется максимальным ростом с нарушением его фронта (почкованием) из-за геометрического отбора и образованием утолщения – экваториального пояска. Обращенная же вниз (в ил) сторона обладает шероховатой поверхностью и промежуточным ростом. Судя по ассиметрии строения ЖМК, питающий барьер относительно резко ограничен сверху у раздела ил?вода. Нижняя граница барьера проходит в толще ила и достаточно постепенна. Вследствие проявления анизотропии роста стратоны по простиранию испытывают фациальные изменения и даже выклинивания.

По наличию *инверсии анизотропии роста* дешифрируются неоднократные *массовые переворачивания ЖМК* [2]. Переворачивание ЖМК связывается с активными динамическими процессами на дне океана, запечатленными в формировании регионально проявленных стратиграфических несогласий, деструкции ЖМК, их растворении, вводе в конкрециеобразующую среду и разрез растущих ЖМК обломков базальтов [2]. Природа этих процессов остается проблематичной.

Активные динамические процессы разделяют формирование в разрезе ЖМК зон. *Зона* объединяет одну или несколько пачек. Последние состоят из слоев стратифицированных агрегатов, сложенных субмономинеральными слойками. Мощность зон колеблется от долей до многих мм. Они ограничены хорошо проявленными стратиграфическими несогласиями регионального ранга. Пачки, объединяемые в зону, разделяются только параллельными несогласиями без признаков длительного перерыва в росте ЖМК и носят характер местных насогласий. Зоны прослеживаются во всех ЖМК, они, как и региональные стратиграфические несогласия, являются одним из главных маркеров при стратиграфической корреляции ЖМК [2].

Подзоны разделены моментом массового переворачивания ЖМК, не сопровождаемого длительным перерывом роста. Граница между ними проводится по инверсии анизотропии роста.

Практически во всех ЖМК встречаются *трещины усадки* радиально-концентрической морфологии [2]. В периоды активного роста ЖМК раскрытие трещин сопровождается их залечиванием. В периоды же остановки рудогенеза они могут разрывать тело ЖМК на фрагменты и поставлять таким образом в конрециеобразующий процесс новых затравочных ядер. За счет непрерывного роста трещин и их периодического залечивания, формирование трещин носит псевдопульсационный характер.

В разрезах ЖМК уверенно выделяются как минимум 4 регионально проявленных периода их активной тотальной деструкции, фрагментации, с последующим образованием структурных несогласий регионального ранга. Другие периоды активной деструкции не обязательно сопровождаются фрагментацией ЖМК. В большинстве случаев они проявлены в образовании угловых или хорошо проявленных параллельных несогласий, с уничтожением верхней части ранее сформированного стратиграфического разреза [2].

Площадное прослеживание периодичности роста и растворения ЖМК, их датирование и идентификация с геологическими процессами на дне океана позволяют реконструировать динамику и генетическую природу океанского железомарганцевого рудогенеза, картировать активные динамические палеопроцессы на океанском дне.

Литература

1. *Глазырин Е.А., Берберьян Т.К., Юбко В.М.* Микростратиграфические особенности железомарганцевых конкреций зоны Кларион-Клиппертон // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Материалы научн.-практич. геол. конф. Кн. 3. СПб.: ВНИИОкеанологии, 2000. С. 25–27.
2. *Глазырин Е.А., Берберьян Т.К.* Онтогеническая модель формирования железомарганцевых конкреций океана на примере рудной провинции Кларион-Клиппертон // Геодинамические и генетические модели рудных месторождений. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2007. С. 47–54.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ЭОЦЕНА РОСТОВСКОЙ ОБЛАСТИ

Е.В. Голикова-Заволженская

Южный Федеральный университет,
г. Ростов-на-Дону, e-mail – dek_geo@rsu.ru

В тектоническом отношении территория Ростовской области охватывает зону сочленения Русской и Предкавказской платформ, граница между которыми проходит по Донецко-Астраханскому тектоническо-

му шву. Русская платформа представлена двумя разобщенными фрагментами: южным крылом Воронежской антеклизы – на севере области, и Ростовским выступом – на юго-востоке области. Предкавказская платформа располагается южнее Донецко-Астраханского тектонического шва. На западе платформы наблюдается выступ фундамента на дневную поверхность – открытый Донбасс, перекрываемый восточнее мезозойско-кайнозойскими отложениями и именуемый Валом Карпинского. Южнее в субширотном направлении протягивается Манычская система надразломных прогибов.

Эоценовые отложения распространяются на всей исследуемой территории, отсутствуя лишь в пределах открытой части Донбасса. Выходы их на дневную поверхность отмечены на Доно-Донецком междуречье и в Северном Приазовье по долинам рек. К югу и юго-востоку мощности и глубина залегания рассматриваемых отложений увеличивается. Эоценовые отложения характеризуются стратиграфической неполнотой в результате выпадения ряда отдельных горизонтов [5].

Среди большого комплекса нерудных полезных ископаемых Ростовской области можно выделить эоценовые отложения представленные песками кварцевыми, песками кварцево-глауконитовыми, кварцитами, опоками, глинами, песчаниками, алевролитами, фосфоритами, известняками и мергелями.

Пески эоценового возраста широко распространены в северных районах области и на территории восточного, юго-восточного Донбасса. Наиболее исследованы кварцевые пески бучакской, киевской и харьковской свит, которые представлены мелко-, средне- и крупнозернистыми чистыми кварцевыми (SiO_2 – 94–99 %) песками средней мощностью 12–15 м. Важнейшей особенностью этих песков является содержание TiO_2+Al_2O_3, колеблющееся от 1.2 до 3.4 % , а также – Zr, достигающее в некоторых месторождениях концентраций до 4 % [3].

Месторождения кварцитов приурочены к бучакской свите. Полезная толща представлена кварцитами и кварцитовидными песчаниками, залегающими в виде линз различной мощности и протяженности среди песков. Кварцит пригоден для бутового камня, ферросплавов, путевого и строительного щебня.

Опоки и диатомиты эоценовых отложений распределены неравномерно в виде линзообразных залежей средней мощностью 5–6 м в песчано-глауконитовой толще. Представляют собой зеленовато-серую, иногда с пятнами охры, легкую и мягкую породу. Они обладают весьма ценными качествами, такими как необычайная легкость, тонкая пористость, высокое содержание кремнекислоты, что позволяет использовать их в различных отраслях промышленности. Разведанные месторождения опок и диатомитов харьковского яруса являются высококачественным кристобалит-опаловым сырьем [1].

Фосфоритовые накопления прослеживаются на контакте палеоцен-эоценовых отложений, а также внутри эоценовой толщи. На раз-

личных участках и в различных слоях фосфоритовые накопления характеризуются линзовидными и линзовидно-пластовыми формами залегания, имеют различные мощности и продуктивность, неодинаковое содержание фосфатного материала и примесей в них. Мощность фосфоритового слоя киевских отложений колеблется от 0 до 0.8 м. Как показали химические анализы, содержание P_2O_5 составляет 16–21 %. Фосфориты харьковского возраста имеют широкое распространение в юго-восточной части Донбасса. Мощность горизонта изменяется от 0.1 до 0.35 м. Размерность фосфоритового материала закономерно меняется от мелкоконкреционного до крупноконкрецонного, желваки и гальки сцементированы фосфатным же веществом, представляя собой фосфоритовый конгломерат. Содержание P_2O_5 в среднем 22–23 % [2].

В настоящее время особое внимание уделяется поискам новых нетрадиционных комплексных полезных ископаемых, необходимых для народного хозяйства. К таким полезным ископаемым относятся цеолиты, использование которых является более рентабельным, чем их синтетических аналогов. Наиболее высокими концентрациями цеолитов обладают отложения бучакской, солонской, киевской и харьковской свит эоцена. Содержание цеолита в глинах киевской свиты достигает 30–32 %. В кремнистых породах, опоках и диатомитах возрастает до 50 % [4].

В ходе геологических работ в кварцитовых линзах бучакской свиты были выявлены окаменелые стволы деревьев, органический материал, которых полностью замещен халцедон-опаловой изоморфной смесью. Окаменелые стволы могут быть использованы в качестве декоративного материала при изготовлении различных сувениров, декоративных плиток, инкрустации различных изделий.

Литература

1. *Дистанов У.Г.* Геолого-промышленные типы месторождений осадочных кремнистых пород СССР, критерии их прогноза и поисков. М.: Наука, 1987. 166 с.
2. *Орехов С.Я., Шамрай И.А.* Третичные фосфориты Восточного Донбасса и их петрографические признаки // Докл. АН СССР. 1956. Т. 106. № 3. С. 529–531.
3. *Седлецкий В.И.* Справочник по месторождениям нерудных полезных ископаемых Ростовской области. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета, 1992. Часть I. 208 с.
4. *Холодная И.А.* Цеолитоносность палеогеновых отложений Ростовской области // Актуальные проблемы региональной геологии, литологии и минерагении. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета, 2005. С. 162–170.
5. *Шамрай И.А.* Палеоген Восточного Донбасса и Северного крыла Азово-Кубанской впадины. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета, 1964. 129 с.

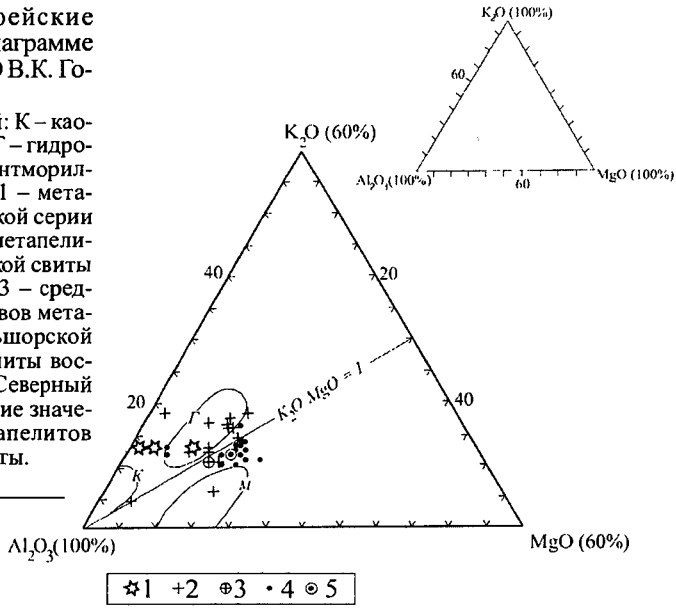
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РИФЕЙСКИХ МЕТАПЕЛИТОВ АРКТИЧЕСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ, СЕВЕРНЫЙ ТАЙМЫР, П-ОВ КАНИН)

И.И. Голубева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар, e-mail – petr@geo.komisc.ru

Вещественный состав рифейских метапелитов арктических складчатых областей на сегодняшний день, наиболее хорошо изучен на Таймыре, где эти породы слагают воскресенскую свиту, входящую в харитоновскую серию [2]. Первично-глинистые отложения были метаморфизованы в условиях зонального регионального метаморфизма в интервале от серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев до амфиболитовой фации. По мере возрастания метаморфизма в метапелитах соответственно наблюдается постепенная смена индикаторных метаморфических минералов: биотит, гранат, ставролит, силлиманит и кордиерит. В низкометаморфизованных породах с реликтовыми структурами осадочных пород хорошо выражена ритмичная слоистость, «... обусловленная градационным распределением алевритового материала» [6, стр. 33]. Наиболее ярко и отчетливо ритмичное переслаивание данных пород проявлено в условиях эпидот-амфиболитовой фации, где тонкозернистые пелитовые прослои дают темные крупнозернистые кристаллические ставролитсодержащие сланцы, а существенно алевритовые отложения представлены в этих же разрезах светлыми гнейсами с редкими кристаллобластами ставролита. В метапелитах воскресенской свиты Таймырской складчатой области впервые был описан метаморфогенный ильменит в виде крупных черных пойкилобластовых пластинок (до 1 см в диаметре), кристаллизующийся только в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций [3]. Ильменитсодержащие метапелиты исследователями докембрия Таймыра были предложены своеобразным репером рифейских толщ [4].

При изучении обнажений биотит-гранат-ставролитовых сланцев париквасьшорской свиты Полярного Урала сразу же привлекли внимание относительно крупные пластинки ильменита (диаметр до 0.5 см). Относительно темные ильменитсодержащие метапелиты ритмично переслаиваются со светлыми гранатсодержащими гнейсами (метапсаммитами). Уровень метаморфизма отвечает эпидот-амфиболитовой фации. Породы, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации или амфиболитовой, подобно тому, что представлено на Таймыре, на Полярном Урале, не отмечаются. Рифейский возраст данных сланцев, сходство их минерального состава (а именно наличие крупного ильменита) с Таймырскими парасланцами, а также одинаковые условия регионального метаморфизма и похожие особенности осадконакопления, неизбежно приводят к мысли о правомерности предложения ильменитсодержащих глиноземистых сланцев в качестве специфического маркера



☆1 +2 ⊕3 • 4 ⊙ 5

Рис. 1. Рифейские метапелиты на диаграмме Al_2O_3–K_2O–MgO В.К. Головенка [1].

Контуры полей: К – каолинитовые глины, Г – гидрослюдистые, М – монтмориллонитовые глины. 1 – метапелиты микулкинской серии (п-ов Канин); 2 – метапелиты париквасьшорской свиты (Полярный Урал); 3 – средние значения составов метапелитов париквасьшорской свиты; 4 – метапелиты воскресенской свиты (Северный Таймыр); 5 – средние значения составов метапелитов Воскресенской свиты.

рифейских отложений. Сравнение петрохимических особенностей ильменитсодержащих метапелитов обоих регионов подтвердило обоснованность определения их первичной природы. На диаграмме АКМ, предложенной В.К. Головенком [1], хорошо видно, что фигуративные точки метапелитов воскресенской свиты (Таймыр) расположены между полями гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин (рис. 1). Метапелиты париквасьшорской свиты (Полярный Урал) по химическому составу менее однородны. Как видно на диаграмме, их фигуративные точки сильно разбросаны. Однако средние значения метаморфизованных пелитов обеих свит имеют практически одинаковый состав – гидрослюдисто-монтмориллонитовый. Неожиданный результат дало сопоставление данных метапелитов по содержанию РЗЭ (рис. 2). Было установлено, что эти породы характеризуются идентичным распределением РЗЭ, а поэтому должны иметь сходный источник сноса. Оказалось, что он весьма необычен и совершенно не соответствует областям формирования материала рифейских глин других регионов, где предполагается поступление осадочного материа-

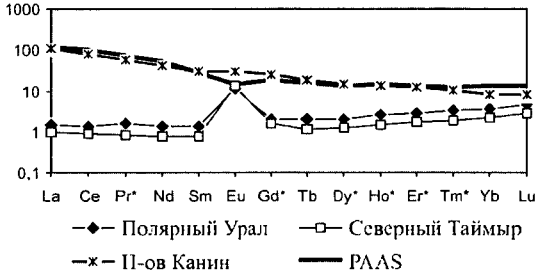


Рис. 2. Нормированные по хондриту спектры распределения РЗЭ в метапелитах арктических складчатых областей.

ла за счет выветривания и размыва континентальной коры кислого состава [6]. Судя по спектрам РЗЭ, источником питания для таймырских и полярноуральских метапелитов были продукты выветривания, развивавшиеся на коре переходного (островодужного) типа.

Высокометаморфизованные глиноземистые сланцы рифейского возраста известны и на полуострове Канин. В их составе отмечается дистен, ставролит, гранат, биотит и акцессорный ильменит. К сожалению, вещественный состав этих пород практически не изучен, данные по их химическому составу в печати отсутствуют. В нашем распоряжении оказались всего три образца ставролитсодержащих сланцев микулкинской серии. Проанализированные метапелиты имеют первично гидрослюдистый состав (см. рис. 1), а по спектру распределения РЗЭ они отвечают породам основного состава континентальной коры (см. рис. 2).

Таким образом, источниками формирования рифейских глин арктических складчатых областей являются базальтоиды, но разных геодинамических обстановок. В дальнейшем следует провести изучение особенностей распределения РЗЭ высокометаморфизованных рифейских ильменитсодержащих пелитовых отложений Кольского полуострова, Байкальской горной области и Енисейского кряжа для корреляции этих специфических формаций.

Литература

1. *Головенок В.К.* Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 267 с.
2. *Забияка А.И.* Воскресенское регионально-метаморфическое поле – эталон рифейского метаморфического комплекса Таймыра. Красноярск: КНИИГиМС, 2000. 215 с.
3. *Коробова Н.И.* Ильменитсодержащие метаморфические сланцы Таймыра // Докл. АН СССР. 1965. Т. 162. № 1. С. 15–20.
4. *Коробова Н.И.* Титановые парасланцы и их возможное значение для корреляции докембрия. // Корреляция докембрия. Т. 1. М.: Наука, 1977. С. 214–216.
5. *Маслов А.В., Крупенин М Т., Ронкин Ю.Л. и др.* РЗЭ, Cr, Ni, и Sc в глинистых сланцах типового разреза рифея как показатели состава и эволюции источников сноса // Литосфера. 2004. № 1. С. 70–112.
6. *Махлаев Л.В., Коробова Н.И.* Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. Красноярск: Красноярское книжное изд-во, 1972. 154 с.

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭОЦЕН-МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ

Е.В. Голубовская

Геологический институт РАН,
г. Москва. e-mail – golubovskaya@ginras.ru

Изучение олигоцен-миоценовых отложений Северного Приаралья представляет интерес, так как они относятся к зоне фациального пе-

рехода от типичных континентальных отложений, развитых восточнее в Тургайском прогибе, к морским осадкам Устюрта, и среди них распространены специфические оолитовые железные руды континентального происхождения. Объектом исследования явились эоцен-миоценовые отложения северного берега залива Перовского.

В основании разреза обнажаются песчано-глинистые отложения саксаульской свиты среднего эоцена мощностью до 15 м. Они согласно перекрыты морскими глинами чеганской свиты верхнего эоцена, в верхней части опесчаненными и содержащими мергелистые конкреции, мощностью 60–70 м. Глинистые минералы представлены ассоциацией: смектит, каолинит, гидрослюда. На чеганских глинах с размывом залегают отложения кутанбулакской свиты нижнего олигоцена, сложенной мелкозернистыми песками и алевритами, светло-серыми, косослоистыми, с тонкими глинистыми прослоями. Отложения свиты мощностью до 50 м распространены в древних эрозионных депрессиях на поверхности чеганских глин. Местами в верхней части свиты залегают линзы оолитовых железных руд, переслаивающихся с ожелезненными песчаниками, глинами и сидеритами. Глины безрудной части разреза представлены ассоциацией: тонкодисперсный смектит, каолинит и гидрослюда, межрудные глины сложены близкой ассоциацией минералов: плохоокристаллизованный железистый смектит, каолинит и гидрослюда. Формирование кутанбулакской свиты происходило в спокойных водоемах озерного типа, а образование рудосодержащей линзы месторождения Кара-сандык в условиях лимана [4]. Отложения кутанбулакской свиты с небольшим размывом перекрыты породами чиликтинской свиты нижнего олигоцена. Она сложена чередованием пачек тонкого горизонтальнослоистого переслаивания шоколадно-лиловых глин и алевритов и горизонтальнослоистых, реже косослоистых мелкозернистых песков и алевритов с отдельными прослоями ожелезненных песчаников. Суммарная мощность свиты до 50 м. В районе г. Кара-сандык в верхней части свиты залегает пачка оолитовых и конгломератовых железных руд мощностью 5 м. Ассоциация глинистых минералов в глинах свиты представлена: смектитом, каолинитом и небольшой примесью хлорита. Выше по разрезу залегают белые, мелкозернистые, реже средне- и крупнозернистые кварцевые пески, обогащенные слюдой чаграйской свиты верхнего олигоцена, мощностью до 30 м. Глинистая фракция в песках представлена смектитом, гидрослюдой и каолинитом, с примесью хлорита. Завершают разрез глинисто-карбонатные породы нижнемиоценовой аральской свиты. Мощность свиты 15 м. Глинистая ассоциация характеризуется отсутствием смектита. Преобладающим минералом является гидрослюда с примесью каолинита и хлорита.

Основными терригенными минералами верхнеэоцен-миоценовых пород являются кварц и полевые шпаты, включающие как калиевые (микроклин, ортоклаз), так и плагиоклазовые разновидности (олигоклаз). Обломки пород представлены окатанными зернами кварцитов,

кремнистых, слюдистых сланцев, гнейсов, гранитов, гранодиоритов, сильно измененных эффузивов кислого и основного составов. Встречаются обломки ожелезненных песчаников, оолитовых железных руд, в аральской свите – известняков. В тяжелой фракции песчано-алевритовых пород преобладают ильменит и эпидот, в виде примеси отмечается циркон, лейкоксен и гранат. Остальные минералы (рутил, дистен, ставролит, силлиманит, магнетит, турмалин, роговая обманка, сфен, андалузит, апатит) встречаются в незначительном количестве или как единичные зерна. Отчетливой стратиграфической приуроченности комплекса минералов не отмечено [2].

Содержание железа в глинах чеганской свиты составляет 4–6 %, межрудных глинах кутанбулака – 7.5 %, глинах чиликты – 2.5–3.6 %, чаграя – 2.5 %, арала – 3.5 %, а в неожелезненных песках по всему разрезу в пределах 1–2 %. При этом, если в глинах чеганской свиты содержание железа близко к среднему содержанию этого элемента в глинистых породах Русской плиты [3], то в глинистых породах чиликтинской, чаграйской и аральской свит, а также нижней, подрудной части кутанбулакской свиты, оно понижено, тогда как в межрудных глинах кутанбулака значительно возрастает. В железистых песчаниках и оолитовых рудах содержание железа увеличивается до 10–20 %, и 30–40 % соответственно.

Содержание марганца связано с содержанием железа. При содержании марганца в глинах основной части разреза 0.05–0.1 %, что близко к среднему содержанию этого элемента в глинистых породах Русской плиты [3], в глинах чаграйской свиты его концентрация понижена и составляет 0.01 %. В железистых песчаниках и в типичных оолитовых рудах концентрация марганца увеличивается до 0.17–0.30 %, достигая максимума в переотложенных грубозернистых, конгломератовых рудах кровли кутанбулака – 1 %.

Рудные породы в целом характеризуются повышенным содержанием фосфора – 0.25–0.5 %, а в отдельных образцах до 1 %. В глинистых породах содержание фосфора сопоставимо со средними его содержаниями в глинистых породах Русской плиты [3]. Увеличение содержания фосфора обычно, хотя и не всегда, сопровождается относительным увеличением количеств Sr и CO_2 В среднем кларк концентрации (к.к.) Sr по всему разрезу < 1, и только в карбонатных отложениях аральской свиты увеличивается до 2 . Исключение составляют карбонатные и фосфатные породы кутанбулака (к.к. Sr – 6.5 и 4 соответственно) и железные руды с фосфатными вкраплениями чиликтинской свиты (к.к. Sr – 13.5).

Содержание Ti выше в терригенных породах и понижается в рудных, а также карбонатных породах. Наблюдается устойчивая тенденция прямой зависимости содержаний Ti и Zr, а также Ti и Y.

Для железных руд и железистых песчаников кутанбулакской и чиликтинской свит вверх по разрезу возрастают содержания Cr, V, а также Ni и Co. Эти элементы попарно ассоциируют для всех литологи-

ческих разностей. В песчаных породах их содержание близко к кларку [1] , в глинистых и рудных породах оно возрастает, минимальные содержания характерны для карбонатных пород. Увеличение содержания Sn отмечено в рудах и железистых песчаниках по сравнению с другими породами разреза. Содержание Ag колеблется в значительных пределах. В карбонатных породах его количество ниже порога чувствительности метода, в глинистых и песчаных породах – на уровне кларка, а в породах, обогащенных железом, его кларк концентрации достигает 5. Сходное распределение характерно и для Zn (к.к. в рудах в среднем равен 2.5). Концентрация Ga по всему разрезу ниже кларковых значений и только в глинистых породах достигает уровня кларк. Распределение B по разрезу неравномерно. В глинистых породах его содержание в 8 раз превышает кларк, тогда как в рудных прослоях не более, чем в 3 раза. Во всех проанализированных образцах количество Cu ниже кларковых значений, а кларк концентрации Pb в среднем равен 1.5. Содержание Mo и Ge в железных рудах, железистых песчаниках, песках и карбонатных породах в большинстве проб находится ниже порога чувствительности метода, и только в глинах и глинистых алевритах возрастает до уровня кларковых значений.

Литература

1. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 255–271.
2. *Вознесенский А.И.* Седименто- и литогенез олигоценовых отложений Приаралья. М.: Наука, 1978. 132 с.
3. *Ронов А.Б., Мигдисов А.А.* Количественные закономерности строения и состава осадочных толщ Восточно-Европейской платформы и Русской плиты и их место в ряду древних платформ // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 5. С. 451–475.
4. *Формозова Л.Н.* Железные руды Северного Приаралья. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 447 с.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНОЙ СТАДИИ СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНОВ

О.П. Гончаренко[1], М.А. Жарков[2]

[1]Саратовский государственный университет, г. Саратов, e-mail – GoncharenkoOP@mail.ru
[2]Геологический институт РАН, г. Москва

Месторождения калийных солей различного состава формировались в результате эволюции морских растворов в полуизолированных или изолированных от моря солеродных бассейнах на заключительной стадии их развития. Калиенакопление осуществлялось в результате продолжающего прогрессивного усыхания и осолонения бассейна или пространственной дифференциации рапы по плотности в аква-

тории бассейна, а также определялось явлениями, связанными с изменением объема испаряющейся морской воды. И поэтому разработанная М.Г. Валяшко [1] гипотеза «сухого озера» расширила систему солеродного бассейна, включив в нее ранее образовавшиеся эвапоритовые отложения. Согласно Н.С. Курнакову, направление кристаллизации – изменения состава рассолов при испарении и выделении одной или нескольких солей или при превращении одной твердой фазы в другую таково, что состав растворов данного химического типа стремится в итоге перейти к одной, для каждой системы к своей, точке конечной кристаллизации, называемой эвтонической. Поэтому предел, к которому стремится при кристаллизации солей состав рассолов самосадочных бассейнов сульфатного типа, будет соответствовать началу кристаллизации бишофита, а для хлоридного – началу садки тахгидрита. Исследования Н.С. Курнакова и В.И. Николаева по кристаллизации солей привели к открытию «солнечного пути» кристаллизации океанической воды, и работы многочисленных исследователей показали, что солнечный путь кристаллизации типичен для природных процессов вообще и является более простым по сравнению со стабильным путем кристаллизации Я.Г. Вант-Гоффа [7]. По сравнению со стабильной, «солнечная» эвтоника оказывается заметно обогащенной сульфатом магния. Полученные наблюдения на различных месторождениях калийных солей подтверждают устойчивость метастабильных «солнечных» равновесий. Именно они, по мнению М.Г. Валяшко [1], определяли накопление огромных толщ калийных солей в разные геологические эпохи. При этом наиболее распространенными калийными минералами в отложениях солей, образующихся из океанической воды и продуктов ее метаморфизации, являются сильвин и карналлит. Сильвин может сопровождаться сульфатами магния и полигалитом, только полигалитом и, наконец, ангидритом. Карналлит – сульфатами магния и ангидритом, (очень редко полигалитом) или ангидритом. Тем не менее анализ возрастного и пространственного распространения отложений заключительной стадии галогенеза в калиеносных бассейнах фанерозоя, свидетельствует о том, что процесс кристаллизации минералов в калийных бассейнах не всегда протекал по метастабильному («солнечному») пути [2]. Решение этой проблемы, имеющей не только теоретическое, но и практическое значение при поиске и разведке месторождений ископаемых солей, стало возможным при использовании, помимо классических минералого-петрографических исследований солей, методов термобарогеохимии применительно к хлоридам и сульфатам, сформировавшимся на заключительной и эвтонической стадиях галогенеза.

Кристаллизация калийных и калийно-магниевых солей происходила из рапы сульфатного и хлоридного химического типов. Нами установлено, что сульфатный тип растворов в основном отражает вариации компонентов близкие к современной сгущенной океанической воде [3, 5]. В рассолах хлоридного (хлормагниевый и хлоркальцие-

вый) типа до начала садки галита должно сохраниться аналогичное растворам сульфатного типа содержание натрия, хлора, калия и магния. Основные различия растворов этих типов заключаются в содержании ионов кальция и сульфата: для рассолов сульфатного типа характерны высокие концентрации SO_4^{2-} (21 г/л) на начало галитовой стадии, для рассолов хлоридного типа установлено вначале низкое содержание и SO_4^{2-} и Ca^{2+} (в пределах растворимости $CaSO_4$), а для хлоркальциевых рассолов – высокое содержание Ca^{2+} (примерно 10 г/л) на этой же стадии [3, 5]. На калийной стадии развития бассейна из рассолов сульфатного типа образуются в основном магниевые и калийно-магниевые сульфаты и калийные и калийно-магниевые хлориды; из хлормагниевых рассолов – хлориды калия и магния; из хлоркальциевых рассолов – хлориды калия, магния и кальция. На эвтонической стадии развития главными компонентами в сульфатных и хлормагниевых растворах являются хлориды магния, а в хлоркальциевых – хлориды магния и кальция. Таким образом, процесс кристаллизации минералов в солеродных бассейнах протекал по метастабильному пути только в случае соответствия состава древних морских растворов составу сгущенной океанической воды (ССОВ). Именно этим и подтверждается вывод М.Г. Валяшко [1] о том, что переход солнечных метастабильных равновесий в стабильные легче всего осуществляется в растворах, состав которых соответствует началу кристаллизации карналлита. Другими словами, после кристаллизации основой массы сульфатов магния и сильвина резко сокращается концентрация сульфатиона в рапе в результате естественного процесса минералообразования. И поэтому именно стабильный путь кристаллизации минералов из морских растворов будет объяснять седиментационный или раннедиагенетический генезис стабильных парагенезисов каинита и лангбейнита с галитом, сильвином и карналлитом.

Поскольку во многих древних бассейнах садка калийных солей начиналась из растворов, состав которых характеризовался высокой степенью метаморфизаии или практическим отсутствием сульфатиона, сульфаты магния в разрезах галогенных отложений до начала кристаллизации сильвина отсутствуют. Однако периодическое обогащение растворов сульфат-ионом в результате прогрессирующего осолонения рапы приводило к кристаллизации сульфатов магния, которые образовывали парагенезис с калийно-магниевыми хлоридами. Комплекс пород и отложений, сформированный из морских растворов содержание сульфат-иона, в которых не менее 65 г/л отличался сложным составом за счет появления более широкого спектра сульфатных минералов: эпсомит, эпсомит-кизерит, каинит, каинит-лангбейнит, лангбейнит-каинит, иногда шёнит, леонит, глазерит, гёргеит [6]. Парагенезисы галогенных отложений на заключительной стадии представляли собой ассоциации, состоящие из сильвина, сильвин-кизерита, сильвин-карналлит-кизерита, карналлит-кизерита, карналлита; а на эвтонической стадии галогенеза – ассоциации: карналлит-кизерит-би-

шофита, бишофита, бишофит-кизерита, бишофита и другие, в которых кизерит замещает первичные сульфаты магния (эпсомит и гексагидрит). Из растворов, характеризующихся минимальной степенью метаморфизации (количество сульфат-иона не превышает 2–3 г/л) и температурой выше 40°С, минеральный комплекс пород и комплекс отложений на заключительной стадии представлен галит-сильвинитом, сильвинит-карналитом, а на эвтонической – бишофитом. В парагенетических ассоциациях в бассейнах с рапой хлоридного типа сульфаты магния и калия отсутствуют. Минеральные парагенезисы представлены сильвином, сильвин-карналлитом, сильвин-карналлит-бишофитовом, карналлит-бишофитовом, бишофитом, карналлит-бишофит-тахгидритом, бишофит-тахгидритом и тахгидритом [4]. Кристаллизацию тахгидрита можно предполагать при содержании в морских растворах кальция не менее 70 г/л. При содержании кальция в рапе до 30 г/л, тахгидрит установлен только в комплексе отложений карналлит-бишофитового состава.

Таким образом, на заключительной стадии эвапоритового соленакопления происходит вначале образование калийных и калийно-магниевых хлоридов, а при концентрации в рапе сульфат-иона до 20 г/л и выше – сульфатных калийных и калийно-магниевых солей. При дальнейшей концентрации магния в растворе при специфических условиях (дополнительное поступление магния в рапу бассейна за счет его выщелачивания из ранее сформированных калийно-магниевых отложений) образуются эвтонические растворы. Следовательно, заключительная стадия (после отложения огромных масс каменной соли) проявляется в два этапа: 1) садка калийных и калийно-магниевых хлоридов и сульфатов; 2) садка магниевых и кальциевых хлоридов. На первом этапе из растворов, обогащенных по сульфату калия и магния и (или) по хлоридам калия и магния, осаждаются эпсомит, каинит, лангбейнит, глазерит, гергеит, сильвин и карналлит (из растворов насыщенных по сульфат-иону). Из растворов хлоридного типа, насыщенных по хлоридам калия и магния, осаждаются только сильвин и карналлит. Под эвтоническими растворами (стадией) нами понимаются конечные продукты испарения морских вод, обогащенных по магнию (сульфатный тип рапы) или по магнию и кальцию (хлоридный тип рапы). Из рассолов сульфатного типа на втором этапе осаждается бишофит, а из рассолов хлоридного типа – бишофит и тахгидрит.

Вместе с тем, выполненные термобарогеохимические и геологические исследования, а также анализ огромного материала литературных источников отечественных и зарубежных исследователей калиеносных бассейнов, показали, что минеральный состав заключительной и эвтонической стадий существенно более сложный. Заключительная сульфатная стадия содержит также галит и кизерит, а хлоридная – галит. Эвтоническая сульфатная стадия обогащается галитом, каинитом и кизеритом; эвтоническая хлоридная стадия – галитом, сильвином и карналлитом.

Литература

1. *Валяшко М.Г.* Закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 398 с.
2. *Высоцкий Э.А., Гарецкий Р.Г., Кислик В.З.* Калиеносные бассейны мира. Минск: Наука и техника, 1988. 387 с.
3. *Гончаренко О.П., Московский Г.А., Рузляева Н.С.* Опыт применения методов математической статистики при реконструкции исходного состава морских растворов и первичных парагенезисов калийных хлоридных и сульфатных солей кунгурских галогенных отложений Прикаспийской впадины // Вестник ВГУ. Сер. геология, 2003. № 2. С. 68–78.
4. *Жарков М.А., Жаркова Т.М.* Тахгидритсодержащие соленосные формации мелового периода // Геохимия галогенеза. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 20–48.
5. *Московский Г.А., Гончаренко О.П.* Пермский галогенез Прикаспия. Часть 2. Гидрохимия заключительных стадий и условия постседиментационных преобразований солей. Саратов: Изд-во Научная книга, 2004. 80 с.
6. *Петриченко О.И.* Физико-химические условия осадкообразования в древних солеродных бассейнах. Киев: Наукова думка, 1988. 128 с.
7. *Vant-Hoff J.H.* Zur Bildung der Ozeanische Salzablager. Braunschweig 1905. II. Braunschweig. 1909 (русский перевод под ред. А.В. Николаева. ОНТИ, 1935. 375 с.).

ВЛИЯЕТ ЛИ СИСТЕМА РЕКА-МОРЕ НА ГЕОХИМИЮ ОКЕАНА?

В.В. Гордеев

Институт океанологии РАН,
г. Москва, e-mail – gordeev@ocean.ru

Более 30 лет назад было убедительно показано [2], что главную роль в поставке материала в океан играет терригенный материал речного стока, на долю которого приходится до 70 % всего ежегодного поступления осадочного материала в океан (или 18.53 млрд т из почти 27 млрд т, включая биогенный, космогенный и вулканогенный материал). Довольно долго при балансовых подсчетах осадочного вещества в океане весь этот материал равномерно распределялся по всей площади акватории океана.

Однако многочисленные исследования всех взаимосвязанных процессов в переходной зоне река-море показали, что в эстуариях и на шельфе задерживается и выбывает из дальнейшего транспорта в открытый океан огромная масса взвешенного и растворенного материала речного стока. Академик А.П. Лисицын назвал эту область зоной маргинального фильтра.

Автор данного доклада посвятил изучению этой проблемы около 40 лет. Были изучены седиментационные и биогеохимические процессы в устьевых областях более чем 30 рек бывшего СССР и крупнейших зарубежных рек – Амазонки и Ганга-Брахмапутры.

Обобщение огромного фактического материала будет опубликовано в печати в виде монографии. В предлагаемом докладе дается крат-

кое изложение наиболее важных с геохимических позиций последствий функционирования системы река-море на Мировой океан, детально разбираемых в будущей книге.

Система река-море (или зона «маргинального фильтра», по терминологии А.П. Лисицына) представляет собой в глобальном плане пограничную зону между континентом и океаном, которая контролирует природные и антропогенные потоки вещества с континента и судьбу химических элементов и биопродукции в прилегающей части океана.

Это область смешения самых распространенных на Земле типов вод – речных и морских, где происходят процессы коренной трансформации речного осадочного материала на пути от континента к океану. Она занимает менее 10 % площади океана и менее 0.5 % его объема, однако влияние на геохимические и седиментационные процессы в океане трудно переоценить: здесь выбывает из транзита в океан более 90 % твердого речного материала и значительная часть растворенных металлов и солей. Открытого океана достигает резко трансформированный не только количественно, но и качественно речной осадочный материал.

Структура построения книги довольно проста. Дается детальное описание основных геохимических особенностей усредненных в глобальном масштабе речной воды и взвеси (речной конечный член) и типичной морской (океанской) воды и взвеси (морской конечный член). Далее рассматриваются важнейшие физические, химические и биологические процессы, точнее механические (седиментационные) и биогеохимические, собственно в системе река-море, их воздействие на поступающий с континента речной осадочный материал. В последней части работы сравниваются основные параметры и характеристики материала двух конечных членов рассматриваемой системы, оцениваются видоизменения материала под влиянием этих процессов и рассматривается итоговый результат воздействия системы река-море на геохимию и седиментацию как в приконтинентальной, так и открытой части Мирового океана.

Рассматривается практически вся доступная литературная информация и многочисленные собственные данные о поведении более 30 химических элементов и компонентов в растворенном и взвешенном состоянии (макроэлементы, органический углерод, биогенные элементы, микроэлементы) в эстуарных зонах, как правило, нескольких десятков рек. Итогом этого обобщения являются авторские экспертные оценки потерь (или добавлений) многих химических элементов в геохимической барьерной зоне река-море. Далее оцениваются годовые объемы речного стока этих элементов в океан как без учета потерь в эстуариях (так называемый валовый речной сток – gross river input), так и с учетом потерь (чистый речной сток – net river input).

Анализ полученных данных показал, что процессы в системе река-море оказывают серьезное воздействие на седиментационные и биогеохимические процессы как в прибрежном океане, так и в пелагической его части.

Краткие выводы:

1. Мировой речной сток является важнейшим источником терригенного осадочного материала в океан. Впервые установлены «кларки» в речной взвеси для более чем 50 химических элементов [1]. Близость химического состава речных взвесей и осадочных пород верхней континентальной коры прямо указывает на их генетическую связь.

2. Протекающие в системе река-море сложные и взаимосвязанные физические, химические и биологические процессы приводят к кардинальному качественному и количественному изменению речного осадочного материала. Общее направление процесса – это массивный переход растворенных форм элементов во взвешенные и осаждение речной взвеси и вновь образованных в эстуариях из растворов твердых частиц в донные осадки. В количественном выражении это выглядит так: в зоне МФ осаждается до 90 % речной взвеси и 10–30 %, а для железа и редкоземельных элементов до 80 % растворенных форм.

3. Важнейшие последствия функционирования системы река-море на геохимические и седиментационные процессы в океане таковы: а) в результате захвата основной массы терригенного осадочного материала в эстуариях и дельтах формируется первый глобальный уровень лавинной седиментации, и в итоге Мировой океан испытывает дефицит вещества в накоплении донных осадков в пелагиали (А.П. Лисицын); б) при переходе от рек к океану кардинально меняются соотношения между растворенными и взвешенными формами элементов – от резкого преобладания взвешенных форм в речном стоке («царство взвешенных форм элементов») к преобладанию растворенных форм в океане («царство растворенных форм»). С геохимических позиций это означает резкое увеличение геохимической подвижности всех элементов в океане. В океанской взвеси сильно снижается доля инертной формы элементов (обломочной, кристаллической) и возрастает значение подвижных форм (металлорганических соединений, гидроокисных форм железа и марганца, карбонатных соединений и сорбированного комплекса), что также подчеркивает усиление геохимической подвижности элементов в океане. Это приводит к тому, что в океане главенствующее значение играют процессы биогеохимической трансформации вещества, т.е. кардинально меняется направленность геохимического процесса (А.П. Лисицын); в) учет интегрального воздействия системы река-море на потоки вещества приводит к существенному изменению представлений о продолжительности пребывания элементов в океане. Новые оценки оказываются значительно более низкими, чем при использовании валового речного стока растворенных элементов в океан, и приближаются к оценкам на основе данных о захоронении элементов в донных осадках океана.

4. Впервые показана взаимосвязь между отношениями концентраций элементов в речной и океанской воде и взвеси, потерями элементов в переходной зоне река-море и типами распределения элементов в океане. Иначе говоря, вся совокупность химических элементов

в их взаимодействии представляет собой реальную геохимическую систему элементов в гидросфере, о которой писали Э.Д. Гольдберг, С.В. Бруевич и другие крупные геохимики.

Литература

1. *Гордеев В.В., Лисицын А.П.* Средний химический состав взвесей рек мира и питание океанов речным осадочным материалом // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 1. С. 225–228.
2. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах: количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 438 с.

СЕКВЕНС-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КАРКАС ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ (ВЕНДСКИХ) ОТЛОЖЕНИЙ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

Д.В. Гражданкин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – fboeoua@mac.com

В основу построения секвенс-стратиграфического каркаса отложений сылвицкой серии (верхний венд западного склона Среднего Урала) положено выделение и прослеживание латеральных фациальных рядов и поверхностей резкой миграции фаций. При этом внимание уделяется оценке параметров, контролирующих процесс изменения аккомодационного пространства: а) колебание базиса эрозии осадочного бассейна; б) дифференцированное перемещение поверхности осадконакопления (тектоническое погружение, изостатическое погружение, уплотнение ранее сформировавшихся толщ); и в) увеличение или уменьшение объема сносимого материала. Следуя данной методике, сылвицкая серия впервые разделяется на четыре секвенса. Изучение последовательной смены латеральных фациальных рядов позволяет воссоздать эволюцию среднеуральского сегмента палеобассейна.

Секвенс S_1 (старопечнинская и перевалокская свиты). Нижняя граница представляет собой поверхность максимальной регрессии (mrs_1). В основании залегает трансгрессивно построенная толща, которая образовалась в результате подъема относительного уровня моря с опережением скорости седиментации (трансгрессивный тракт, TST_1). В кровле этой толщи выделяется поверхность максимального морского затопления (mfs_1), которая отделяет ее от вышележащего тракта высокого стояния уровня моря ($HSST_1$). Тракт $HSST_1$ образовался в результате надстраивания прибрежных обстановок со штормовым режимом седиментации в область подводных илистых равнин с относительно спокойной седиментацией в условиях мелководного эпиплатформенного бассейна с компенсированным прогибанием.

Секвенс S_2 (вилухинская подсвита чернокаменской свиты). Нижняя граница интерпретируется как поверхность максимальной регрессии (mrs_2). В северо-западных разрезах (р. Усьва) на этой поверхности залегает ретроградационный пакет песчаников, который характеризует трансгрессию на пологое мелководье (трансгрессивный тракт, TST_2). В юго-восточных разрезах (реки Сылвица, Межевая Утка) пакет песчаников выклинивается, а поверхность морского затопления (mfs_2) в кровле трансгрессивного тракта сливается с поверхностью mrs_2. Основная часть вилухинского секвенса представляют собой регрессивный тракт (RST_2), сложенный циклическим чередованием пачек песчаников с пачками тонкослоистых алевролитов и тонкослоистых аргиллитов (пакет парасеквенсов). Тракт RST_2 образовался за счет периодического замещения относительно спокойных обстановок подводных равнин на флювиально-морские обстановки песчаных отмелей. Литологические признаки отложений в северо-западных разрезах (р. Усьва) указывают на возможную близость распределительной системы, поставлявшей обломочный материал. Крайне ограниченное распространение отложений с признаками переработки осадка волновыми процессами говорит о том, что формирование вилухинского секвенса происходило в обстановках с некомпенсированным прогибанием.

Секвенс S_3 (шурышская и черемуховская подсвиты чернокаменской свиты). Шурышская осадочная система, развитая на юго-востоке Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, сформировалась в обстановках обширной подводной топодепрессии в пределах дистального мелководного шельфа в условиях подъема уровня моря, причем скорость прогибания существенно превышала темпы поступления обломочного материала, о чем свидетельствует общий прогрессивный характер строения. Черемуховская осадочная система, занимающая схожее с шурышской стратиграфическое положение на северо-западе изученной территории (р. Усьва), с размывом залегает на подстилающих отложениях вилухинского секвенса и при этом характеризует обстановки типа протяженных баръерных песчаных отмелей, которые сформировались в результате трансгрессии на денудированной поверхности шельфа. Шурышская и черемуховская осадочные системы интерпретируются как составные элементы единого латерального фациального ряда, нижняя граница которого представляет собой поверхность форсированной регрессии (frs_3), маркируя резкое сокращение бассейна седиментации и сравнительно быструю миграция фациальных поясов. Невыразительный прогрессивный характер строения позволяет предполагать, что осадконакопление проходило в условиях медленного подъема уровня моря и некомпенсированного прогибания на востоке изученной территории. Таким образом, секвенс S_3 можно интерпретировать как тракт низкого стояния уровня моря ($LSST_3$), при этом шурышская осадочная система отвечает его дистальным фациям, а черемуховская – проксимальным.

Секвенс S_4 (синекаменская, коноваловская, крутихинская и кобылоостровская подсвиты чернокаменской свиты и усть-сылвицкая свита). Синекаменская осадочная система, развитая на юго-востоке Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, представляет собой пакет ретроградационных циклитов, сформировавшихся в результате наращивания пологого мелководного взморья в сторону прибрежных подводных равнин, при этом прогибание осадочного бассейна находилось в состоянии равновесия с интенсивным поступлением обломочного материала. Коноваловская осадочная система, также развитая на юго-востоке изученной территории, имеет выраженное трансгрессивное строение и, судя по всему, сформировалась в условиях мелководного взморья в условиях существенного спада в поступлении обломочного материала. Отложения синекаменской и коноваловской осадочных систем образуют единый трансгрессивный тракт (TST_4), ограниченный снизу поверхностью максимальной регрессии (mrs_4), а сверху – поверхностью морского затопления территории (mfs_4). Крутихинская осадочная система, прослеженная в пределах всей изученной территории, образовалась в результате наращивания дельтовой равнины в обстановках с некомпенсированным прогибанием. С отложениями крутихинской осадочной системы генетически связаны отложения кобылоостровской подсвиты и коррелируемые с ними отложения усть-сылвицкой свиты, которые характеризуют переход в обстановки с компенсированым прогибанием. Отложения крутихинской и кобылоостровской (а также усть-сылвицкой) осадочных систем представляют собой проградационно построенный тракт высокого стояния уровня моря ($HSST_4$).

Начиная с чернокаменского времени, формирование сылвицкой серии проходило в обстановках дифференцированного прогибания поверхности седиментации, причем область максимального прогибания находилась в восточной части среднеуральского сегмента палеобассейна. Внутри самой чернокаменской последовательности установлены две главные границы. Первая граница совпадает с поверхностью раздела вилухинской и шурышской (черемуховской) подсвит и проявляется резкой сменой фациальной структуры и сокращением бассейна седиментации. Вторая граница соответствует поверхности раздела шурышской (черемуховской) и синекаменской подсвит и выражается очередной резкой сменой фаций и расширением области седиментации. При этом в восточной части среднеуральского сегмента палеобассейна, где темпы прогибания были максимальными, осадконакопление проходило без существенных перерывов. Именно в юго-восточной части Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, где на протяжении всего времени существования среднеуральского сегмента палеобассейна в позднем венде сохранялись обстановки прогибания, располагаются наиболее стратиграфически полные и палеонтологически охарактеризованные разрезы чернокаменской свиты. Полученные результаты закладывают основу для детальной внутрибассейно-

вой корреляции разрезов сылвицкой серии и одновозрастных осадочных последовательностей Среднего и Южного Урала, Московской и Мезенской синеклиз, а также Юго-Восточного Беломорья.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 06-05-64223), Программы Президиума РАН № 18, Natural Environment Research Council, Великобритания (грант NER/A/2001/01049) и Irish Research Council for Science, Engineering and Technology.

ЦИКЛИЧНОСТЬ СТРОЕНИЯ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

С.А. Губин

Пермский государственный университет,
г. Пермь, e-mail – sergei_gubin@list.ru

В связи с установлением алмазоносности отложений Вятско-Камской впадины возникает необходимость детального их изучения. При поисках прогнозируемых коренных источников алмазов большое внимание уделялось контролю алмазоносности. Сотрудниками кафедры минералогии и петрографии Пермского университета установлено, что в пределах толщи среднеюрских отложений, рассматриваемой в качестве промежуточного коллектора алмазов, существует несколько алмазоносных горизонтов. Алмазы были найдены в глинистых ожелезненных песках с гравием и галькой.

В результате литологического изучения среднеюрской толщи и выявлено ее циклическое строение, обусловленное изменчивостью палеогеографической обстановки осадконакопления. Отдельные циклиты формировались при участии разных источников питания, в условиях неодинаковой эрозионной активности водотоков и нестабильной геохимической обстановки. При этом одни циклиты относительно обогащены алмазами, другие – разубожены. Литологическими критериями алмазоносных прослоев являются повышенная глинистость и ожелезненность, малый выход тяжелой фракции, состоящей преимущественно из аутигенных минералов, ставролитовая ассоциация аллотигенных минералов в классе 0.5–0.25 мм.

В 2006 г. сотрудниками ФГУП «Пермгеолнеруд» в долине р. Весляны (район пос. Керосс) была пробурена скважина 101, вскрывающая часть разреза среднеюрской толщи. В разрезе пород, вскрытых бурением в интервале от 20 до 35 м, выделяется три песчаных слоя. Они отделены друг от друга двумя прослоями алеврито-глинистого состава: алевритовой глиной (на глубине 26 м) и песчано-алевритовой глиной (32 м). Пески, слагающие разрез, в основном мелкозернистые, в верхней части разреза средне-крупнозернистые. По данным гранулометрического анализа, в интервале 21–24 м выделяется горизонт с высоким содержанием псефитов (до 22 %), что не характерно для всего разреза в целом.

По двум гранулометрическим классам (0.5–0.25 и 0.25–0.1 мм) выполнен количественный минералогический анализ тяжелой фракции. По этим данным в разрезе юрских отложений отчетливо выделяются два минералогических горизонта. Для отложений горизонта, расположенного на глубине 20–28 м, в классе 0.5–0.25 мм установлена ставролитовая (среднее содержание 42.1 %) ассоциация аллотигенных компонентов тяжелой фракции. Распространенными минералами являются также (среднее содержание в %) эпидот – 14.6, гранат – 11.3, дистен – 9.8, турмалин – 9.0.

Некоторое снижение содержания ставролита наблюдается в интервале 21–23 м, что, возможно, связано с усилением размыва подстилающих нижнетриасовых пород в период формирования этих отложений и влиянием некоторых других источников питания. Об этом свидетельствуют несколько повышенные содержания гранатов и особенно минералов группы эпидота.

В составе аллотигенной части тяжелой фракции песчаных отложений мелкой и средней размерности нижележащего горизонта (29–35 м) заметно преобладают гранаты и дистен, суммарное содержание которых в среднем составляет 50.5 %.

Для расчленения и последующей корреляции разрезов отложений средней юры предложены три минералогических коэффициента: ставролит-гранатовый, эпидот-гранатовый и ставролит-эпидотовый. Верхний горизонт отличается высокими значениями данных коэффициентов. Выделенные горизонты отличаются также по степени выдержанности минерального состава в вертикальном разрезе.

В тяжелой фракции класса 0.25–0.1 мм отмечено большое разнообразие минерального состава, обусловленное как влиянием источников питания, так и сортировкой зерен в водном потоке [1].

По глинистому материалу, выделенному в процессе отмучивания литологических проб, проведены дифрактометрический и термический анализы. Они показали, что глинистая фракция (< 0.01 мм) имеет монтмориллонит-гидрослюдистый состав, а отдельные слои отличаются друг от друга лишь количественными соотношениями компонентов. Потери массы при прокаливании составляют в среднем 10–12 %.

Дальнейшие исследования цикличности в строении среднеюрских отложений территории Вятско-Камской впадины имеют, таким образом, как теоретическое, так и важное практическое значение. Они помогут выявить направление переноса обломочного материала в различные этапы среднеюрской эпохи и тем самым оконтурить районы, перспективные на поиски первоисточников алмазов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант РФФИ 07-05-96007).

Литература

1. *Осовецкий Б.М.* Минералогия мезокайнозоя Прикамья. Пермь: Изд-во ПГУ, 2004. 292 с.

ДИЛЮВИАЛЬНЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Я.М. Гутак

Кузбасская государственная педагогическая академия, г. Новокузнецк, e-mail – gutakjaroslav@yandex.ru

Термин дилювий (diluvium – потоп) предложен в 1823 г. Бекленом для обозначения отложений «всемирного потопа». В последние годы под этим термином стали понимать отложения катастрофических прорывов приледниковых озер во время деградации плейстоценового оледенения [5]. Синонимом данного термина следует считать и термин «катафлювиальные отложения», предложенный В.В. Бутвиловским [1].

Эти отложения характеризуются целым рядом, черт отличающим их от обычных речных отложений или отложений временных водотоков. Главными из них следует считать хорошую промытость отложений и их выдержанный гранулометрический состав, которые целиком зависят от скорости водного потока. Обычно такие отложения слагают отдельные самостоятельные формы рельефа, значительно удаленные от источников сноса, и их идентификация зачастую затруднена (их путали или с отложениями речных долин – надпойменные террасы, или с пролювиальными отложениями конусов выноса.

В настоящее время можно считать доказанным образование таких отложений в позднеплейстоценовое время (Горный Алтай) и голоцене (США [1, 4, 5]. Для более древних геологических эпох такие отложения до настоящего времени неизвестны.

Данные, полученные нами в последние годы при изучении девонских и пермских отложений Кузнецкого бассейна и прилегающих к нему территорий, показывают, что отложения такого рода образовывались и в более далекие геологические эпохи истории Земли.

В строении пермских отложений Кузбасса принимают участие пачки углесодержащих пород (каменные угли, углистые аргиллиты, сидерититы) и безугольные интервалы заполненные грубообломочными, часто косослоистыми терригенными породами (конгломераты, гравелиты песчаники). При этом часто косослоистые пачки залегают среди горизонтально залегающих угольных пластов. Механизм образования этих отложений остается предметом дискуссий. Мы предполагаем, что такие и подобные им отложения сформировались из мощных водных потоков прорыва озер, локализованных в Минусинских котловинах. Наглядный пример мгновенности выпадения осадков из таких потоков можно наблюдать в окрестностях г. Новокузнецка в пункте с координатами 53°48′31.8″СШ и 87°24′12.1″ВД в правом борту р. Томь. В протяженном скальном обнажении наблюдается фрагмент разреза угленосной серии с налеганием слоя грубозернистых песчаников и гравелитов мощностью около 17 м на полуметровый слой каменного угля. В слое песчаника обнажен фоссилизированный ствол кордаитового дерева, ви-

димой длиной около 7 м. Ископаемое дерево стоит перпендикулярно основанию слоя песчаника, и его комель даже вдавлен в слой угля. Во вмещающих ствол осадках отчетливо проявлены текстуры вихревой слоистости, отражающие динамику водоворота. Рядом с обнаженным стволом видны части еще нескольких деревьев, очевидно также вращавшихся в древнем водовороте. Очевидно, что весь этот материал, включая и обнаженный ствол, переносился водно-селевым потоком, и весь слой песчаника образовался в течение одного мгновения. Данное открытие имеет немаловажное значение для понимания последовательности формирования угленосных отложений Кузнецкого каменноугольного бассейна. По нашему мнению, своим происхождением угленосная толща обязана механизму дилювиального (паводкового) осадконакопления. Именно кратковременные мощные паводки с примыкающего к Кузнецкой аккумулятивной равнине горного сооружения Кузнецкого Алатау и расположенных за ним озер Минусинских котловин выбрасывали огромное количество терригенного материала, который консервировал пласты торфа и способствовал их последующему превращению в каменный уголь. При этом время формирования мощных терригенных пачек следует оценивать минутами для грубых фракций и днями для тонких глинистых осадков, а слои угля – в тысячи и десятки тысяч лет (судя по длительности накопления торфа в Западно-Сибирской низменности).

Второй пример дилювиального осадконакопления выявлен в позднедевонских отложениях окраин Кузнецкого каменноугольного бассейна. Это красноцветные крупнообломочные отложения (сергиевская свита), вложенные в разрез морских отложений прибрежного и удаленного шельфа. В данном случае вложение континентальных отложений в морские произошло на фоне постоянного увеличения глубины моря, которое достигло своего максимума у границы франа и фамена (событие поздний кельвассер). Источником терригенного выступало Кохайское палеозеро, расположенное в Минусинской котловине [2, 3, 6].

Приведенные примеры показывают, что дилювиальный литогенез в истории планеты не специфика плейстоцена, а постоянно существующий механизм. Думается, что в дальнейшем примеры дилювиального осадконакопления будут обнаружены и в других системах геохронологической шкалы. Видимо, очень многие из выявляемых сегодня клиноформ (очень важных для нефтяной геологии) могут иметь именно такое происхождение.

Литература

1. *Бутвиловский В.В.* Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Томского университета, 1993. 253 с.
2. *Гутак Я.М., Антонова В.А.* Красноцветные отложения в прибрежно-морских фациях (модель формирования на примере позднедевонских отложений Кузбасса) // Изв. БО РГО. 2006. Вып. 26. С. 95–97.

3. *Гутак Я.М., Антонова В.А., Толоконникова З.А.* Сергиевская свита разреза Яя-Петропавловский (верхний девон, Кузбасс) как пример лавинной седиментации // Девонские наземные и морские обстановки: от континента к шельфу (Проект 499 МПГК/Международная комиссия по стратиграфии девона). Материалы междунар. конф. Новосибирск, 2005. С. 66–68.
4. *Парначев С.В.* Геология высоких алтайских террас (Яломано-Катунская зона). Томск: Изд-во Томского университета, 1999. 199 с.
5. *Рудой А.Н.* Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск: Изд-во Томского университета, 2005. 224 с.
6. *Gutak Ja.M., Antonova V.A.* Red-coloured adjournment in seashore facies (formation model on an example of the upper devonian adjournment of Kuzbass) // Proceedings XVIIIth Congress of the Carpathian-Balkan geological association. Belgrade, 2006. P. 193–196.

ИЗУЧЕНИЕ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ИХ ЭВОЛЮЦИИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОРФОСТРУКТУРНО-СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА (НА ПРИМЕРЕ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩИ В СЕВЕРО-ДОНБАССКОМ ПАЛЕОБАССЕЙНЕ)

Д.Б. Давыденко

Южный научный центр РАН,
г. Ростов-на-Дону; e-mail – davyd@mmbi.krinc.ru

В разрабатываемой автором технологии морфоструктурно-седиментологического анализа [2] палеогеографические реконструкции являются результатом исследований начальных этапов, а не завершающих, как это имеет место в традиционных вариантах. Выделенные морфоструктуры палеорельефа используются в дальнейшем в качестве матрицы (канвы) для изучения и обобщения разрозненной (и, обычно не полной) информации о литолого-фациальных особенностях отложений. То есть, имеющиеся материалы в точках скважин, расположенных на площадях определенной морфоструктуры, обобщаются, анализируются, и в завершении формируется вывод о литолого-фациальной зональности в пределах этой формы палеорельефа (интерполяция дискретной информации). Для морфоструктур, не изученных поисково-разведочными работами, осуществляется прогнозирование фациальной зональности по аналогии с изученными бурением структурами подобного же типа (экстраполяция информации). Опробование предлагаемой технологии проведено на площадях Северо-Донбасского осадочного бассейна эпиконтинентального типа (позднепалеозойский возраст). Несмотря на высокую перспективность обнаружения залежей нефти и газа, большая часть площадей этого региона изучена частично или не изучена совсем. Недостаточная изученность не позволила к настоящему времени установить зональность литологических ловушек, с которыми связываются основные перспективы нефтегазоносности, что в значительной мере сдерживает развитие геологоразведочных работ.

Морфоструктурно-седиментологические исследования объединяют два методических направления: математическое моделирование, конечным результатом которого являются морфоструктурные построения, и седиментологический анализ. Самым сложным и трудоемким является этап создания математической модели динамики прогибания ложа осадочного бассейна [1, 2], различия в скорости погружения крупных площадей которого как раз и обуславливали развитие морфоструктурных элементов рельефа палеошельфа. Моделирование начинается с создания детальной шкалы длительностей для периодов, соответствующих местным стратиграфическим подразделениям. Затем подбирается зависимость (формула) амплитуды прогибания ложа палеобассейна от длительности рассматриваемого периода осадконакопления и от трех переменных по площади характеристик, названных параметрами мобильности [1]. Завершается этот этап определением параметров мобильности для всей площади моделирования и вычислением амплитуд прогибания ложа осадочного бассейна. В качестве показателя, количественно характеризующего морфоструктуры палеошельфа, использованы нормированные вертикальные градиенты амплитуд прогибания ложа палеобассейна. Вывод о коррелируемости этих характеристик получен в результате сопоставления рассчитанных градиентов с реконструкциями обстановок седиментации (были выполнены ранее в соответствии с традиционными методиками для небольшой части анализируемой площади).

Совместный анализ информации о морфоструктурах палеошельфа, литологическом составе отложений, процентном соотношении литологических разностей, а также материалов биоседиментационных исследований позволил предложить модель карбонатонакопления, согласно которой фациальная зональность в осадочном бассейне контролируется неоднородностями рельефа палеошельфа (морфоструктурами), а не общей удаленностью рассматриваемых участков от побережья. В результате составлены схематические карты обстановок осадконакопления и литолого-фациальной зональности отложений. Ниже приведено краткое описание обстановок седиментогенеза для двух этапов развития бассейна осадконакопления (турнейское и визейское время), когда перестройки морфоструктурных планов были наиболее значительными [2].

Отложения каменноугольного возраста в рассматриваемом регионе залегают непосредственно на породах кристаллического фундамента. Наступление моря в турнейский век происходило почти одновременно и с севера и с юга, что было обусловлено новообразованием двух впадин палеошельфа (Чертковской и Глубокинской) [2]. Комплекс фаций центральных частей палеовпадин шельфа представлен парагенетическим рядом от мелководных отложений (переотложенные коры выветривания, фации полуизолированных морских лагун, соседствующие с ними фации морских отмелей) к лагунам со свободным водообменом, а также к обстановкам глубоководной бухты. На вос-

точных площадях, в пределах положительной морфоструктуры, названной Чирским сводом, существовали континентальные условия. Тенденция последовательного расширения морского бассейна за счет склонов этой положительной формы палеорельефа существовала в течение всего турнейского века, определяя в целом трансгрессивный тип режима осадконакопления. В этих условиях фациальные комплексы формируются в обстановках, начиная от литорали и отмелей подводной банки до полуизолированных лагун и открытых шельфовых лагун карбонатной платформы.

Начало визейского века ознаменовалось осушением большей части территорий региона. Морской режим осадконакопления сохранился лишь в пределах Глубокинской впадины палеошельфа. Здесь формируется фациальный комплекс, включающий фации шельфовых лагун с различной степенью изоляции, а позже, в период трансгрессии (началась в тульское время), появляются фации шельфа с отдельными органогенными образованиями и фации глубоководной части шельфа. Регрессия раннего визе сопровождалась и структурными перестройками. На северных площадях, занимаемых ранее Чертковской впадиной, формируется крупная положительная структура, которая соответствует в современном плане южным склонам Павловского выступа Воронежской антеклизы [2]. Площади Чирского свода вовлекаются в общее погружение (сопровождается дезинтеграцией морфоструктуры), хотя еще и замедленное. Более интенсивные погружения испытывает область, являющаяся ранее южным продолжением Чирского свода, в пределах которой происходит заложение Морозовской палеовпадины. Кроме новообразованной Морозовской палеовпадины, на северо-западе исследуемого региона формируется еще одна впадина – Первомайская. Геологическая информация для площадей новообразованных впадин палеошельфа крайне малочисленна. Отложения рассматриваемого периода представлены фациальными комплексами, сформированными в различных обстановках, начиная от приморской низменности (аллювиально-пойменная равнина с конусами выносов мелких рек, впадающих в озера), а затем (с тульского времени) лагунными фациями с периодически меняющимся режимом (изолированные, полуизолированные, с открытой циркуляцией вод). На определенных этапах здесь существовали остановки, благоприятные для возникновения органогенных построек биогермного типа. Моделирование морфоструктурного плана для площадей, не изученных поисковыми работами на нефть и газ, позволило наметить здесь новые перспективные территории, связываемые с зонами возможного рифообразования.

Литература

1. *Давыденко Д.Б.* Математическое моделирование динамики прогибания ложа бассейна осадконакопления (на примере Северо-Донбасского палеобассейна) // Геоинформатика 2007. № 1. С. 23–34.

2. *Давыденко Д.Б.* Аналитическая модель динамики морфоструктур палеошельфа как элемент седиментологического анализа нефтегазоперспективных комплексов // Докл. РАН. В печати.

ОСОБЕННОСТИ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ В МЕЛОВОЕ И ПАЛЕОГЕНОВОЕ ВРЕМЯ НА ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Д.А. Дмитриев

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, e-mail – dmitriev@geol.vsu.ru

Кремнистые породы (трепела, опоки, диатомиты) на территории Воронежской антеклизы имеют относительно узкую стратиграфическую приуроченность к образованиям меловой и палеогеновых систем.

В меловой системе силициты известны в сантонском ярусе. Отличительной особенностью сантона является широкий литологический спектр слагающих его пород от мела, мергеля до кремнистых пород [3]. Последние представлены опоками, трепелами и их глинистыми разновидностями, местами встречаются стяжения кремней. Пространственно силицитовые образования протягиваются узкой полосой с северо-запада на юго-восток Воронежской антеклизы, где слагают верхнюю часть разреза, в то время как нижняя сложена карбонатными типами пород. В северном направлении в область предполагаемой суши они слагают весь разрез, а южнее накапливаются наиболее глубоководные карбонатные породы. Формирование кремнистых отложений происходило в прибрежно-морских фациальных обстановках и реже в мелководно-морских (переходные типы пород карбонатно-кремнистые). Особую роль в образовании кремнистых пород этого возраста, помимо фациальных условий, следует отвести постдиагенетическим процессам. На стадии гипергенеза происходило перераспределение вещества, выражавшееся в преобразовании исходного органического и терригенного кремнезема в глобулярный кремнезем опал-тридимитового состава [1]. Преобразование терригенного кварца фиксируется в его корродированности и замещении глобулярным кремнеземом по периферии, а также местами и полном его выщелачивании. В этом случае отмечаются полости, в которых сконцентрирован кремнезем сферической формы. В породах, помимо глобулярного, отмечается кремнезем и призматической формы существенно тридимитового состава, встречающегося в полостях и пустотах.

Процессы гипергенеза происходили в длительный стратиграфический перерыв, начиная с кампанского времени. В субаэральных условиях породы подвергались последующим изменениям в результате действия инфильтрационных вод [2].

В палеогеновой системе кремнистые породы приурочены к сумс-

кой серии палеоцена и киевской свите эоцена. Формирование этих отложений происходило в мелководно-морских условиях [3].

Образования сумской свиты на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы представлены глиной диатомовой. На электронномикроскопических снимках кремнезем представлен двумя разновидностями – органогенным и глобулярным, при резком преобладании первого. В минеральном составе преобладает опал с незначительной примесью тридимита.

Наложенные процессы затронули породу на начальной стадии, выраженные в растворении диатомовых водорослей и появлении глобуль слабой кристаллизации. Многие скелеты теряют органогенную структуру и выделяются по реликтам. Органические останки хорошей сохранности представлены, как правило, колониальными диатомитами.

Киевская свита эоцена также представлена глиной диатомовой, местами содержащей прослои глины спонголитовой. Кремнезем представлен опалом, слагающим скелеты организмов. Содержания тридимита составляют следы. Количество кремнистых организмов значительно превосходит их содержания в сумских отложениях. Порода постдиагенетическими преобразованиями практически не затронута.

Разновозрастные кремнистые породы различаются по морфологическим особенностям минералов свободного кремнезема и их состава. Различные формы силицитовых минералов могут указывать на генезис кремнистых пород.

Литература

1. *Афанасьева Н.И., Дмитриев Д.А., Жабин А.В., Зорина С.О.* Силицитовые породы Воронежской антеклизы и Среднего Поволжья // Вестник Воронежского ун-та. Серия геол. 2006. № 2. С. 68–76.
2. *Жабин А.В., Дмитриев Д.А.* Аутигенное минералообразование в палеогеновых и верхнемеловых отложениях Воронежской антеклизы // Вестник Воронежского ун-та. Сер. геол. 2002. № 1. С. 84–94.
3. *Савко А.Д., Мануковский С.В., Мизин А.И. и др.* Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежского университета, 2001. 201 с.

ОЦЕНКА ВРЕМЕНИ СЕДИМЕНТАЦИИ И МЕТАМОРФИЗМА ОСАДКОВ КАНСКОГО И АРЗЫБЕЙСКО-ДЕРБИНСКОГО БЛОКОВ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ СКЛАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

Н.В. Дмитриева, О.М. Туркина, А.Д. Ножкин

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – dmnv@uiggm.nsc.ru

Одним из подходов к оценке возраста слабо- и глубокометаморфизованных комплексов докембрия служит Sm-Nd изотопно-геохимичес-

кое исследование слагающих эти толщи метатерригенных и метавулканических пород [8]. Инертное поведение Sm и Nd при метаморфизме, а также незначительное фракционирование этих элементов в процессах выветривания и седиментации [4] позволяют определить модельный возраст источников сноса осадочных пород [9] и оценить нижнюю возрастную границу накопления толщ. Верхняя граница осадконакопления оценивается временем метаморфизма терригенных пород и возрастом прорывающих их гранитоидов.

По современным представлениям Канский блок совместно с Арзыбейским, Дербинским и другими докембрийскими террейнами входит в состав аккреционно-коллизионного пояса, обрамляющего Сибирский кратон с юго-запада и юга, образованного в венде–раннем палеозое [1–3, 5, 7].

В структуре Канского блока выделено три террейна – Центральный, Идарский и Шумихинско-Кирельский, различающиеся составом и возрастом слагающих их породных ассоциаций и имеющих тектонические границы. В Центральном террейне метатерригенные породы переслаиваются с ортогнейсами (метадацитами), возраст которых по данным U-Pb датирования циркона составляет ~ 2.3 млрд лет [2]. По каймам единичных зерен циркона (SHRIMP II) из ортогнейсов установлено, что наиболее ранний метаморфизм произошел 1.86 млрд лет назад [6]. Более позднее метаморфическое событие, установленное Ar-Ar методом по биотиту и амфиболу из метапород, отвечает рубежу 560–590 млн лет [3] и согласуется с возрастом интрудирующих метаморфические толщи трондьемитов Верхнеканского массива (555 млн лет) [2]. Эти данные, а также диапазон модельного возраста метатерригенных пород (2.3–2.6 млрд лет) доказывают, что седиментация в Центральном террейне произошла в раннем протерозое (~ 2.3–<1.86 млрд лет).

Неоднозначной является оценка возраста коры Идарского террейна Канского блока. Интерпретация изотопных данных осложнена практически полным отсутствием в его составе кислых метавулканических пород и гранитоидов, исключение составляют только жильные тела тоналитов и трондьемитов. Парагнейсы (метаграувакки и метапелиты) верхней толщи разреза характеризуются широким диапазоном модельного возраста от 1.3 до 2.5 млрд лет, что указывает на разновозрастность источников сноса терригенного материала, представленных, вероятно, мезо-неопротерозойской и более древней континентальной корой. По результатам ^{40}Ar-^{39}Ar изотопных исследований биотитов из гранитоидов и метаморфических пород Идарского террейна можно выделить два этапа метаморфизма: на рубеже ~ 590 и 480–490 млн лет [5]. Обобщая все сказанное выше, можно утверждать, что терригенное осадконакопление при формировании верхней толщи Идарского террейна началось не ранее 1.3 млрд лет, о чем свидетельствуют минимальные значения модельного возраста, а верхний предел его ограничивается проявлением метаморфизма на рубеже 590 млн лет.

Интрузивные тоналиты и трондьемиты Арзыбейского террейна с возрастом ~1020 млн лет и посторогенные калиевые граниты (~ 560 млн лет) характеризуются близкими к DM значениями εNd (+4.5 ... 6.7) и модельным возрастом T(DM) = 1.0–1.1 млрд лет, что свидетельствует об ювенильном характере мезопротерозойской коры, образованной в результате субдукционного магматизма [7]. Модельный возраст изученных метаграувакк варьирует от величин, близких к магматическим породам (1.0 млрд лет), до существенно более «древних» значений (1.3–2.0 млрд лет). Судя по имеющимся изотопно-геохронологическим данным, можно предложить следующую интерпретацию последовательности событий для Арзыбейского террейна. Островодужный вулканизм и становление тоналитов произошли в интервале ~ 1.0–1.1 млрд лет. Терригенное осадконакопление началось не ранее 1.0 млрд лет, судя по минимальному значению модельного возраста метаграувакк, верхний предел процесса седиментации ограничивается возрастом ~ 560 млн лет, когда проявился метаморфизм и произошло внедрение постскладчатых гранитов Широкологской интрузии. Следовательно, формирование осадков происходило в неопротерозое.

Интервал значений модельного возраста 0.8–1.1 млрд лет, установленный для раннекаледонских гранитоидов Дербинского террейна, свидетельствует о наличии в основании метаосадочных толщ мезонеопротерозойской коры, близкой по времени формирования к комплексам Арзыбейского террейна. Такая же кора, по-видимому, служила одним из источников детритового материала для терригенных осадков (граувакк). Общий диапазон модельных возрастов метаграувакк – T(DM) = 1.3–1.9 млрд лет может быть объяснен варьирующим вкладом материала, образованного при эрозии раннедокембрийской коры. Результаты U-Pb геохронологического исследования магматического циркона из кварцевых синскладчатых диоритов (~500 млн лет) хорошо согласуются с данными, полученными при Ar-Ar датировании амфибола [1]. Для роговой обманки, выделенной из амфиболовых кристаллосланцев, вмещающих жилу кварцевых диоритов, получен возрастной спектр с совпадающими значениями возраста (501 ± 3 млн лет), что свидетельствует об одновременном, проявлении высокотемпературного метаморфизма и синколлизионного диорит-плагиогранитного магматизма в позднем кембрии. Таким образом, судя по изотопно-геохронологическим данным, терригенное осадконакопление в Дербинском террейне, так же как и в Арзыбейском, началось не ранее 1.0 млрд лет, а возраст ~ 500 млн лет для циркона из кварцевых синскладчатых диоритов, залегающих в метаседиментогенной толще, может характеризовать верхнюю возрастную границу. Вся совокупность изотопно-геохронологических данных свидетельствует о неопротерозойском возрасте осадков Дербинского террейна.

На основании анализа данных по Sm-Nd изотопному составу гранитоидов и кислых метавулканитов в пределах Канского и Арзыбейско-Дербинского блоков выделены палео- и мезо-неопротерозойские

этапы корообразования, которые коррелируют со временем седиментации в каждом из рассматриваемых террейнов.

Литература

1. *Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Туркина О.М. и др.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм и метаморфизм в Дербинском микроконтиненте Восточного Саяна: новые изотопно-геохронологические данные // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 2. С. 1–6.
2. *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В., Пономарчук В.А.* Состав, строение и условия формирования метаосадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. С. 1058–1078.
3. *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В.* Вендское аккреционно-коллизионное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона // Докл. РАН. 2007. Т. 415. № 6. С. 782–787.
4. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
5. *Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. и др.* Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизионных событий // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 80–92.
6. *Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бережная Н.Г. и др.* Канский микроконтинент: изотопно-геохронологические данные по формированию и эволюции коры в протерозое // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. С. 179–182.
7. *Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибикова Е.В. и др.* Арзыбейский террейн – фрагмент мезопротерозойской островодужной коры в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 6. С. 812–817.
8. *De Paolo D.J.* Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. New-York: Springer-Verlag, 1977. 187 p.
9. *O'Nions R.K., Hamilton P.J., Hooker P. J.* A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles // Earth Planet. Sci. Lett. V. 63. 1983. P. 229–240.

ФАЦИАЛЬНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА «КОНТИНЕНТ-МОРЕ» НА ПРИМЕРЕ КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

О.В. Дульцева, О.В. Бурлева, Л.Г. Вакуленко

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail - sazonovaov@gorodok.net

На келловей-оксфордском этапе развития Западно-Сибирский бассейн представлял собой мелководное эпиконтинентальное море со смешанным влиянием волновых и приливно-отливных процессов. Тер-

ритория исследования располагалась в юго-восточной части бассейна, в пределах внутреннего шельфа. Особенностью ее было наличие контрастных выступов фундамента, периодически возвышавшихся над поверхностью воды в виде островов и создававших сложную палеогеоморфологическую картину. Объектом исследования является келловей-оксфордский нефтегазоносный горизонт $Ю_1$, сформировавшийся в период дестабилизации режима осадконакопления и активного поступления обломочного материала с юга и востока на фоне цикличесих изменений тектоно-климатических условий. Наличие регрессивного и трансгрессивного циклов осадконакопления позволяет выделить в разрезе горизонта $Ю_1$ под- и надугольную толщи, разделенные региональным угольным пластом $У_1$. Многие исследователи фиксируют в этих отложениях несколько угольных пластов и выделяют также межугольную толщу. Полный разрез подугольной толщи содержит регрессивные песчаные пласты $Ю_1^4$ и $Ю_1^3$, разделенные пачкой аргиллитов. Мощность подугольной толщи составляет 10–50 м, достигая наибольших значений в понижениях отрицательных структур первого порядка, где хорошо развиты оба песчаных пласта. Межугольная толща сформировалась в период максимума регионального падения уровня моря и имеет мощность 0–40 м, увеличение которой свидетельствует о переходе в фациальную область с преобладанием континентального седиментогенеза, где встречаются собственно континентальные отложения. Надугольная толща содержит трансгрессивные песчаные пласты $Ю_1^2$ и $Ю_1^1$, разделенные алеврито-глинистой пачкой или поверхностью размыва, мощность толщи колеблется от 5 до 35–40 м. В связи со сложным палеорельефом области развития существовавших обстановок смещались во времени, образуя в каждом временном срезе непрерывный ряд. Таким образом, территория исследования представляла собой зону перехода «континент-море», где существовали прибрежно-морские, прибрежно-континентальные, реже континентальные и мелководно-морские обстановки.

Реконструкция обстановок формирования прибрежных отложений очень сложна и требует комплексного использования ряда критериев. Основой данного исследования была совокупность структурно-вещественного и текстурного анализов, дополненная ихнофациальным анализом (активно развивающимся в последние годы в нашем Институте), с использованием минеральных индикаторов (пирит, глауконит, сидерит, кальцит) и результатов палеонтологических и геохимических исследований. Большую роль играл также анализ вертикальных и латеральных взаимоотношений пород.

Следы жизнедеятельности донных организмов (ихнофоссилии) относятся к различным ихнофациям, прямо связанным с литофациями. Их распределение контролируется различными факторами среды, в первую очередь гидродинамическим режимом бассейна. Для обстановок формирования горизонта $Ю_1$ характерны 2 ихнофации: *Skolithos* – в зонах активной гидродинамики с обильным привносом кислорода

и *Cruziana* – от пониженной гидродинамики в мелководных обстановках ниже базиса нормальных, но выше базиса штормовых волн (ихнофоссилии *Planolites*, *Terebellina*) до неактивного режима в более глубоких спокойных водах (ихнофоссилии *Chondrites*, *Theichichnus*). *Chondrites* также встречаются в затишных лагунных условиях. Признаком континентальности отложений служит углистость пород: слои и прослои углей, рассеянная углистость, отпечатки флоры хорошей сохранности и ризоиды – остатки корневых систем растений. Далее в сторону моря в отложениях могут встречаться углефицированные растительные остатки, роль которых убывает по мере удаления от суши. Одним из минеральных индикаторов обстановок является аутигенный пирит. Он образует крупные конкреции неправильной и лепешковидной формы в прибрежно-континентальных обстановках, а в прибрежно-морских встречается в виде тонкой сыпи кристаллов. Глауконит приурочен к относительно глубоководным отложениям и отражает нормально-морские условия осадконакопления. Сидерит образуется преимущественно в прибрежно-континентальных обстановках. Уровни интенсивной кальцитизации преимущественно встречены в прибрежно-морских отложениях с обильными остатками морской фауны. В качестве индикатора солености используют содержание бора в глинистых породах. Его концентрация в отложениях, сформировавшихся в обстановках с нормально-морской соленостью составляет 75–110 и более г/т, в переходных обстановках с опресненными водами – 59–70 г/т. И, естественно, важным критерием палеообстановок являются находки фауны.

Одним из участков, где хорошо представлены переходные отложения, является Александровский свод. В изученных разрезах подугольная толща представляет собой регрессивную последовательность. В основном на этом уровне развиты крупные тела вдольбереговых песчаных баров прибрежно-морского и барьерные бары прибрежно-континентального комплексов. Обычно это косослоистые хорошо сортированные песчаники среднезернистые и мелкозернистые с крупными конкрециями пирита, уровнями, обогащенными углефицированным растительным детритом, редко со следами жизнедеятельности донных организмов. Межугольная толща формировалась в лагунных обстановках прибрежно-континентального комплекса. Она представлена тонким волнистым, линзовидным переслаиванием алеврито-глинистых пород, тонкоотмученными массивными и горизонтальнослоистыми аргиллитами с ризоидами. Наличие уровней углистых аргиллитов и прослоев углей указывает на периодическое заболачивание лагуны. Формирование маломощных мелкозернистых пологокосослоистых песчаников происходило в обстановке приливных дельт. Для межугольных отложений характерны обильные конкреции пирита. Трансгрессивная надугольная толща наиболее сильно различается от разреза к разрезу. Возможно, это связано с тем, что наступающее море могло разрушать и переотлагать часть отложений, сформированных ра-

нее. Существует мнение, что на формирование надугольной толщи большое влияние оказывал палеорельеф, определявший степень воздействия волн на берег. Часто в разрезе не оказывается пород, отражающих постепенную смену обстановок от прибрежно-континентального комплекса к мелководно-морскому. В этом случае на лагунных отложениях межугольной толщи залегают песчаники, сильно биотурбированные и кальцитизированные, с остатками морской фауны (белемниты, двустворки), образованные в условиях подводного вала предфронтальной зоны пляжа. Они в большинстве случаев перекрываются песчаниками с глауконитом. В полных разрезах на отложениях межугольной толщи залегают отложения, проинтерпретированные нами как образования нижнего пляжа и верхней части предфронтальной зоны пляжа. Песчаные пласты часто разделены алеврито-глинистыми пачками мощностью в первые метры, сформированными в условиях подводных ложбин.

В результате проведенных на территории Александровского свода исследований горизонта $Ю_1$ выявлено преобладание обстановок прибрежно-морского и прибрежно-континентального комплексов. Установлен лагунно-баровый тип побережья.

ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛИВШИЕ СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД РИФЕЯ

О.Б. Дьяконова

ООО «Башгеопроект»,
г. Уфа, e-mail – DyakonovaOB@bashneft.ru

Основным источником обломочного материала, поступавшего в рифейские осадочные бассейны, являлись кристаллические породы древних архей-раннепротерозойских палеосводов. На водосборных площадях этих палеосводов в течение всего рифейского эона происходило формирование коры выветривания (КВ), имевшее стадийный характер и обусловленное палеоклиматом и палеогеографической обстановкой отдельных эр. Преобладающим в КВ являлось химическое выветривание, но степень его активности была неоднозначной по разрезу, о чем свидетельствуют коэффициенты зрелости (AN). Установлено, что чем AN выше, тем более интенсивными были процессы химической дифференциации материнских пород [3].

Литологический и минеральный состав терригенных пород самой древней, прикамской, подсерии нижнего рифея обусловлен относительно неглубокой степенью химического выветривания пород на водосборах. Преобладающими в ее составе являются алевролиты и песчаники. В равнозначном количестве присутствуют калиевые (микроклин, ортоклаз – КПШ) и натро-кальциевые (плагиоклазы) разности. AN для песчаников, в среднем, равен 28. По приведенным показателям палео-

климат прикамской эпохи был семиаридным. В составе песчаников и алевролитов орьебашской подсерии возрастает содержание КПШ, что обусловило увеличение AN до 35. Количество аргиллитов также возрастает в результате усиления процесса дифференциации легко разрушаемых биотита и плагиоклазов. Эти факты указывают на усиление роли химического выветривания пород на водосборах и на гумидизацию палеоклимата орьебашской эпохи. Характерным для орьебашской подсерии является присутствие мощной флишевой толщи арланской подсвиты в составе калтасинской свиты, AN для алевролитов уменьшается до 5.5, что является следствием поступления обломочного материала из орогенно активной зоны древнего палеоокеана, расположенного на востоке. В песчаниках надеждинской свиты преобладающими становятся КПШ и AN увеличивается до 45, что является следствием роста степени химического выветривания материнских пород на континенте и превращением палеоклимата в гумидный. Кабаковский век был охарактеризован некоторым снижением роли химического выветривания на водосборах, что обусловило появление в составе алевропсаммитов наряду с КПШ плагиоклазов. AN для песчаников понижается до 37, что указывает на возврат семиаридного палеоклимата.

Среднерифейская эра была ознаменована массовым выносом оксида трехвалентного железа из КВ, что явилось причиной высокого содержания Fe_2O_3 в аргиллитах и мергелях сихонкинской подсвиты ольховской свиты, являющейся первой с начала рифейского эона, в составе которой преобладающими становятся глинистые породы. AN для песчаников среднего рифея является также максимальным и составляет, в среднем, 55. Полевые шпаты представлены исключительно микроклином. Изложенные факты свидетельствуют о достижении высокой степени химического выветривания материнских пород на водосборах к началу среднего рифея и об установлении гумидного палеоклимата.

Начало позднерифейской эры характеризуется образованием на континенте каолинитовой КВ, что подтверждается каолинитовым цементом в кварцевых песчаниках леонидовской свиты, редко аргиллитов с примесью оксида трехвалентного железа, полностью лишенных Na, что указывает на их континентальный генезис. Только гумидный климат способен сформировать каолинитовую КВ. С позднерифейской эры начинается процесс снижения роли химического выветривания на водосборах, что подтверждается появлением плагиоклазов. Соответственно AN в них снижается до 22, очередной раз произошло превращение палеоклимата в семиаридный.

Вторым геологическим фактором, оказавшим влияние на литологический состав, является их фациальная принадлежность. В данном случае действует закон гранулометрической дифференциации обломочного материала. В бортовых зонах накапливался более грубозернистый материал, а тонкая алюмосиликокластика переносилась в более отдаленные части бассейнов.

На состав осадочных пород влиял характер окислительно-восстановительной обстановки в осадке на стадии диагенеза. Восстановительная среда способствовала образованию пирита и сидерита, когда накапливались породы с количественным превосходством закисного железа над окисным. К их числу относятся наиболее глубоководные осадки, в нижнем рифее – это глинистые породы саузовской и ашитской подсвит калтасинской свиты и черносланцевые породы кубиязинской подсвиты кабаковкой свиты; в среднем – черные аргиллиты акбердинской подсвиты ольховской свиты и в верхнем – отдельные прослои темно-серых аргиллитов кармалкинской подсвиты приютовской свиты. Нейтральная геохимическая обстановка способствовала образованию диагенетического глауконита, отмечается в период накопления арланских алевропелитов калтасинской свиты в раннем рифее, алевролитов и аргиллитов тукаевской свиты среднего рифея и отдельных прослоев алевропелитовых пород приютовской свиты в позднем рифее.

Активизация палеотектонической обстановки на континенте способствовала поступлению в бассейны седиментации неотсортированного обломочного материала. Подобные условия существовали в начальные периоды прикамской и орьебашской эпох и в среднерифейскую эру. В позднем рифее грубообломочный материал поступал в бассейн седиментации на протяжении всего приютовского века. В периоды орогенного «затишья», в условиях пенепленизации континентов, в бассейнах активизировались процессы хемогенного осадконакопления: в раннем рифее сформировались сульфатно-доломитовые породы петнурской свиты прикамской подсерии и доломиты калтасинской свиты, а в позднем – шиханские известняки.

Процесс хемогенного осадкообразования определялся не только составом морской воды, но и температурным режимом в бассейне седиментации. Накопление доломитов происходило в условиях достаточного теплого (гумидного и семиаридного) климата. Наиболее минерализованными были воды первого, прикамского, бассейна седиментации, в котором, наряду с доломитом, соосаждались сульфаты [2]. Углубление рифтовых впадин провоцировало понижение температуры вод в бассейнах и соосаждение с доломитами известняков, что характерно для саузовской подсвиты калтасинской свиты. Значимым для рифея является временной рубеж смены доломитов известняками, произошедший в позднем рифее на границе приютовского и шиханского веков. Подобная смена состава седиментогенных карбонатных пород является следствием похолодания климата, начавшегося еще в приютовское время.

К числу других факторов, оказавших влияние на состав осадочных пород рифея, относятся процессы метасоматического замещения одних пород другими под влиянием реакционных растворов. Установлено два типа метасоматоза: 1) щелочной метасоматоз – проникновение в песчаниковые толщи калийсодержащих интерстиционных ра-

створов с образованием тонкослюдистых пород – сланцев. Это наблюдается в нижних частях песчаниковых толщ базальных свит рифейских комплексов [2]; 2) процесс замещения терригенных и карбонатных пород вторичным доломитом, наиболее активно проявившийся в приразломных зонах, часто на территории, прилегающей к складчатой области Южного Урала [1].

Литература

1. *Иванова Т.В.* Эпигенетические изменения пород верхнего протерозоя параметрической скв. 1 Леузы // Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан: реальность и перспективы. Материалы Респ. науч.-практ. конф. Уфа: Тау, 2002. С. 196–201.
2. *Масагутов Р.Х.* Литолого-стратиграфическая характеристика и палеогеография позднего докембрия Башкирского Приуралья. М.: Недра, 2002. 224 с.
3. *Ронов А.Б., Мигдисов А.А.* Основные черты элементов-гидрализатов в процессе выветривания и осадконакопления // Геохимия. 1965. № 2. С. 131–158.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ПЕРЕНОСИМОГО ЛЕДНИКАМИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ПРИ ТАЯНИИ ЛЬДА

В.Я. Евзеров

Геологический институт Кольского НЦ РАН,
г. Апатиты, e-mail – yevzerov@geoksc.apatity.ru

Достаточно полное представление о гранулометрическом составе обломочного материала, перемещаемого ледниками, дают результаты анализа морен. Морены, отложенные горными и покровными ледниками, представляют собой поликомпонентную смесь, в которой присутствуют минеральные частицы и обломки пород различного размера – от коллоидных до валунов и глыб. Морена горных ледников обычно содержит больше крупнообломочного материала, чем морена покровного оледенения. Представительные данные о гранулометрическом составе морены позднеплейстоценового покровного оледенения восточной части Балтийского щита и прилегающей к нему равнины, включающей территории Архангельской, Вологодской, Ленинградской, Псковской, Новгородской областей и северной части Белоруссии, получены при инженерно-геологических изысканиях [5]. В морене, развитой на кристаллических породах Балтийского щита, содержание гравия, гальки и валунов изменяется от 29 до 56 %, песка и крупного алеврита – от 35.3 до 60 %, а мелкого алеврита и глины – от 5.3 до 20.9 %. В морене, залегающей на осадочных отложениях фанерозоя Русской платформы, присутствует существенно меньше гравия, гальки и валунов (1–17 %), значительно больше мелкого алеврита и глины (30–82 %) и в более широких пределах варьирует содержание песка и крупного алеврита -- от 17 до 67 %. Эти региональные различия морен, обусловленные, несомненно, разным составом пород суб-

страта, установлены по выборкам большого объема, включающим 1298 и 1680 анализов. Тем не менее их не следует абсолютизировать. В отдельных участках Балтийского щита морена позднего плейстоцена, перекрывающая межледниковые глины, по соотношению указанных выше компонентов гранулометрического спектра близка к морене области развития фанерозойских пород, и наоборот, морена, образовавшаяся из продуктов разрушения прочных известковых пород, например в северной Эстонии [6], сходна с мореной Балтийского щита.

Заметная дифференциация обломочного материала, перемещаемого покровными и горными ледниками, начинается только при таянии льда. Наименее дифференцированный по крупности обломочный материал встречен в краевых образованиях, формировавшихся в периоды межстадиальных потеплений и стадиальных похолоданий. Во время потеплений при наличии приледникового водоема у края активного льда накапливались мощные толщи валунно-галечнопесчаных осадков, слабо дифференцированных по крупности. При их образовании обломочный материал сползал по ледяному склону, испытывая незначительную водную переработку, а также перемещался рассеянными водными потоками [3]. В периоды стадиальных похолоданий у края ледника при отсутствии приледникового водоема образовывалась гряда напорной морены, а при его наличии – толща, сходная по составу с указанной выше. По степени дифференциации исходного материала к краевым образованиям близки отложения зандров.

Несколько более совершенная дифференциация обломочного материала по крупности происходила в потоках талых ледниковых вод, которые по трещинам устремлялись к конечным водоемам стока. На их месте после окончательного стаивания льда образовались озы, в сложении которых принимают участие валунные, галечные, гравийные, песчаные, песчано-галечные и песчано-гравийные осадки.

Наиболее полная дифференциация обломочного материала по крупности осуществлялась при впадении потоков талых ледниковых вод в водоёмы и образовании флювиогляциальных дельт [2]. Потоки талых ледниковых вод сначала формировали галечно-валунную привершинную часть дельты, а затем – ее передовой склон посредством отложения наклоненных в сторону водоема галечных, песчано-галечных или песчаных, реже галечно-валунных слоев. Энергия потоков снижалась в водоеме, вследствие чего уменьшался размер частиц в пределах каждого наклонного слоя, и во времени, в связи с чем крупность материала, слагающего дельту, убывала в дистальном направлении. С момента возникновения передового склона дельты по дну водоема начали распространяться обломочные и мутьевые потоки, зарождавшиеся на передовом склоне дельты и отлагавшие, соответственно, гравийники, пески различной зернистости и ленточные и однородные глины в морских и пресноводных водоемах.

Дифференциация обломочного материала по крупности в обломочных потоках была весьма ограниченной. В мутьевых потоках по мере

ослабления турбулентности отлагался все более мелкозернистый материал, начиная от мелкопесчаного и кончая глинистым. В проксимальной зоне и пресноводных и морских водоемов формировались глины с сокращенными и очень редко полными пятиэлементными (*ABCDE*) ритмами совершенного турбидита А. Боума [8]. В одной из детально изученной проксимальной части залежи обнаружен 21 тип ритмов, которые по частоте встречаемости в осадках можно объединить в четыре группы. Наиболее редки (их менее 2 %) ритмы *ADCDE, CDE, ABC, BCD, ABDE, ABCE* и *ACE*; 2–5 % приходится на долю ритмов *ACDE, ABE, AC, AE, A* и *E;* 5–10 % составляют ритмы *DE, ADE, BCE, BDE, BE* и *B* и, наконец, к числу сравнительно часто встречающихся (10–20 %) относятся ритмы *BCDE* и *BC* [7].

Протяженность проксимальных частей залежей глин в озерно-ледниковых толщах измеряется километрами, тогда как в ледниково-морских она не превышает первые сотни метров, очевидно в связи действием маргинального фильтра [4]. В дистальной зоне приледниковых озер накапливались ритмично слоистые (*DE*) и однородные глины, а в дистальных частях опресненных морских заливов по мере удаления от передового склона дельты отлагались глины с двучленными ритмами, с лентами с прямой и обратной градацией и однородные [1]. Соотношение мощностей алевритовой (*D*) и глинистой (*E*) составляющих ритма *DE* в озерно-ледниковых глинах может быть любым, тогда как в двучленных ритмах ледниково-морских глин глинистая составляющая всегда мощнее алевритовой.

Литература

1. *Евзеров В.Я.* Ресурсы, размещение и формирование месторождений кирпичных глин Мурманской области, Северо-Запад России // Вестник Воронежского университета. Сер. геол. 2005. № 2. С. 119–140.
2. *Евзеров В.Я.* Породные парагенезисы флювиогляциальных дельт (на примере крайнего северо-запада России) // Литология и полезн. ископаемые. 2007. № 6. 2007. С. 563–574.
3. *Евзеров В.Я., Горбунов Е.О., Колька В.В.* Краевые ледниковые образования позднего дриаса в северной и центральной частях Кольского полуострова // Четвертичные отложения и новейшая тектоника ледниковых областей Восточной Европы. Апатиты: 1993. С. 26–38.
4. *Лисицын А.П.* Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–748.
5. *Каган А.А., Солодухин М.А.* Моренные отложения Северо-Запада СССР. М.: Недра, 1971. 137 с.
6. *Раукас А.В.* Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. Таллин: Валгус, 1978. 310 с.
7. *Bakhmutov V. G., Yevzerov V.Ya., Kolka V.V.* Paleomagnetism and lithology of late Weichselian deposits in Ust-Pjalka"s periglacial lake, south-east of the Kola Peninsula // Geologica Carpatica. 1993. V. 44. № 5. P. 315–324.
8. *Bouma A.N.* Sedimentology of some flysh deposits. Elsevier. Amsterdam, 1962. 168 p.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ В ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

В.Я. Евзеров[1], Т.В. Беляева[2]

[1]Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, e-mail – yevzerov@geoksc.apatity.ru
[2]ОАО «Мурманская геологоразведочная экспедиция», e-mail – mgrexp@com.mels.ru

Для Балтийского щита характерна тенденция к поднятию, вследствие чего рыхлый покров этого региона имеет небольшую мощность, составляющую обычно несколько метров, реже десятки метров и крайне редко 100 м и более. Северо-восточную часть Балтийского щита занимает территория Мурманской области. В ее пределах в рыхлом покрове широко распространены отложения ледникового парагенетического ряда и в существенно меньшей степени осадки других генетических типов. К ним приурочено здесь большое количество месторождений строительных материалов (песков, песчано-гравийных смесей и кирпичных глин) и крайне ограниченное россыпных полезных ископаемых.

По балансу запасов на 01.01.2007 г. в Мурманской области имеется 23 месторождения песков с запасами по категориям $A+B+C_1$ в 23020.85 тыс. м^3 (A – 764; B – 6287.55; C_1 – 15969.3), C_2 – 3020.6 тыс. м^3 и 67 месторождений песчано-гравийных смесей с запасами по категориям $A+B+C_1$ в 92235.2 тыс. м^3 (A – 2271.9; B – 20581.7; C_1 – 69381.6), C_2 – 10229.6 тыс. м^3. В соответствии с имеющимися материалами, все известные месторождения песков и песчано-гравийных смесей, в том числе и отработанные, объединены в шесть групп, отвечающих генетическим типам или группам фаций [1]. К первой группе отнесены месторождения, которые приурочены к напорно-насыпным краевым и межлопастным ледниковым образованиям. Месторождения флювиогляциального генезиса разделены на три группы: флювиогляциальных дельт и конусов выноса, озов, террас и флювиогляциальных осадков, фациальная принадлежность которых точно не установлена. В пятую и шестую группы помещены, соответственно, месторождения озерно-ледникового и морского генезиса.

Почти все месторождения кирпичных глин Мурманской области сформировались в интервале от примерно 12 до 9 тысяч лет назад, в период таяния последнего покровного оледенения, и принадлежат трем генетическим типам: ледниково-морскому, озерно-ледниковому и морскому. Практическое значение из них имеют только месторождения первого генетического типа. Всего в регионе геологами производственных и научных организаций обнаружено 8 месторождений и 17 проявлений легкоплавких глин, 5 из которых выявлено Геологическим институтом КНЦ РАН [1]. Запасы категорий A, B и C_1, установленные в месторождениях, составляют немногим более 18.5 млн м^3. Ряд место-

рождений эксплуатировался; одно из них (Шонгуйское) практически отработано. Перспективные запасы категорий C_2 и Р всех проявлений достигают 204 млн м^3 и могут быть увеличены. В настоящее время на государственном балансе числятся запасы семи месторождений, из которых два эксплуатировались до 1991 г., являясь сырьевой базой единственного кирпичного завода.

Размещение месторождений кирпичных глин, песка и песчано-гравийных смесей в северо-восточной части Балтийского щита предопределял характер дегляциации региона [1]. На территории доминирования фронтально-ареальной дегляциации значительные массы песка и песчано-гравийных смесей накапливались в сравнительно узких предфронтальных и фронтальных зонах. В ее пределах преобладают месторождения, приуроченные к озам и краевым (межлопастным) образованиям. Флювиогляциальные дельты и сопряженные с ними месторождения озерно-ледниковых и ледниково-морских глин здесь крайне редки.

При рассекающей дегляциации песок и песчано-гравийный материал в больших объемах концентрировались преимущественно в протяженных линейных депрессиях, открытых в сторону Баренцева и Белого морей. В области господства дегляциации этого типа доминируют месторождения песка и песчано-гравийных смесей, тяготеющие к флювиогляциальным дельтам, и широко распространены месторождения ледниково-морских глин, парагенетически связанных с дельтами.

Территория всего Балтийского щита чрезвычайно бедна россыпями [2]. В кристаллических породах, слагающих щит, в значительных скоплениях обнаружены такие минералы, как лопарит, ильменит, титаномагнетит, магнетит, перовскит, апатит, гранаты и циркон, которые в силу своих физико-химических свойств способны накапливаться в россыпях. Все они, кроме циркона, образуют коренные месторождения на Балтийском щите и, согласно классификации минералов россыпей Г.С. Момджи и В.А. Блинова [3], относятся к группе минералов с низкой плотностью и высокой распространенностью. Такие минералы формируют россыпные месторождения только при глубоком химическом выветривании материнских пород и последующем переотложении продуктов верхней зоны коры выветривания. Эти продукты на территории северо-восточной части Балтийского щита не сохранились. Что же касается минералов низкой и средней распространенности с высокой и средней плотностью (минералы платиновой группы, золота, редких земель, олова, тантала и ниобия), россыпи которых возникают в существенно более широком диапазоне палеогеографических обстановок, то их коренные источники, благоприятные для образования россыпей, не выявлены на территории щита.

В Мурманской области только Ловозерскую лопаритовую россыпь можно уверенно отнести к разряду месторождений. Здесь же имеется комплексная прибрежно-морская россыпь, практическая значимость которой не доказана. В соседней Финляндии известны незначительные россыпи золота, разрабатываемые старательским способом.

Для Ловозерской россыпи характерны полигенетичность, многоэтапность и длительность формирования в сочетании с продолжающимся поднятием Ловозерского горного массива относительно окружающей равнины. Это сближают ее с россыпями зон тектонических уступов – важнейшим типом крупных и уникальных месторождений золота и касситерита – минералов с высокой и средней плотностью [4]. Очевидно, формирование россыпи лопарита – минерала с низкой плотностью – в обстановке, благоприятной для формирования россыпей минералов с высокой и средней плотностью, можно объяснить только богатством материнского источника. Что же касается сохранности россыпи лопарита от ледниковой экзарации, то она обусловлена расположением россыпи в ледораздельной области, где покровные ледники оказывали минимальное воздействие на породы ложа.

Реальные перспективы обнаружения новых россыпных месторождений в северо-восточной части Балтийского щита весьма невелики.

Литература

1. *Еремеров В.Я.* Размещение месторождений песка, песчано-гравийных смесей и легкоплавких глин Кольского региона в связи с дегляциацией // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. геол. 2000. № 3. С. 152–159.
2. *Еремеров В.Я.* Россыпные месторождения – уникальные образования в рыхлом покрове Балтийского щита // Литология и полезн. ископаемые. 2001. № 2. С. 126–133.
3. *Момджи Г.С., Блинов В.А.* Литолого-фациальные условия образования комплексных циркониево-титановых россыпей // Состояние и задачи советской литологии. Тез. докл. VIII Всес. литологического совещания. М.: Наука, 1970. С. 220–227.
4. *Спорыхина Л.В., Патык-Кара Н.Г., Орлова Н.И., Петраченков А.А.* Россыпи зон тектонических уступов – важнейший тип крупных месторождений. М.: Геоинформмарк, 1997. 53 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ И ИЗМЕНЕНИЯ ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫХ СВОЙСТВ ПОРОД СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.В. Еремеев

Геологический институт РАН,
г. Москва, e-mail – N_Eremeev@inbox.ru

Преобразования пород в пределах севера Западно-Сибирской плиты происходили за счет компонентов самих пород без коренного изменения их валового химического состава. Формировалась четкая вертикальная зональность минеральных парагенезов за счет наращивания мощностей зон глубокого катагенеза. При этом гидрохимические режимы способствовали перераспределению вещества внутри самой

системы. Низкие значения pH (кислая среда) на начальных этапах регрессивного эпигенеза благоприятствовали каолинизации плагиоклаза, биотита и хлорита. Это улучшало фильтрационно-емкостные свойства, однако вслед за коррозией по трещинам и ослабленным зонам поступал CO_2, выделяющийся из воды и стимулирующий массовую кристаллизацию растворенных в воде карбонатов. Это приводило к закупорке поровых промежутков.

Западно-Сибирская эпипалеозойская плита характеризовалась неустойчивым тектоническим режимом, что влияло на изменение инфильтрационных режимов глубинных вод. Происходили самые поздние низкотемпературные регрессивно-эпигенетические преобразования – порфирокластическая карбонатизация и каолинизация катагенетически измененных пород, а также коррозионная децементация.

Миграция углекислых вод способствовала образованию в межзерновых промежутках раннекатагенетического кальцита. Растворенная в воде углекислота вызывала растворение карбонатов ранней генерации. При температуре 85–120°С происходило изменение монтмориллонита в гидрослюду через промежуточные смешаннослойные фазы. Усиление щелочной среды активизировало подвижность кремнезема. При гидрослюдизации монтмориллонита высвобождалась вода, и по мере вхождения ее в зоны растущих термобарических нагрузок нарушалось равновесие между устойчивыми компонентами и происходило растворение тонкозернистых карбонатов. Это способствует формированию на больших глубинах горизонтов расцементированных пород-коллекторов.

В результате погружения пород на глубины, нарастания литостатических давлений и температур происходило увеличение структурно-минеральных изменений в породе – основной способ преобразований, при этом поздний кальцит создавал скопления вторичных карбонатов, тяготеющих к сутурным швам или границам между минеральными частицами, часто образуя псевдоморфозы.

Возникновение структур рекристаллизационно-грануляционного бластеза аутигенного и терригенного кварца связано с импульсами термальной активизации свыше 200–300°С.

Меловым отложениям севера Западной Сибири свойственны многообразие постседиментационных изменений и многоэтапность их генерации. Этому способствовали повышенные скорости захоронения, когда не доведенная до состояния равновесия система реакционноспособных минералов, а также органических компонентов и флюидов попадала в условия глубинного катагенеза.

Интенсивность минерально-структурных изменений усиливалась вниз по разрезу и вела к потере фильтрационно-емкостных свойств. При этом воздействие локальных источников тепла накладывалась на их глубинно-катагенетические преобразования, происходили высокотемпературные наложенные изменения, свойственные Верхоянской складчатой системе.

Существовал единый глубинный механизм, влиявший на формирование фильтрационно-емкостных свойств пород и литогенетические процессы. Эти процессы отражают этапы геологических событий в пределах чехла севера Западной Сибири и преобразований до стадий начала метаморфизма, сопоставимых с отложениями более древних платформ и складчатых областей, которые обусловлены воздействиями источников тепла в пределах зоны севера Западной Сибири.

Процессы преобразования в отложениях, расположенных на глубинах свыше 2000 м, приводят к резкому снижению фильтрационно-емкостных свойств, возможны лишь локальные трещинные коллекторы, формирование которых обусловлено началом метаморфизма либо низкотемпературными изменениями, связанными с этапами инверсионно-тектонических перестроек, приводящих к развитию зон децементации.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ФОРМИРОВАНИЕ ИХ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ НА РАЗНЫХ ГЛУБИНАХ

Н.В. Еремеев

ООО «Научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий – ВНИИГАЗ», Московская область, e-mail – N_Eremeev@inbox.ru

Изучены разрезы скважин площадей Каменномысской и Медвежьего месторождения, вскрывших интервал разреза сеноман–поздний турон на глубинах от 988 до 2337 м.

Установлено, что формирование продуктивных толщ мезозоя Севера Западной Сибири осуществлялось в условиях дельты за счет единого источника сноса, поставлявшего аркозовый материал, который в дальнейшем испытывал постседиментационные преобразования, при этом происходили преобразования фильтрационно-емкостных свойств.

Наиболее высокими фильтрационно-емкостными свойствами характеризуются песчаные отложения комплекса центральной части дельты сеномана Каменномысской площади, залегающие на глубинах 988.0–1083.0 м, при этом открытая пористость колеблется в пределах 26–32 %, проницаемость – 108–200 мД. Порода слабо изменена под воздействием нагрузки вышезалегающих пород. Цемент песчаников составляет более 50 %, преимущественно порового типа, между соприкасающимися, либо частично спаянными зернами. Сложен продуктами разложения биотита – крупноволокнистым иллит-смектитом, хлоритом, сидеритом, гидроокислами железа и титана, а также кальцитом со следами растворения. Основным фактором, влияющим на преобразование минерального состава, явилось воздействие интерстиционных растворов, насыщенных углекислотой, поступавших из зон

обогащенных гумусовой органикой. Это вызвало преобразование биотита в смешаннослойные образования и растворение кальцита ранней генерации. Воздействие вертикальной нагрузки привело к формированию устойчивого каркаса из обломочных зерен, при этом наблюдается соприкосновение с частичным растворением кварца и полевых шпатов, а также изгибание слюд. Слабое развитие процессов растворения и регенерации, а также преобладание в поровых промежутках смешаннослойных образований делает породу легкопроницаемой, увеличение проницаемости способствует появление раскрытых пор за счет растворения карбоната. Преобразования отвечают начальному этапу катагенетического процесса.

Низкими фильтрационно-емкостными свойствами характеризуются отложения апт-альбского интервала Каменномысской площади – глубины 2032.8–2047.9 м, формировавшимися в условиях аккумулятивных форм междельтовых пространств. Открытая пористость колеблется в пределах 4.3–19.7 %, проницаемость 6.28–17 мД. Низкие значения проницаемости связаны с более интенсивными преобразованиями песчано-алевритовых отложений, чем верхний интервал, за счет вертикальной нагрузки вышезалегающих отложений. Для интервала характерно господство конформно-инкорпорационных структур совместно с регенерационным кварцево-полевошпатовым цементом. Помимо регенерации в пределах интервала разреза наблюдается избирательная альбитизации плагиоклазов с последующим окварцеванием их вдоль контакта с зернами кварца. При этом альбитизированные полоски полисинтетических двойников замещаются кварцем интенсивнее, чем смежные полоски более основного состава, и последние как бы вклиниваются внутрь соседнего кварцевого зерна. Этот процесс аналогичен явлениям альбитизации плагиоклаза в песчаниках позднепалеозойских толщ Приднестровья и Верхоянья.

Наблюдаются деформационные структуры за счет выжимания в поры обломков полевых шпатов и глинистых пород, а также изгибы и разрыв зерен, глинизация неустойчивых компонентов полевых шпатов и обломочного материала, при этом глинизированный полевошпатовый материал и обломки пород занимают поровые промежутки, сливаясь с глинистой массой. При растворении полевых шпатов исчезают пленки хлоритового и хлорит-иллитового цемента, характер первичных зерен становится неуловимым, они образуют плотные участки с регенерационными и конформно-мозаичными структурами. Образование последней связано с вдавливанием полевых шпатов в поры. Помимо конформно-регенерационных, инкорпорационных и мозаичных структур широко развиты зоны дробления на контактах между зернами кварца и полевых шпатов. В порах, зажатых между спаянными зернами кварца и полевого шпата с каемками регенерации, преобладает диккит, образовавшийся за счет перекристаллизации каолинита. Диккит образует базальные чешуйки размером 0.02–0.1 мм с совершенной спайностью. Агрегаты каолинит-диккита и диккита препятствуют фильтрации поровых растворов.

На структуры конформно-регенерационные и инкорпорационные в низах разреза наложены структуры раскристаллизационно-грануляционного бластеза, являющего индикатором динамотермальной активности и интервал разреза относится к зоне глубокого катагенеза–начала метагенеза.

Низкими фильтрационно-емкостными свойствами характеризуются отложения периферической части дельты позднего турона-кампана (Медвежье месторождение), глубины 2228.0–2337.0 м. Открытая пористость 2–20 %, проницаемость до 10 мД.

Первичный характер обломочного материала, изометричность, средняя или хороша окатанность, хорошая сортировка, выполнение поровых промежутков хорошо окристаллизованными аутигенными минералами, одновременно с цементацией вдавливания зерен друг в друга главным образом плагиоклазов и обломков глинистых пород, благоприятствовало массовому развитию конформных и инкорпорационных структур гравитационной коррозии. Наличие межзерновых пор создавало условия для кристаллизации в них регенерационного кварца и альбита. Помимо регенерации, наблюдается избирательная альбитизация обломочных плагиоклазов с последующим окварцеванием вдоль контактов с зернами кварца (процесс, аналогичный песчаникам древних толщ Приднестровья). Наблюдается процесс развития аутигенных мусковитоподобных слюд, врастающих в края регенерационных обломков микроклина или кварца, а также замещение терригенного биотита агрегатами мусковита, хлорита, рутила, титаномагнетита. Глинистое вещество в виде чешуек образует вростки в края слаборегенерированных обломков кварца и полевых шпатов. Слюды с яркими цветами интерференции отвечают диоэктаэдрическим разностям $2M_1$.

Пятна кальцита в песчаниках Тангаловской свиты сформировались на раннекатагенетической стадии, доказательством является слабая коррозия обломков. На структуры конформно-регенерационные и инкорпорационные наложены структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза, песчаники относятся к метапесчаникам зоны глубокого катанеза, метагенеза и начала метаморфизма.

Основным процессом, приведшим к изменению фильтрационно-емкостных свойств, явился процесс гравитационного уплотнения, он способствовал компактной упаковке терригенного материала, вплоть до возникновения пластичных или хрупких деформаций.

Гранулометрические характеристики, такие как окатанность, размерность, сортировка, степень отмученности от глинистого материала, определяют при вертикальной нагрузке характер уплотнения – сочленения обломочных зерен и интенсивность внедрения. Гранулометрия играет косвенную роль в преобразовании цемента и формировании фильтрационно-емкостных свойств, при этом в случае жесткости скелетной части песчаников за счет неизмененных зерен полевых шпатов и кварца и хорошего водообмена сохраняются высокие фильтрационно-емкостные свойства.

Западно-Сибирская плита относится к бассейновой группе литогенетической преобразований равномерного погружения. Для отложений этой группы характерен постепенный характер нарастания измененности пород в разрезе, при этом в значительной мере на набор конечных ассоциаций новообразованных структур и минералов в породе играет фациальная природа осадка. При этом преобразования пород в данной бассейновой группе происходит за счет компонентов самих пород без коренного изменения ее валового химического состава. Формируется четкая вертикальная зональность минеральных парагенезов за счет наращиваемых мощностей зон глубокого катагенеза. Гидрохимические режимы способствуют перераспределению вещества внутри самой системы.

В результате погружения пород на глубины свыше 2000 м, нарастание литостатических давлений и температур приводит к усилению структурно-минеральных изменений в породе, падению значений пористости и проницаемости. Это делает более интенсивными процессы вторичного минералообразования – закупорку поровых пространств аутигенным кварцем, альбитом, диккитом, вдавливанием в поры терригенных обломков.

Структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза в указанных отложениях указывают на то, что уплотнение пород достигло своего предела, система взаимосвязанных пор практически исчезает, преобразования доходят до самого глубокого катагенеза – начала метаморфизма, что приводит к крайне низким значениям фильтрационно-емкостных свойств. Эпизодическое увеличение фильтрационно-емкостных свойств в пределах глубин свыше 2000 м обусловлено формированием зон децементации за счет растворения кальцита под воздействием кислых растворов, образующихся в связи с изменением инфильтрационных режимов глубинных вод (регрессивный эпигенез).

Все рассмотренные процессы на глубинах свыше 2000 м в пределах рассмотренных скважин приводят к снижению фильтрационно-емкостных свойств песчаников и возможные коллектора лишь трещинные и кавернозно-трещиные.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ РЫХЛЫХ КОЛЛЕКТОРОВ В МАЙКОПСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Н.В. Еремеев

ООО «Научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий – ВНИИГАЗ», Московская область, e-mail – N_Eremeev@inbox.ru

Рыхлые песчано-алевритовые майкопские отложения являются горизонтами коллекторов, мощность колеблется от 5 до 30 м. Характерной их особенностью является хорошая сортированность и светло-

серый со слабым зеленоватым оттенком цвет. Рассмотренные нами отложения располагаются на глубине 800 м.

Гранулометрическое изучение пород показало смесь мелкопесчаных (0.25–0.1 мм) и крупноалевритовых частиц (0.1–0.001 мм). Данные ситового анализа показывают, что максимум приходится на фракцию 0.16–0.1 мм, коэффициент сортировки колеблется от 1.0 до 1.58.

Формирование отложений происходило под воздействием мутьевого потока в условиях фронтальной части дельты.

Песчаники относятся к типу мономинеральных кварцевых (95 %), при этом преобладает кварц прозрачный угловатый, в меньшем количестве присутствует кварц матовый белый. Около 3 % составляет слюда типа биотита удлиненного хлоритизированного. В виде единичных обломков присутствует полевой шпат-ортоклаз. Встречаются обломки кальцита, часто включающие зерна кварца. В незначительном количестве присутствует растительный детрит гумусового типа. Изучение открытой пористости показало 25–30 %, проницаемости – до 4000 мД, что соответствует классу высокоемкого коллектора.

Детальное изучение материала под микроскопом позволило выявить на значительной части обломочных зерен реликты регенерационных каемок со следами растворения за счет воздействия кальцита. Наблюдаются также пятнистые агрегаты кальцита неправильной формы, включающие кварц и со следами растворения.

На основании этого можно говорить о том, что пески прошли несколько стадий преобразования:

Первая стадия – катагенез – формирование конформно-регенерационной структуры под воздействием вертикальной нагрузки – гравитационной коррозии. При сочленении кварцевых зерен происходило растворение кварца и нарастание на обломках, формируются регенерационные каемки, а также переотложение в порах. Эти процессы происходили в условиях кислой среды (pH = 6), чему способствовало присутствие растительного детрита гумусового типа.

В дальнейшем происходило образование кальцита, образующего псевдоморфозы по обломочному и аутигенному кварцу. По данным различных исследователей, эта стадия регрессивно-эпигенетическая, процессы носят наложенный характер и относятся к категориям низкотемпературных изменений. Они обусловлены сменой условий циркуляции подземных вод при структурно-тектонической перестройке. При этом в условиях неустойчивого тектонического режима происходило образование ослабленных зон и трещин, по которым в условиях щелочной среды поступали межпоровые растворы, стимулирующие кристаллизацию карбонатов, воздействующих на кварцевые зерна и вызывающие их растворение. В дальнейшем воздействовали кислые растворы с низкими значениями pH, насыщенные органикой. Это вызывало растворение карбонатного цемента и способствовало формированию зон децементации.

Глубина	Состав горизонта майкопской свиты	Стадии преобразования		
		1-ая	2-ая	3-я
700–800 м	Мелкопесчано-крупноалевритовый	Воздействие вертикальной нагрузки. Формирование конформно-регенерационных структур	Воздействие межпоровых растворов. Формирование карбонатного цемента, растворяющего кварц	Воздействие поровых растворов. Разрушение карбонатного цемента и превращение в рыхлую
	Среда	Кислая	Щелочная	Кислая
	pH	6	10	5–6

Схему формирования горизонта-коллектора майкопской толщи можно отобразить следующим образом (таблица).

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МОСКОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ, ВСКРЫТЫХ АНЫБСКОЙ СКВАЖИНОЙ (СЕВЕРО-ВОСТОК ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ)

Н.М. Еременко

ВНИГРИ, г. Санкт-Петербург, e-mail – huminga@yandex.ru

В среднекаменноугольных разрезах Волго-Уральской и Тимано-Печерской провинций традиционно выделяют горизонты Русской платформы. Однако достоверность корреляции отложений Московской синеклизы и Приуралья по органическим остаткам, и особенно по бентосным формам, вызывает определенные сомнения из-за их фациальной приуроченности. В этой ситуации представляется актуальным проверить биостратиграфические построения независимым геоисторическим методом. Для решения этой задачи в 2007 г. был изучен керн интервала 1056.00–1080.00 м Аныбской скважины Р-3 (рис. 1), пробуренной в районе д. Аныб, на левом берегу р. Вычегда, в 120 км восточнее г. Сыктывкара.

По результатам биостратиграфических исследований (фораминиферы – Николаев А.И., конодонты – Журавлев А.В.), в этом разрезе, находящимся на стыке Волго-Уральской, Тимано-Печерской провинций и бассейна центральной части Русской платформы, представлены верейский и каширский горизонты московского яруса. Материалы описания керна и отобранных из него 24 шлифов позволили по комплексу генетических признаков (состав, структура, цвет, текстура, органические остатки) выделить 6 литотипов и дать интерпретацию условий их формирования.

Литотип 1. Аргиллит серый до темно-серого участками известковистый с листоватой отдельностью. Присутствуют единичные субгоризонтальные ходы илоедов. Можно предположить, что формирова-

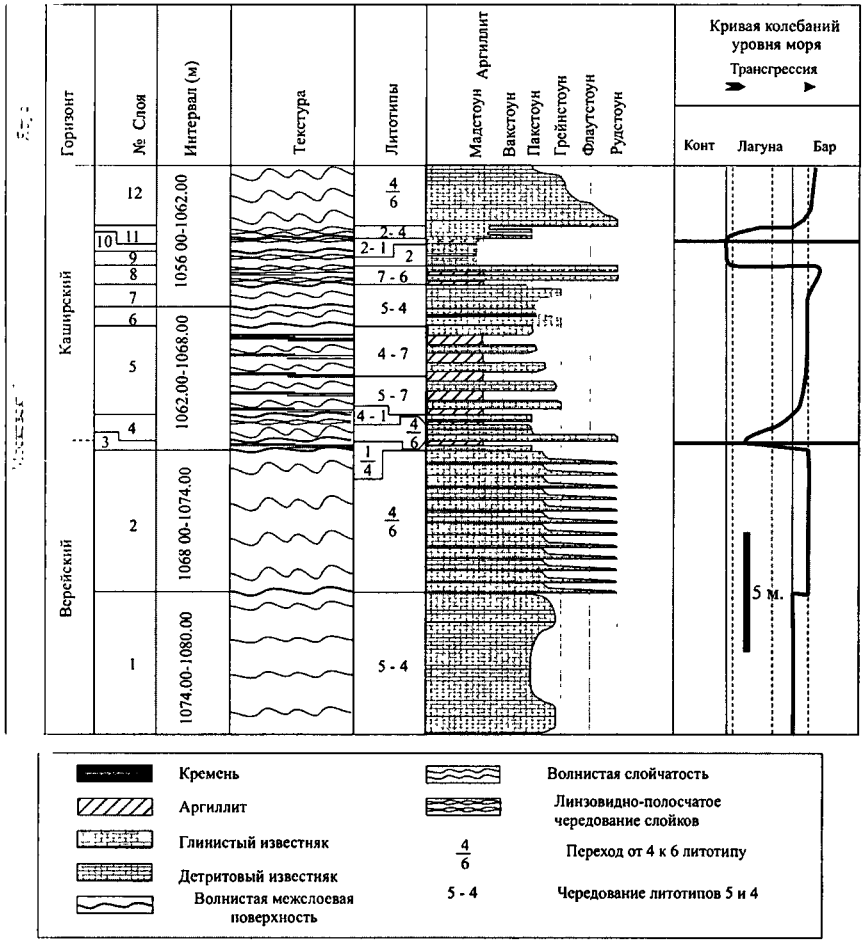


Рис. 1. Литологическая колонка скв. Аныбская Р-3.

пис литотипа происходило в крайне мелководной застойной прибрежной зоне лагуны.

Литотип 2. Мадстоун светло-серый, часто с буроватым оттенком, массивный с беспорядочно нагроможденным редким мелким детритом морской фауны, мелкими единичными выделениями сульфидов и примесью глинистого зеленовато-серого материала. Вероятно, осадок накапливался в условиях малоподвижного мелководья лагуны с нормальной соленостью.

Литотип 3. Вакстоун светло-серый с линзовидно-полосчатой текстурой, намечаемой слойками (1–10 мм) серого мадстоуна. Форменные элементы представлены члениками криноидей, створками брахио-

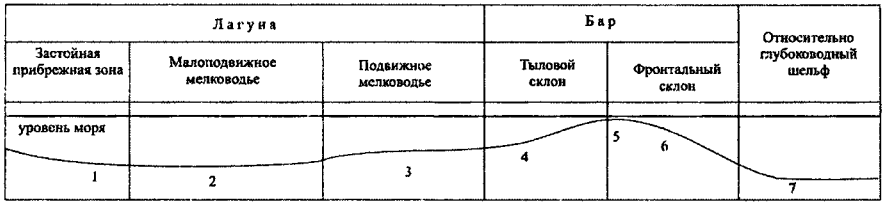


Рис. 2. Идеализированный генетический профиль литотипов.

под, единичными целыми раковинками фораминифер и остракод. Присутствуют выделения сульфидов. Можно предположить, что формирование этого литотипа происходило в условиях подвижного мелководья лагуны с нормальной соленостью.

Литотип 4. Пакстоун серовато-белый с пологоволнистой слойчатостью, намечаемый намывами глинистого материала и изменениями концентрации детрита. Форменные элементы представлены створками брахиопод, члениками криноидей, обломками сетчатых мшанок, целыми раковинками фораминифер и остракод, водорослями. В цементе присутствует рассеянное органическое вещество. Очевидно, осадок накапливался в нормально-соленых умеренно динамичных водах на тыловом склоне бара.

Литотип 5. Грейнстоун серовато-белый с крайне неотчетливой волнистой слойчатостью, намечаемой ориентировкой детрита морской фауны. Форменные элементы представлены створками брахиопод, члениками криноидей, раковинками фораминифер и остракод, известковыми водорослями. В небольшом количестве присутствуют выделения сульфидов. По-видимому, эти отложения накапливались на фронтальном склоне бара в условиях высокой гидродинамики и нормальной солености.

Литотип 6. Рудстоун светло-серый до белого с буроватым оттенком, довольно отчетливой волнистой слойчатостью, намечаемой тонкими (1–2 мм) намывами зеленовато-серого глинистого мадстоуна. Форменные элементы представлены створками крупных брахиопод, обломками сетчатых мшанок, члениками криноидей, целыми раковинками фораминифер и водорослями. Вероятно, осадок накапливался на фронтальном склоне бара в условиях очень высокой гидродинамики и нормальной солености.

Литотип 7. Аргиллит серый с зеленоватым оттенком с листоватой отдельностью. Присутствуют чешуйки слюды, многочисленные неправильной формы выделения окислов железа, вероятно окисленные сульфиды. Можно предположить, что формирование литотипа происходило в условиях относительного глубоководья.

На основе выполненных реконструкций построен генетический профиль (рис. 2), отражающий латеральный ряд обстановок формирования установленных литотипов, который позволяет по выявленной в изученном разрезе вертикальной последовательности литотипов построить кривую колебаний уровня моря (см. рис. 1).

В нижней части разреза (слои 1, 2 и 3) представлена трансгрессивно-регрессивная последовательность, выявленная в трансгрессивной части литотипами 5–4 и 4–6, а в регрессивной части литотипом 1–4. Выше установлен трансгрессивно (слои 4–8)–регрессивный (слои 9, 10 и литы 11) цикл, сложенный в трансгрессивной последовательности литотипами 4–6, 4–1, 5–7, 4–7, 5–4, 7–6 и в регрессивной – 2 и 2–1. В верхней части разреза выявлена трансгрессивная последовательность литотипов 2–4 и 4–6. Сопоставление полученной кривой с кривыми колебания уровня моря, построенными для типовых разрезов Московской синеклизы [1], позволяет предположить, что первый в разрезе регрессивный максимум (слой 3) отвечает границе верейского и каширского горизонтов. Выявленные циклы можно, скорее всего, сопоставить соответственно с старомонетным, ямбирным и цнинским циклами, выделенными в разрезах Московской синеклизы [1].

Автор признателен С.Б. Шишлову (СПГГИ) за консультации и замечания, способствовавшие улучшения работы

Литература

1. *Алиева М.Х. и др.* Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Ч. I. Стратиграфия. М.: ПИН РАН, 2001. 244 с.

РОЛЬ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКОГО И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ НА ПРИМЕРЕ ОМСКОГО ПРИИРТЫШЬЯ

О.В. Елишева

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – ElishevaOV@ipgg.nsc.ru

Долгие годы существовала точка зрения, что палеоклиматические условия играли существенную роль только в областях источников сноса, обрамлявших палеоводоемы [6]. Однако результаты исследований, проведенные за последние 30 лет в современных морях и Мировом океане, показали, что эта точка зрения пришла в противоречие с огромным фактическим материалом по составу и количественному распространению осадочного материала. Применение комплекса новейших методов позволило современным специалистам открыть новые возможности для понимания процессов морского и континентального осадконакопления, а также увидеть нюансы, которые ранее считались малозначимыми и зачастую не принимались во внимание, особенно при изучении условий формирования древних осадочных толщ.

Согласно данным различных ученых [3–5], климатические условия являются важнейшим фактором, влияющим на процесс любого осадконакопления (и современного и древнего), определяя такие свой-

ства отложений, как их количество, вещественный состав, гранулометрию, структуры, текстуры и другие характеристики. Одна и та же горная порода в разных климатических условиях по-разному может подвергаться выветриванию, в итоге в морской бассейн будут сноситься различные химические и минеральные компоненты этой дезинтегрированной породы. После изучения разрезов сверхглубоких скважин, пробуренных в современном Мировом океане было установлено, что количество осадочного вещества, поставляемого в морские водоемы, в различных климатических зонах различно и существенно отличается как по качественному составу, так и свойствам [5]. Таким образом, несмотря на, казалось бы, очевидную необходимость учета такого фактора, как влияние климатических условий на процессы древнего осадкообразования, существующие на сегодня монографии и статьи в журналах в подавляющем большинстве до сих пор игнорируют эти данные. В результате, подобный подход к изучению геологических разрезов любого возраста и для различных территорий, и для Западной Сибири в частности, привел к тому, что в тех случаях, когда в разрезах не наблюдается четких коррелятивных реперов (ГИС, фаунистических данных), возникают сложности адекватного расчленения терригенных толщ на отдельные пласты и их сопоставление.

С учетом сказанного выше, используя данные по изучению современного и древнего осадконакопления в последние десятилетия, а также анализируя влияние климатических условий на процессы осадконакопления (на континентах и в морях), в работе был проведен анализ влияния палеоклиматических условий, предположительно существовавших в келловей-оксфордское время на территории Омского Прииртышья, что позволило выявить структурно-литогенетические индикаторы для расчленения терригенного разреза продуктивного горизонта $Ю_1$ на отдельные толщи, которые соответствуют начальному регрессивному этапу (нижний оксфорд), окончательному регрессивному (средний оксфорд) и начальному трансгрессивному (верхний оксфорд).

Территориально район изучения (Омское Прииртышье) располагается на юге Западной Сибири. «Классический» разрез верхнеюрских отложений, который распространён северо-восточнее и севернее описываемой территории, имеет морской генезис и представлен баженовской, георгиевской и васюганской свитами [1]. Последняя подразделяется на две подсвиты – нижнюю и верхнюю. Нижняя подсвита имеет глинистый состав, верхняя сложена чередованием песчаников и маломощных прослоев аргиллитов и алевролитов. Совокупность песчаных пластов васюганской свиты формирует горизонт $Ю_1$, с которым и связаны залежи УВ в Томской, Омской и, частично, в Тюменской областях. На территории Омского Прииртышья келловей-оксфордские отложения имеют довольно «специфическое» строение. В отличие от западных разрезов Томской области, в составе васюганской свиты не наблюдается типичного, трехчленного строения верхневасюганской подсвиты, а чаще всего отмечается присутствие либо трансгрес-

синой (пласты $Ю_1^{1-2}$), либо регрессивной (пласты $Ю_1^{3-4}$) части осадочной толщи и довольно редко их слияние в единое тело, как предполагалось ранее. Отсутствие в этой осадочной толще основных корреляционных реперов (угольных пластов, выделяемых на востоке ЗСП в кровле и подошве «классической» межугольной толщи) не позволяет четко разделять отложения на подугольную (регрессивную), межугольную (регрессивную) и надугольную (трансгрессивную) толщи, что в результате приводит к трудностям при сопоставлении этих отложений между собой.

Детальные исследования вещественного состава келловей-оксфордских отложений, по результатам анализа шлифов, не только территории изучения, но и окружающих районов Томской, Тюменской, Новосибирской областей, а также его генетическая интерпретация показали, несмотря на визуальное сходство пород в керне, отложения регрессивно и трансгрессивных частей горизонта $Ю_1$ имеют различия в гранулометрическом, вещественном составе, типе цементации и т.д. [2]. Анализ процессов формирования келловей-оксфордских отложений с единых позиций в его непрерывном развитии на фоне геологической эволюции южного обрамления Западно-Сибирского осадочного бассейна показал, что осадконакопление в оксфордский век (время формирования верхневасюганской подсвиты) в южном секторе Западно-Сибирского эпиконтинентального моря (район Обь-Иртышского междуречья) подчинялось не только тектонической, но и климатической зональности. Эти факторы влияли комплексно, проявляясь через одновременное воздействие как экзогенных, так и эндогенных процессов. При этом климатический фактор в большей степени оказал свое влияние в раннеоксфордское время (подугольные регрессивные отложения), тектонический – в позднеоксфордское время (надугольные трансгрессивные отложения).

Результаты проведенной работы позволили на основании комплекса критериев установить, что формирование трансгрессивных (надугольных) и регрессивных (подугольных) отложений на территории Омского Прииртышья принципиально отличалось – по интенсивности осадконакопления, составу осадков, действующим процессам и облику формирующихся толщ. В итоге, рассмотрение осадочного процесса формирования келловей-оксфордских отложений с климатических позиций позволило не только показать разницу в отличительных особенностях на минерально-петрографическом и вещественном уровне, но и, что важнее всего, позволило выявить комплекс терригенно-минеральных индикаторов, которые позволили использовать их при расчленении верхневасюганской подсвиты (горизонт $Ю_1$) на отдельные осадочные толщи.

Литература

1. *Белозеров В.Б., Даненберг Е.Е., Огарков М.А.* Особенности строения васюганской свиты в связи с поиском залежей нефти и газа в ловушках неанти-

клинального типа // Перспективы нефтегазоносности юго-востока Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 1980. С. 92–100.
2. *Елишева О.В.* Выбор критериев расчленения и методика корреляции келловей-верхнеюрских отложений на территории Омского Прииртышья // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2008. № 2. С. 4–13.
3. *Жарков М.А.* Гумидные и аридные состояния природной среды и их прогноз // Глобальные изменения природной среды-2001. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2001. С. 131–145.
4. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. Москва: Наука, 1988. 426 с.
5. *Лисицын А.П., Богданов Ю.А. и др.* Подводные геологические исследования в Индийском океане // Вестник АН СССР. 1984. № 12. С. 89–98.
6. *Синицын В.М.* Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 232 с.

О ПРИСУТСТВИИ ЛАНТАНОИДОВ И ПЛАТИНЫ В РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЗКАЗГАН

С.А. Ефименко

Kazakhmys LLC, г. Жезказган,
Казахстан, e-mail – glavgeof@ kazakhmys.kz

Жезказганское месторождение медистых песчаников, (Казахстан), разрабатываемое подземными рудниками Жезказганского комплекса Kazakhmys LLC, приурочено к Таскудукской и Жезказганской рудоносным свитам, отнесенным, соответственно, к среднему и верхнему отделам карбона. Рудоносная толща залегает согласно на отложениях верхнесерпуховского яруса нижнего карбона и также согласно перекрывается Жиделисайской свитой нижнепермского возраста. Месторождение расположено на сочленении южного окончания одноименной синклинали, а также Спасской синклинали и юго-западного погружения Кенгирской брахиантиклинали. Его существенным отличием от других месторождений медистых песчаников (Предсудетского в Польше, например) является концентрация громадного количества металла на локально ограниченной площади.

В соответствии со стратиграфической колонкой (К.И. Сатпаев, 1935; С.Ш. Сейфуллин и Л.В. Копяткевич, 1976) в рудоносной толще выделяются: две свиты (жезказганская – 385 м и таускудукская – 257 м); три подсвиты (верхняя – 220 м, средняя – 198 м и нижняя – 215 м); 10 горизонтов (№ 1 – таскудукский, № 2 – златоустовский, № 3 – покровский, № 4 – нижний раймундовский, № 5 – средний раймундовский, № 6 – верхний раймундовский, № 7 – крестовский, № 8 – анненский, № 9 – спасский, № 10 – безымянный); 22 пласта серых полимиктовых песчаников, 19 из которых являются рудоносными; 27 рудных залежей; 390 рудных тел. Горизонты 1, 2 с более кремнистым составом рудовмещающих песчаников, отделяющихся от сред-

ней подсвиты пластом красных алевролитов, заключающих выдержанный слой роговиков (окремненных известняков), слагают нижнюю подсвиту; горизонты 3–6, в которых минерализация приурочена к конгломератам раймундовского типа или грубозернистым песчаникам, содержащим хорошо окатанные гальки, типичные по составу для раймундовских конгломератов, слагают среднюю подсвиту, и горизонты 7–10 с полным отсутствием галек раймундовских конгломератов и более известковистым составом цемента серых песчаников слагают верхнюю подсвиту.

Жезказганское месторождение характеризуется: полиметаллическим характером оруденения (основные промышленные компоненты: Cu (84.4 %), Pb (10.1 %), Zn (5.5 %); сопутствующие компоненты: Ag, Re, Cd, S) и четырьмя технологическими сортами руд: медные сульфидные, комплексные (Cu–Pb, Cu–Pb–Zn), свинцовые (Pb, Pb–Zn, Zn) и смешанные (сульфидно–окисленные). Халькозин, борнит и халькопирит являются главными сульфидами меди. На их долю приходится 55–40 и 5 % запасов меди на месторождении. Галенит и сфалерит являются главными сульфидами свинца и цинка (бетехтинит и блеклые руды имеют резко подчиненное значение).

Исследованиям распространения в рудоносной толще месторождения непромышленных компонентов было уделено незаслуженно мало внимания (в частности элементам группы лантана). А.В. Кислицын и О.В. Голембиовский [2] установили, что в красноцветных отложениях месторождения содержания легких лантаноидов несколько ниже кларковых: лантана – 0.4 г/т (кларк – 30 г/т [1]), церия – 1.6 г/т (кларк – 40 г/т), содержания среднего лантаноида европия (2–3 г/т) немного превышают кларковое (1.0 г/т), а для тяжелого лантаноида иттербия (кларк 3.0 г/т) характерны содержания, многократно превышающие кларковые (до 30 г/т).

Была обозначена тенденция снижения суммарной концентрации лантаноидов от красноцветных песчаников (фоновые значения 14.5 г/т) к сероцветным (13.5 г/т) при сохранении уровня содержания лантана. На сравнительно однородном (в красноцветных отложениях) фоне распределения лантаноидов, рудные зоны характеризуются как аномальные, что проявляется в накоплении в них лантана, церия и европия при одновременном снижении концентраций иттербия. Распределение лантаноидов в песчаниках подчиняется минералогической зональности: от халькозиновых руд через борнитовые к халькопирит-халькозитовым, концентрации лантана, церия, европия и иттербия увеличиваются, соответственно, от 0.4, 1.6, 2.6 и 17.1 г/т до 0.5, 2.0, 2.7 и 18.9 г/т, что можно объяснить родством лантаноидов с серой (Баладинов, 1976), концентрации которой в растворе при рудообразовании повышались в том же направлении. И был сделан очень важный вывод в отношении иттербия, на который мало кто обратил внимание: характер распределения лантаноидов в продуктивных красноцветных отложениях указывает на их эпигенетическое перераспределение при

рудообразовании с накоплением лантана, церия и европия в рудных зонах и выносе иттербия из них.

Автором в процессе исследования вещественного состава проб красноцветных песчаников с различных залежей рудоносных горизонтов Жезказганского месторождения, достоверно установлено присутствие во вторичных аппаратурных гамма-спектрах практически каждой из проб (лабораторный аналитический комплекс РЛП-21: полупроводниковый Si-Li детектор, жидкий азот, источники ионизирующих излучений америций-241, 34 элемента одновременно, экспозиция 415 с) фотопиков линий L-серии иттербия. Полуколичественная оценка массовых долей иттербия (наложение линий других элементов исключалось) дала порядка 7–46 г/т.

Вывод: промышленная перспектива на Жезказганском месторождении есть у европия и иттербия, причем особенность иттербия к накоплению в безрудных красноцветных песчаниках может коренным образом изменить отношение к последним – со строительного и закладочного материала к источнику ценного редкометального сырья.

Многочисленные исследования, проведенные в разные годы, пока давали однозначный ответ: платины в рудах Жезказганского месторождения нет.

Однако исследования последних лет, выполненные на Предсудетском месторождении медистых песчаников (Польша), которое по многим параметрам является аналогом Жезказганского месторождения, должны дать импульс к началу нового цикла исследований.

Дело в том, что на Предсудетском месторождении решили более детально изучить маломощный (15–20 см) горизонт черных битуминозных сланцев. При переходе на мелкие (2–2.5 см) интервалы опробования керна были выявлены «ураганные» содержания платины – до 5 кг/т.

На Жезказганском месторождении установлены два пласта (по 70 см каждый) роговиков (окремненных известняков), залегающих в кровле златоустовского горизонта Таскудукской свиты. Литологически этот горизонт представлен известняками с морской фауной. Он по простиранию фациально заменяется серыми и красными аргиллитами, песчаниками. Кремнистый материал присутствует в форме темно-серых стяжений. Кремни, как известно, являются продуктом вторичного холодного окремнения темных глинистых известняков или роговиков (по К.И. Сатпаеву). Горизонт кремней прослеживается в пределах всей площади месторождения и имеет маркирующее значение при корреляции разрезов Жезказганской свиты.

Вывод: окремненные известняки (роговики) могут оказаться перспективными на платину или элементы ее группы.

Литература

1. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1967. № 7. С. 555–571.

7. *Кислицын А.В., Голембиовский В.О.* Особенности геохимии красноцветных формаций в связи с их меденосностью // Вопросы генезиса стратиформных месторождений цветных металлов. Алма-Ата: КазИМС, 1983. С. 89–100.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЯРУДЕЙСКОГО МЕЖГОРНОГО ПРОГИБА

Ю.А. Ехлаков[1], Г.Л. Беляева[1], В.И. Горбачев[2], Т.В. Карасева[1]

[1]КамНИИКИГС, г. Пермь, e-mail – kamniikigs@inbox.ru
[2]ОАО НПЦ «Недра», г. Ярославль, e-mail – geol@nedra.ru

Ярудейская параметрическая скважина 38 проектной глубиной 5000 м расположена в Надымском районе Ямало-Ненецкого автономного округа, в месте пересечения региональных сейсмических профилей 103 и 25. Скважина находится в северо-западной части Надым-Тазовской синеклизы в пределах Ярудейского межгорного прогиба, выделенного в основном по геофизическим данным в герцинском складчато-глыбовом комплексе палеозойского фундамента и имеющего линзовидное строение. Прогиб предположительно выполнен терригенными толщами верхнего палеозоя. Фундамент перекрыт терригенными отложениями позднепалеозойского (пермского?) и, возможно, позднетриасового возраста [1]. Такие толщи, выполняющие древние депрессии, часто обладают значительным нефтегенерационным потенциалом. Прогнозные ресурсы, связанные с Ярудейским палеозойским бассейном, оцениваются в 0.3 млрд т нефти, 2.0 трлн м^3 газа и 0.2 млрд т конденсата [2]. До сих пор в северо-западной части Западно-Сибирской НГП не проводилось параметрическое бурение в межгорных прогибах, каким является Ярудейский.

В основные задачи бурения скважины входит выделение пластов-коллекторов во вскрытых нефтегазоносных комплексах, оценка характера их насыщения, а также перспектив нефтегазоносности всего Ярудейского межгорного прогиба. В зоне предполагаемого контакта палеозойских и мезозойских (по результатам предыдущих исследований – юрских) отложений предполагалось наличие благоприятных условий для формирования структурно-стратиграфических, структурно-литологических и более сложно экранированных ловушек нефти и газа. Такие же ловушки могут находиться в нижележащих терригенных и эффузивно-осадочных толщах палеозоя [3].

Во вскрытом разрезе Ярудейской скважины ниже 3600 м отмечено повсеместное доминирование гумусового ОВ, что предполагает возможность наличия в районе бурения газовых и газоконденсатных залежей. При забое 4452 м скважиной пройдены отложения кайнозоя (четвертичная и палеогеновая системы), мезозоя (меловая, юрская и триасовая системы) и на глубине 4397.5 м вскрыты интенсивно дислоцированные породы предположительно палеозойского возраста. Фак-

тические глубины залегания основных стратиграфических подразделений значительно отличаются от проектных. Так, мощность котухтинской свиты (нижняя-средняя юра) оказалась меньше на 381 м, а мощность отложений среднего-верхнего триаса составила 533 м против 30 м по проекту.

Слоистая модель строения района бурения просматривается на широтных профилях как через параметрическую скважину 38 (профиль 25), так и через Ярудейскую скв. 2 (профиль 26) [3]. В пределах Ярудейского мегавала только скважины 2 и 4 вскрыли верхний палеозой. Керн в скв. 2 поднят из инт. 3207–3209 м и представлен слабо метаморфизованными, слабо выветрелыми полимиктовыми пестроцветными конгломератами с обломками глинисто-кремнистых пород и ксенотуфов (туффитов). Изредка встречаются обломки кварцитов и карбонатов, но данное литологическое описание еще не свидетельствует окончательно ни о мезозое, ни о палеозое.

Севернее, в Ярудейской скв. 4, в палеозое отбор керна был в инт. 2704–2708 м, 2809–2811 м, 2878–2880 м. Во втором интервале В.И. Даниловым (1985) обнаружены остатки растений нижней половины верхней перми [4]. Вывод о возрасте В.И. Даниловым сделан по сопоставлению с Кузбассом. Эти данные никем не пересматривались, не исключается ошибка в определении. Кровля верхней перми в разное время принималась то на глубине 2736 м, то на глубине 2664 м. Безусловно, вышеуказанное определение возраста легло в основу обоснования верхнепалеозойского возраста Ярудейского прогиба.

По результатам проведенных в КамНИИКИГС исследований сделан вывод, что межгорный прогиб формировался в основном в позднетриасовую эпоху. Дислоцированные породы вскрыты на 132.5 м выше проектной отметки и пройдены на глубину 52 м. По керну в данном интервале присутствуют две литологически разнородные толщи, которые были интенсивно дислоцированы и поставлены «на голову» в домезозойское время. Ниже, через 100–200 м, возможно больше, должен проходить надвиг (взброс), под которым предполагается залегание более молодых, слабо дислоцированных пород. В последних могут встретиться как тектонически экранированные залежи, так и залежи другого типа.

Породы инт. 4397.5–4452 м перекрыты мощной толщей терригенного триаса. По данным изучения остатков флоры и отчасти спор и пыльцы, эта толща имеет в основном верхнетриасовый возраст. По литологическим данным триасовые отложения отличаются от ранее известных разрезов тампейской серии [5]. В связи с этим триасовую толщу, вскрытую Ярудейской параметрической скв. 38, рекомендуется выделить в самостоятельную свиту – тыявинскую, со стратотипом в инт. 3834–4397.5 м и подразделением ее на три подсвиты [6]. Нижнетыявинская подсвита, по составу преимущественно песчано-конгломератовая, имеет мощность 85.5 м, среднетыявинская, представленная толщей ритмично чередующихся песчаников и алевролитов с под-

чаниками прослоями гравелитов, конгломератов, аргиллитов и углистых аргиллитов при преобладании песчаников – 260 м. Верхняя подсвита тыявинской свиты мощностью 218 м характеризуется неравномерным переслаиванием песчаников, алевролитов с прослоями углистых аргиллитов, иногда туффитов и туфоалевролитов. По субмеридиональному сейсмическому профилю 103 тыявинская свита выклинивается, не достигая профилей 27 на севере и 22 на юге.

На основании исследования вскрытого скважиной разреза, в триас-нижнеюрских отложениях можно выделить ряд продуктивных интервалов, перспективных на получение углеводородных флюидов нефтегазоконденсатного и газоконденсатного типов. Ранее в Ярудейской скв. 2 при испытании пласта $Ю_{11}$ (инт. 3046–3051 м) получен непромышленный приток нефти с водой соответственно 1.8 и 0.9 м^3/сут.

Результаты бурения скважины 38 всего до глубины 4452 м не позволяют пока оценивать строение нижнего этажа, однако в состав и строение среднего этажа вносятся существенные коррективы. Средний этаж оказался представленным в основном терригенными осадочными толщами верхнего триаса значительной мощности, что указывает на развитие в исследуемом районе не палеозойского, а триасового межкорного прогиба. При этом в составе триасовых отложений выделяются нефтематеринские породы, пласты-коллекторы и флюидоупоры. Многочисленные нефтегазопроявления, повышенные значения нефтенасыщенности пород и другие данные указывают на довольно высокие перспективы нефтегазоносности триас-нижнеюрских отложений и возможность открытия нового нефтегазоносного района с развитием залежей не только в юрских и меловых, но и триасовых отложениях.

Литература

1. *Буковская И.Ю.* Геологический проект на объект «Строительство параметрической скважины Ярудейская № 38». Тюмень, СибНАЦ, 2005.
2. *Брехунцов А.М.* Актуальность и значение изучения доюрских комплексов пород на современном этапе исследований Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Горные ведомости. 2004. № 7. С. 6–17.
3. *Корников А.П., Насонов В.А., Самсонова Н.А.* Новые данные об особенностях геологического строения и перспективах нефтегазоносности палеозойских и базальных нижнеюрских отложений западной части Надым-Тазовской синеклизы // Горные ведомости. 2006. № 5 (24). С. 48–56.
4. *Казаков А.М.* Границы основных стратиграфических подразделений триасовой системы Западной Сибири // Триас Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001. С. 6–15.
5. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 144 с.
6. *Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н, Горбачев В.И. и др.* Новый район развития терригенного триаса в Ямало-Ненецком автономном округе // Горные ведомости. 2007. № 12. С. 16–22.

АССОЦИАЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ КАК ИНДИКАТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ ФАНЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

А.В. Жабин

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, e-mail – Zhabin@geol.vsu.ru

Как известно, глинистые минералы являются одним из надежнейших индикаторов геологических обстановок осадконакопления и последующих преобразований осадка и пород.

Используя материалы около двадцати тысяч рентгенофазовых анализов глинистой составляющей пород, нами составлены схемы распределения минеральных ассоциаций в отложениях стратиграфических подразделений, выделяемых в фанерозое Воронежской антеклизы. В основу построения схем положен несколько видоизмененный метод, применяемый при составлении литолого-фациальных карт [1]. Минералы обозначались цветом, а их содержания количеством полосок. Одна полоска отражает количество минерала до 25 %, две – до 50 %, три – до 75 %, четыре – до 100 %.

Выделяемые на схемах зоны распределения ассоциаций глинистых минералов отражают фациальные условия формирования вмещающих их осадочных образований. Зона с существенным (более 75 %) содержанием каолинита в пелитовой фракции и отсутствием смектитовых минералов соответствует континентальным или приближенным к береговой линии морским обстановкам. Появление в заметных количествах (более 25 %) смектитов или гидрослюды говорит о повышении щелочности и удалении от источников сноса. Содержания этих минералов в количестве более 50 % соответствуют нормальным морским обстановкам, не подверженным опресняющему влиянию потоков, стекающим с прилегающей суши. Цеолиты группы гейландита характеризуют наиболее удаленные от источников сноса глубоководные части морских акваторий.

Анализ ситуаций, изображенных на схемах распределения минеральных ассоциаций, показывает, что распределение глинистых минералов в различных стратиграфических интервалах далеко не идентично.

Девонские отложения как терригенные, так и карбонатные на данной территории имеют каолинит-гидрослюдистый состав глинистых фракций с небольшим (10–15 %) количеством хлорита. Монтмориллонит встречается спорадически на локальных участках с содержанием до 20 %, вне связи с другими глинистыми минералами. Такие ассоциации указывают на формирование данных отложений из материала, поступающего в бассейны седиментации при размыве кор выветривания каолинитового состава, развитых на породах кристаллического фундамента и на незначительные глубины девонских морей.

Начиная с каменноугольного времени, резко сокращаются площади кор выветривания на породах фундамента и в осадконакоплении

начинают участвовать продукты выветривания осадочных пород, что приводит к значительному уменьшению количества калия, поступающего в осадки морей. Данный элемент, по мнению М.Ф. Викуловой с соавторами [3], препятствует образованию смектитовых минералов, поэтому, начиная с карбона, гидрослюдистая составляющая в ассоциациях глинистых минералов занимает подчиненное положение, уступая доминирующее место монтмориллониту.

В мезозойский временной отрезок минеральные ассоциации меняются на гидрослюдисто-монтмориллонитовые, при значительном уменьшении роли каолинита. Породы с существенно гидрослюдистым составом пелитовой фракции встречаются очень редко, вблизи выходов кристаллического фундамента в районе КМА.

В отличие от мезозоя, кайнозойское время характеризуется появлением осадочных силицитов и еще большим количеством монтмориллонита и цеолитов в минеральных ассоциациях.

Работами А.Д. Савко [4, 5] установлено, что коры выветривания, являвшиеся поставщиком материала для формирования осадочных пород, начиная со среднего девона, были существенно глинистыми, а основными минералами, слагающими их, являлись каолинит и кварц. Это полностью подтверждается нашими исследованиями. На всех схемах распределения глинистых минералов количество каолинита увеличивается в сторону предполагаемых источников сноса. Содержания гидрослюды и монтмориллонита, наоборот, возрастают вглубь акваторий. Такое распределение ассоциаций указывает на преобразование каолинита в щелочной среде морского осадка и служит надежным критерием для уточнения фациальных обстановок, выделенных на основании других факторов.

Поступающий из кор выветривания в морские водоемы каолинит начинает претерпевать изменения еще на путях переноса, продолжающиеся в стадии седиментогенеза и диагенеза. В прибрежных фациальных обстановках, где на pH осадка оказывают существенное влияние пресноводные потоки, стекающие с континентов, щелочность невысокая и то количество алюмосиликатного материала, полученное при растворении каолинита, захватывает калий с образованием гидрослюды. Основная масса каолинита не успевает подвергнуться преобразованиям и захоранивается в осадке. При удалении от береговой линии щелочность повышается, способствуя вовлечению в процесс растворения большого количества каолинита. Если калия много (как в девонское время), то идет преобразование всего каолинита в гидрослюду, если мало, то он быстро расходуется на образование последней и начинает формироваться монтмориллонит. При дальнейшем повышении pH в процесс включается кварц и остатки организмов с кремниевым скелетом, состоящим из опала, так же неустойчивого в щелочной среде. И на контакте частиц каолинита с кварцем (или опалом) образуются цеолиты гейландитовой группы, в составе которых отношение кремнезема к глинозему больше 7.

Практически во всех временных образованиях девона в небольших количествах (около 10 %) фиксируется хлорит. При этом он распределен не везде, отсутствуя в зонах с существенным (более 75 %) содержанием каолинита. В каменноугольных толщах хлорит встречается в основном в отложениях северного склона антеклизы. Также на крыльях антеклизы этот минерал наблюдается и в образованиях юры и нижнего мела. По мнению М.Ф. Викуловой с соавторами [2], генезис хлорита связан с постдиагенетическими преобразованиями других глинистых минералов, происходящими при повышении давления и особенно температуры. Данное обстоятельство хорошо согласуется с распределением хлорита во всех временных интервалах рассматриваемой территории. Судя по всему, девонское время было эпохой магматической активизации на всей территории Воронежской антеклизы и при температурных воздействиях происходило преобразование гидрослюды в хлорит. В каменноугольный, юрский и нижнемеловой возрастные интервалы магматическая активизация проявлялась только на крыльях антеклизы, присводовые ее части оставались в «нормальных» термобарических условиях.

Таким образом, несмотря на то, что основным глинистым минералом, поступающим из кор выветривания в бассейны седиментации на протяжении всего фанерозоя, был каолинит, ассоциации глинистых минералов меняются в зависимости от возраста отложений.

Литература

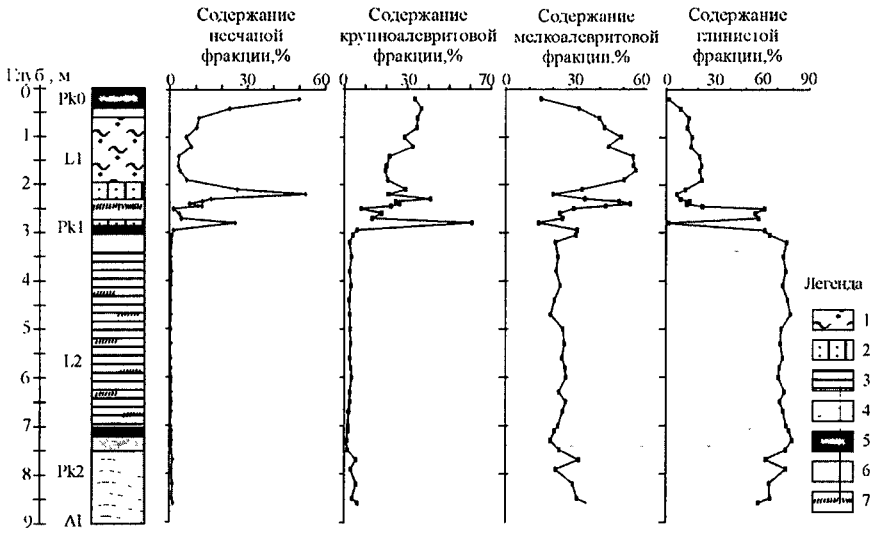
1. Атлас литолого- палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления (под редакцией А.Б. Ронова). М-б 1:5000000. М.-Л.: 1961. Л. 65–69.
2. *Викулова М.Ф., Бурков Ю.К., Македонов А.В.* Фациальные типы глинистых пород. Л.: Недра, 1973. 288 с.
3. Методическое руководство к петрографо-минералогическому изучению глин / М.Ф. Викулова и др. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 448 с.
4. *Савко А.Д.* Эпохи корообразования в истории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1979. 120 с.
5. *Савко А.Д., Додатко А.Д.* Коры выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1991. 230 с.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СУБАЭРАЛЬНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА ВЕРХ-ТУЛА КАК ИНСТРУМЕНТ ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

А.И. Жданова

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г Новосибирск, e-mail – ZhdanovaAI@ipgg.nsc.ru

Район разреза Верх-Тула располагается в Южной литофациальной зоне Западной Сибири (Новосибирское Приобье) и представля-



Содержание гранулометрических фракций в отложениях разреза Верх-Тула. 1 – супесь, 2 – песок, 3 – глина, 4 – суглинок тяжелый, 5 – гумусовый горизонт, 6 – горизонт В, 7 – оглеение.

ет собой область накопления отложений различных генетических типов. Изучение разреза включало в себя детальное геологическое описание отложений с выделением генетических разновидностей пород и гранулометрический анализ с помощью анализатора размера частиц Microtrac X100. Целью работы было выявить основные закономерности поведения определенных гранулометрических параметров в отложениях различного генезиса. Отложения разреза вскрываются в правом борту р. Тула (левый приток р. Оби), и предыдущими исследователями в разрезе были выделены аллювиальные, озерные и субаэральные отложения, а также один палеопочвенный горизонт (здесь – Pk1) [1]. Настоящее исследование позволило определить следующие лито-генетические типы отложений (рисунок):

1) Pk0 (0–0.7 м). Современная почва;

2) L1 (0.7–2.35 м). Супесь лессовидная, тонкослоистая. В основании переходит в песок тонко- и мелкозернистый. Генезис – субаэральный (эолово-делювиальный);

3) Pk1 (2,35–3.4 м) Педокомплекс, состоящий из двух гумусовых горизонтов (серого и светло-коричневого), с горизонтами и пятнами оглеения;

4) L2 (3.4–7.0 м). Суглинок палевый тяжелый бурый, переходящий в глину, с микровключениями гумуса, карбонатами, пятнами оглеения, следами корнеходов. Генезис – субаэрально-субаквальный;

5) Pk2 (7.0–7.7 м) Слаборазвитая серо-бурая палеопочва, солифлюкционно преобразована. Распространены рыжие пятна, пятна оглеения, ожелезненные прослои;

6) Al (7.7–9.4 м) Суглинок тяжелый светло-палевый тонкослоистый. Генезис – пойменный аллювий.

Гранулометрический анализ отложений изучен по 50 образцам и представлен впервые. На рисунке приведены графики содержания песчаной (> 100мк), крупноалевритовой (50–100 мк), мелкоалевритовой (10–50 мк) и глинистой фракций по глубине. По распределению фракций разрез явно делится на две части. Нижняя часть, включающая Pk2 и L2, отличается низким содержанием крупнозернистых фракций (1–5 %) и высоким (до 75 %) содержанием глинистых частиц, при этом в Pk2 значения выше, чем в L2. С появлением песчаного прослоя над нижним гумусовым горизонтом в Pk1 ситуация меняется. Вверх по разрезу уменьшается содержание глинистой фракции, причем сначала за счет увеличения количества мелкоалевритовой, а затем крупноалевритовой фракций. Над Pk1 наблюдается еще один песчаный прослой (до 50 % песчаной фракции), который выше постепенно переходит в супесь.

Такое распределение в нижней части разреза, вероятно, связано с действием субаквальных процессов. Накопление отложений на плоской террасовой поверхности (alQ^3_3) должно было сопровождаться сезонными затоплениями, о чем свидетельствуют пятна оглеения, высокая плотность отложения и др. Однако в пользу субаэральной обстановки свидетельствуют следы корнеходов растений и включения гумуса. Облик почв и их гранулометрический состав также говорят об условиях повышенной увлажненности и позволяют относить их к (полу)гидроморфным почвам. Очень низкое количество крупнозернистого материала и большой вклад глинистых частиц свидетельствуют о спокойных условиях осадконакопления. Появление песчаных прослоев и резкая смена поведения всех гранулометрических параметров может означать смену обстановки на субаэральную, когда стали преобладать эоловый и делювиальный процессы.

Таким образом, распределение содержания фракций в разрезе позволяет фиксировать тонкие изменения в обстановках осадконакопления, что приводит к формированию тех или иных фациально-генетических типов отложений. Кроме того, в гранулометрических характеристиках отражаются как резкие, так и постепенные и невидимые при визуальной диагностике переходы от одного типа отложений к другому, что делает их особенно ценным инструментом для получения информации об условиях формирования отложений.

Литература

1. *Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И.* Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. М.: Наука, 1981. 204 с.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛОБУЛЯРНЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ КАК ОТРАЖЕНИЕ ЭТАПОВ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛА: МИНЕРАЛОГИЯ, МЕССБАУЭРОВСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ, ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ

Т.С. Зайцева[1], И.М. Горохов[1], Н.Н. Мельников[1], Т.А. Ивановская[2]

[1]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail – z-t-s@mail.ru
[2]Геологический институт РАН, г. Москва

Практика использования глобулярных слоистых силикатов (ГСС), в частности глауконита, в качестве материала для датирования осадочных образований показала, что полученные значения изотопного возраста во многих случаях отвечают времени раннего диагенеза осадков и близки ко времени их отложения. Однако минералогические и химические изменения ГСС под влиянием вторичных процессов могут сопровождаться нарушением изотопных систем этих минералов и приводить к получению «омоложенных» датировок. Комплексное минералого-геохимическое, мессбауэровское и изотопно-геохронологическое изучение таких изменений в контролируемых геологических обстановках вносит существенный вклад в оценку потенциала глауконитовых геохронометров для определения возраста осадочных последовательностей.

Сопоставление результатов моделирования распределения катионов в структуре ГСС и данных мессбауэровской спектроскопии по распределению Fe^{3+}- и Fe^{3+}-ионов между кристаллографическими позициями позволяет оценить степень влияния постседиментационных процессов на их структуру, то есть установить характер распределения и перераспределения катионов в структуре, начиная с этапа формирования ГСС и заканчивая этапами вероятных постдиагенетических преобразований. Компьютерное моделирование катионного распределения основано на следующей концепции формирования и преобразования глауконитов [2, 7]: 1) предполагается, что исходный смешанослойный глауконит-смектит характеризуется неупорядоченным распределением катионов и отражает начальную стадию преобразования доглауконитовой матрицы. При этом содержание K_2O не превышает 4.5 %, а радиогенные ^{87}Sr и ^{40}Ar, унаследованные из минерала-предшественника, еще не покидают структуру минерала; 2) на завершающей («зрелой») стадии глауконитизации, включающей значительное увеличение содержания калия ($K_2O \geq 7$ %) и переход смешанослойного глауконит-смектита в диоктаэдрические слюдистые минералы глауконитового состава, в результате процессов локального растворения-переотложения материала происходит упорядочение распределения катионов в октаэдрической сетке минерала. Перераспределение катионов во всех слоях глауконитовой структуры должно приводить к «изгнанию» чуждых структуре радиогенных ^{40}Ar и ^{87}Sr и запуску с нуля

«радиоактивных часов», основанных на распаде ^{40}K и ^{87}Rb. Очевидно, что в случае отсутствия вторичных изменений изотопный возраст возникшего подобным образом глауконита будет отвечать времени раннего диагенеза, то есть окажется близким ко времени седиментации, а, следовательно, будет иметь стратиграфический смысл. Воздействие же постдиагенетических процессов на последующих этапах геологической эволюции региона может привести к изменению химического состава и новому преобразованию структуры глауконита, следствием чего окажется потеря накопленных со времени раннего диагенеза радиогенных ^{87}Sr и ^{40}Ar и «омоложение», то есть утрата стратиграфического значения вычисленных Rb-Sr и K-Ar возрастов. Нами рассматриваются варианты перераспределения катионов, которые могут быть следствием вторичных изменений глауконита – иллитизации и окисления Fe^{2+}. Эти процессы, по-видимому, наиболее характерны для постдиагенетических этапов преобразования минерала [6].

Сопоставление кристаллохимических данных, полученных методом месбауэровской спектроскопии, с результатами моделирования распределения катионов в кристаллической решетке ГСС позволило установить особенности структуры, являющейся отражением этапов формирования и преобразования минералов. Получены теоретические значения долей конкретных катионных окружений Fe^{3+}- и Fe^{3+}-ионов для нескольких ситуаций, моделирующих этапы глауконитообразования и процессы вторичного преобразования минерала. ГСС среднерифейских арымасской (Rb-Sr возраст – 1303 ± 7 млн лет) [8], дебенгдинской (Rb-Sr и K-Ar возрасты – 1262 ± 13 и 1287 ± 16 млн лет соответственно) [1, 9] и хайпахской (Rb-Sr и K-Ar возрасты – 1170 ± 16 и 1175 ± 44 млн лет соответственно) свит Оленекского поднятия Северной Сибири и верхнерифейской укской свиты Южного Урала (Rb-Sr и K-Ar возрасты – 663 ± 9 и 669 ± 16 млн лет соответственно) [3] характеризуются упорядоченной структурой, свойственной раннедиагенетическому этапу формирования минерала с ненарушенными изотопными системами, и, следовательно, их изотопные возрасты можно считать стратиграфически значимыми. С другой стороны, ГСС нижнерифейской осорхаятинской свиты Оленекского поднятия Северной Сибири (Rb-Sr и K-Ar возрасты – 1200 ± 68 и 1241 ± 48 млн лет соответственно) [2], двух свит верхнерифейской кильдинской серии п-ова Средний (Rb-Sr изохронный возраст 744 и 781 млн лет) [5] и нижнекембрийской вирбалисской свиты Западной Литвы (K-Ar возраст – 378 ± 8 млн лет) [4] характеризуются структурами, возникшими в результате воздействия постдиагенетических процессов, и «омоложенными» Rb-Sr и K-Ar возрастами.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 8 «Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах» и Приоритетной программы Президиума РАН № 18 «Происхождение и эволюция биосферы» при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 05-05-65290 и 06-05-64736).

Литература

1. *Горохов И.М., Яковлева О.В., Семихатов М.А. 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 полезн. ископ. 1995. № 6. С. 615–631.
2. *Зайцева Т.С. Горохов И.М., Ивановская Т.А. и др.* Теоретические представления о распределении катионов в структуре глауконита и данные мессбауэровской спектроскопии // «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии». Материалы XVIII Российской конф. молодых ученых, посвященной памяти чл.-корр. РАН проф. К.О.Кратца. СПб.: ИГГД РАН, 2007. С. 120–121.
3. *Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А. и др.* Мессбауэровские характеристики и Rb-Sr и K-Ar возраст верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 3. В печати.
4. *Зайцева Т.С., Ивановская Т.А., Горохов И.М. и др.* Минералогия, мессбауэровские характеристики и K-Ar возраст глауконита из нижнекембрийских отложений Западной Литвы // Литология и полезн. ископ. 2005. № 4. С. 403–415.
5. *Ивановская Т.А., Зайцева Т.С., Горохов И.М. и др.* Минералогическое, мессбауэровское и изотопно-геохронологическое изучение верхнерифейских Al-глауконитов (Кильдинская серия, п-ов Средний) // Литология и полезн. ископ. 2003. № 5. С. 526–538.
6. *Николаева И.В.* Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.
7. *Clauer N., Stille P., Keppens E. 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. № 3. P. 321–327.
8. *Zaitseva T.S., Gorokhov I.M., Ivanovskaya T.A. et al.* Mineralogy, Mössbauer characteristics and isotope age of Middle Riphean glauconites (the Olenek Uplift, Northern Siberia) // 3rd Mid-European Clay Conference. Opatija. Croatia–Zagreb. 2006. P. 125.
9. *Zaitseva T.S., Gorokhov I.M., Ivanovskaya T.A. et al.* Mössbauer characteristics and isotope age of Middle Riphean glauconites (the Debengda Formation of the Olenek Uplift, Northern Siberia) // Euroclay 2007 Conference. Aveiro, Portugal. 2007. Designeeed, Lda. P. 147.

СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАРЬЯНОВСКОЙ СВИТЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

А.Г. Замирайлова, Ю.Н. Занин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – azamir@uiggm.nsc.ru

В пределах Западно-Сибирской плиты марьяновская свита занимает окраинные части юга-востока Западной Сибири [4]. Литология отложений марьяновской свиты изучалась многими исследователями

[2, 5, 7 и др.], но результаты исследований новых разрезов верхнеюрских и нижнемеловых отложений позволят уточнить и дополнить данные о составе пород в конкретных разрезах на основе их комплексного анализа, развить существующие представления об условиях формирования марьяновской свиты.

В рамках настоящей работы марьяновская свита изучалась в Ажарминском структурно-фациальном районе, где было пробурено несколько параметрических скважин (Восток-1, Восток-3).

Марьяновская свита в полном объеме вскрыта скважиной Восток-1, и мощность ее составляет здесь 94 м. Возраст свиты по палеонтологическим данным (ИНГГ СО РАН) определяется как верхний оксфорд–низы берриаса. Марьяновская свита залегает на алевролитах глинистых наунакской свиты, граница между которыми проводится на глубине 2291.0 м. В нижней части марьяновской свиты отмечается прослой алевролита глинистого разнозернистого темно-серого с зеленоватым оттенком мощностью 0.1 м, обогащенного глауконитом и ростарами белемнитов (барабинская пачка). Линзами и изометричными пятнами развита тонкокристаллическая пиритизация. По всей пачке наблюдаются обломки раковин двустворок. Выше по разрезу залегает пачка аргиллита темно-серого до черного, с раковистым изломом массивной текстуры. Участками наблюдаются линзочки и тонкие (2–3 мм) прослои алевролита светло-серого. В аргиллитах наблюдается костный рыбный детрит, битуминозные крючки теутид (Onychites sp.), аммониты, бухии, брахиоподы, фораминиферы, местами скафоподы и гастроподы, тонкие (3 мм ×2 см) линзочки битума, обломки ростров белемнитов, тонкие ходы инфауны (нематод), заполненные пиритом. Содержание органического углерода колеблется от 0.45 до 5.72 % и в среднем составляет 1.85 %. Южнее в восточном направлении (скважина Восток-3) мощность свиты уменьшается до 89.7 м. В разрезе появляются прослои светло-серых, зеленовато-серых алевролитов и песчаников с прослоями темно-серых алевритистых аргиллитов. В аргиллитах и алевролитах отмечаются прослои с многочисленными обломками скафопод, с ходами инфауны (ихнофоссилии типа Skolithos), стяжения пирита. Содержание органического вещества понижается в среднем до 0.66 %.

Физико-химические условия сред формирования рассматриваемых отложений мы анализируем с двух позиций: солености и окислительно-восстановительного режима. Соленость среды формирования отложений определялась по соотношению в породе Sr/Ba. По данным С.М. Катченкова [1], предложившего эту методику, величина указанного отношения более единицы указывает на морские условия, менее единицы – на пресноводные. Воспринимая методику С.М. Катченкова, мы тем не менее осторожно относимся к границам выделяемых им по указанному отношению морских и неморских отложений. С нашей точки зрения, более правильно говорить о возрастании солености среды седиментации и диагенеза с возрастанием этого отношения и о

Средние содержания и некоторые отношения микроэлементов в породах марьяновской свиты (скв. Восток-1 и Восток-3)

Скважина	Среднее содержание, г/т				Sr/Ba	Cd/Mn
	Sr	Ba	Cd	Mn		
Восток-1	140.6	134.1	0.50	285.13	2.57	1.75^{-03}
Восток-3	236.1	293.7	0.066	353.0	0.80	0.19^{-03}

понижении солености – с его уменьшением. Как следует из приведенных в таблице данных, общий режим изменения солености бассейна, по крайней мере в областях седиментации изучавшихся отложений, может рассматриваться как смена нормально-морской солености (скв. Восток-1) на более опресненный (Восток-3). Для анализа окислительно-восстановительных обстановок нами использовались широко применяемые геохимические показатели [1, 3, 6 и др.]. С нашей точки зрения, наиболее значимым среди предложенных в рассматриваемом аспекте показателей принадлежит отношению Mo/Mn, предложенному В.Н. Холодовым и Р.И. Недумовым [6]. Это отношение обосновывается хорошо известной устойчивостью марганца в окислительных и умеренно восстановительных обстановках и молибдена – в высоковосстановительных, где марганец в осадке не сохраняется. К сожалению, в наших анализах мы имеем лишь приближенные определения Mo (в основном < 5 мг/т), что не позволяет использовать указанное выше отношение Mo/Mn. В связи с этим мы заменили Mo в данном отношении на Cd, имея в виду, что этот элемент так же является, как и Mo, устойчивым в восстановительных условиях. Обращаясь к приведенным в таблице данным, мы видим, что более восстановительные условия характерны для пород преимущественно аргиллитового состава, где содержание органического углерода достигает величин до 5.7 %. Как видно из сказанного выше, отложения марьяновской свиты формировались в морском бассейне нормальной солености в условиях умеренно-восстановительного режима и ближе к береговой линии (скв. Восток-3) в слабо-восстановительном режиме.

Литература

1. *Катченков С.М.* Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 271 с.
2. *Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др.* Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 679 с.
3. *Маслов А.В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 290 с.
4. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 135 с.
5. *Саркисян С.Г., Процветалова Т.Н.* Некоторые петрографические особенности битуминозных аргиллитов марьяновской свиты (Западно-Сибирская низменность) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1964. № 2. С. 56–60.

6. *Холодов В.Н., Недумов Р.И.* О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74–82.
7. *Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л , Девятов В.П. и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. 481 с.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОРОДАХ БАЖЕНОВСКОЙ ФОРМАЦИИ

Ю.Н. Занин, А.Г. Замирайлова, В.Г. Эдер

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – zanin@uiggm.nsc.ru

Черносланцевую баженовскую формацию верхней юры (волжский ярус) – нижнего мела (берриасский ярус) Западно-Сибирского морского бассейна [3] принято подразделять на два главных типа разрезов: нормальные и аномальные [4, 5 и др.]. Нормальные разрезы включают баженовиты [2] (гемипелагические глинисто-кремнистые породы, включая фосфатные, и карбонаты) и аргиллиты, рассматриваемые как низкоплотностные дистальные турбидиты (таблица). Аномальные разрезы мы рассматриваем, вслед за предыдущими исследователями [4, 5], как представленные отложениями потоков, «каналов». Изучавшиеся образцы аномальных разрезов представлены алевритистыми аргиллитами и глинисто-алевритовыми породами. Одним из главных факторов концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ) в баженовской формации является состав пород. Наивысшее содержание РЗЭ в изученном материале (417.85 г/т) характеризует баженовиты с примесью фосфатного материала). Второе место в этом отношении принадлежит глинистой компоненте. В нормальных разрезах содержание РЗЭ в аргиллитах составляет 140.44 г/т. Баженовиты , характеризуемые наиболее высоким содержание органического вещества по содержанию РЗЭ (97.42 г/т), занимают в нормальных разрезах третье место. Близкая картина наблюдается и в аномальном разрезе. Содержание РЗЭ в алевритистом аргиллите равно здесь 84.66 г/т, тогда как в глинисто-алевритовой породе – лишь 21.15 г/т. Однако более низкое содержание РЗЭ в аргиллите аномального разреза по сравнению с аргиллитами нормальных разрезов (таблица) мы связываем с устанавливаемым в первых из них [1] более быстрым темпом седиментации. Отношение суммы легких РЗЭ (La, Ce, Nd, Sm) к сумме средних и тяжелых (Eu, Gd, Tb, Yb, Lu) зависит от характера окислительно-восстановительного режима среды формирования отложений, определяемого по степени пиритизации железа (СП). Наиболее низкие значения этого отношения характеризуют баженовиты, формируемые в наиболее высоковосстановительных условиях наиболее высокие породы аномального разреза, образованные в условиях окислительного режима.

Содержание РЗЭ, некоторые их отношения и седиментологтические особенности пород баженовской формации

Содержание, г/т			Отношение суммы легких РЗЭ к сумме средних и тяжелых РЗЭ	Ce/Ce*	Eu/ Eu*	СП	Содержание, %		Тип осадочной системы	Темп седиментации
Сумма РЗЭ	Сумма легких РЗЭ (La, Ce, Nd, Sm)	Сумма средних и тяжелых РЗЭ (Eu, Gd, Tb, Yb, Lu)					$C_{орг}$	Глина		
Фосфатные баженовиты нормальных разрезов										
417.85	367.95	49.9	7.37	0.88	1.04	0.93	17.10	13.22	Гемипелагические осадки	Медленный
Аргиллиты нормальных разрезов										
140.44	130.73	9.71	13.46	0.99	1.00	0.55	2.49	50.90	Низкоплотностные турбидиты	Замедленный
Баженовиты нормальных разрезов										
97.42	85.97	11.45	7.51	0.95	1.06	0.89	13.51	20.66	Гемипелагические осадки	Медленный
Карбонатные породы (доломиты) нормальных разрезов										
26.06	23.23	2.83	8.21	0.95	0.60	0.73	2.92	6.49	Диагенез	–
Аргиллит алевритовый нормального разреза										
84.66	78.7	5.96	13.35	0.84	0.85	0.20	0.61	51.21	Отложения «каналов»	Быстрый
Глинисто-алевритовая порода нормального разреза										
21.15	19.66	1.54	12.77	0.93	–	0.09	0.24	21.52	Отложения «каналов»	Быстрый

Примечание. СП – степень пиритизации железа.

Таким образом, баженовская свита являет собой впечатляющий пример неоднозначного влияния на концентрацию редкоземельных элементов таких факторов, как темп седиментации, состав пород, окислительно-восстановительные условия их формирования, когда в различных геологических обстановках ведущим является тот или иной из них.

Литература

1. *Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г.* Некоторые аспекты формирования баженовской свиты в центральных районах Западно-Сибирского осадочного бассейна // Литосфера. 2005. № 4. С. 118–135.
2. *Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Занин Ю.Н. и др.* Литология, органическая геохимия и условия формирования основных типов пород баженовской свиты (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1998. № 11. С. 1477–1491.
3. *Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др.* Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 679 с.
4. Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты / Гурари Ф.Г., Вайц Э.Я., Меленевский В.Н. и др. М.: Недра, 1988. 199 с.
5. *Ясович Г.С., Мясникова Г.П.* Новые данные по строению баженовской свиты Среднего Приобья в связи с ее нефтегазоносностью // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1979. С. 132–135.

НАПРАВЛЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОНКРЕЦИЕОБРАЗОВАНИЯ – ИНДИКАТОР ИЗМЕНЕНИЯ ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННЫХ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА, ЛИТОГЕНЕЗА И МЕТАМОРФИЗМА В ДОКЕМБРИИ-ФАНЕРОЗОЕ

П.В. Зарицкий

Харьковский национальный университет, г. Харьков, Украина

Еще в 1979 г. на IX Международном конгрессе по геологии и стратиграфии карбона в США нами было выдвинуто и обосновано формирование нового литолого-геохимического направления изучения осадков, осадочных и метаосадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых: учения о конкрециях – конкрециологии и методики конкреционною анализа (Зарицкий, 1980).

Следует подчеркнуть особо, что по сравнению с другими геологическими телами конкреции и их комплексы (стратиграфические, формационные, стадиальные) наиболее быстро и закономерно изменчивы во времени, как это показали исследования осадочных пород фанерозоя, что делает их наиболее ценным, после органических остатков, новыми литологическими коррелятивами.

А так как основная масса пород докембрия, содержащих конкреции, практически лишена определимых органических остатков, роль конкреций как чутких индикаторов фациально-формационных условий седименто- и диагенеза и как литологических коррелятивов оказывается исключительно большой. При этом важно учитывать и особую роль вторичных процессов преобразования конкреций в зоне метаморфизма, сглаживающих или затушёвывающих первичные их особенности. Надо учитывать не только изменение химико-минерального состава конкрециобразователей (замена на равновесные метаморфогенные парагенезисы), но и всего комплекса текстурных, структурных и морфологических признаков конкреционных тел.

На данном этапе изучения конкреций и конкреционных комплексов и применения конкреционного анализа не только к породам осадочным, но и к осадочно-метаморфическим толщам становится всё более очевидным, что количество конкреций и весь комплекс признаков их закономерно меняется в истории Земли в зависимости от общей историко-геологической эволюции, совокупного действия физико-географических, геобиологических и геотектонических факторов, определяющих свойства всех уровней организации вещества, в том числе и внутрипородного уровня, с которым связаны конкреции, как образования промежуточные между минеральным и породным уровнями.

Конкреции докембрия, как один из достоверно реконструируемых продуктов древнейшею аутигенного, преимущественно диагенетического, минералообразования, принадлежат к разряду геологических объектов, комплексное изучение которых позволяет получать наиболее полную и объективную информацию о физико-химических условиях осадконакопления и литогенеза древнейших седиментационных бассейнов (Зарицкий, 1966).

Именно конкреции метаосадочных пород дают одну из немногих возможностей постижения седименто-диагенетических процессов и, тем самым, понимание эволюции конкрециобразования открывает надёжный путь к анализу закономерностей изменения физико-химических, гидродинамических и биохимических параметров бассейнов осадконакопления и преобразования осадков в породы в докембрии.

Важным событием в изучении докембрийских конкреций явилась специально посвященная проблеме «Конкреции и конкреционный анализ докембрия» V Всесоюзная научная конференция, состоявшаяся в марте 1986 г. в Ленинграде. Созвана она была по инициативе научной секции «Конкреции и проблемы диагенеза» Межведомственного Литологического комитета АН СССР и Научного совета АН СССР по геологии докембрия с участием ВСЕГЕИ и Харьковского университета и организованная Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР и ВСЕГЕИ. На конференции впервые не только в отечественной, по и в мировой практике были обобщены накопившиеся к тому времени сведения о конкрециобразовании в докембрии, касающиеся: распространения, вещественного состава, строения и генезиса

конкреций, участия и роли биологических факторов в их формировании, эволюции докембрийского конкрециеобразования во времени, значения конкреций и их комплексов для стратиграфического расчленения и корреляции разрезов докембрия и палеогеографических реконструкций, роли конкреций в докембрийском рудообразовании, методики изучения конкреций докембрия, вторичных процессов их изменения, критериев разграничения метаморфизованных (метаконкреций) и собственно метаморфических конкреций и т.п. Материалы конференции (26 докладов) были опубликованы в специальном сборнике «Конкреции докембрия» (Ленинград: Наука, 1989. 248 с.). В своем Решении конференция, подчеркивая уникальную возможность использования конкреций и конкреционного анализа при решении различных геологических задач изучения докембрийских осадочно-метаморфичееких толщ, ставила целью привлечь внимание широкого круга исследователей к необходимости более полного, всестороннего и систематического изучения конкреций докембрия.

Предыдущие четыре Всесоюзные научные конференции по тематике «Конкреции и конкреционный анализ» были посвящены: первая (Ленинград, 1970) – подведению первых итогов изучения конкреций и определению задач на ближайшее будущее, общетеоретическим аспектам конкрециеобразовапия, результатам изучения конкреций в осадочных породах различного типа и возраста, методике полевых и лабораторных исследований конкреций и применения конкреционного анализа и т.п. Последующие конференции: вторая (Харьков, 1973), третья (Ленинград, 1976) и четвертая (Тюмень, 1983) – широкому спектру проблем изучения конкреций, конкреционных комплексов и применения конкреционного анализа соответственно угленосных, рудоносных и нефтегазоносных осадочных геологических формаций. Кстати, в своём решении участники именно Второй конференции (Харьков, 1973) подтвердили большое научное и практическое значение изучения конкреций, эффективность предложенного и начавшего применяться конкреционного анализа, необходимость дальнейшего его совершенствования и изучения конкреций как индикаторов фаций и формаций, палеогеографических реконструкций, стадий и этапов литогенеза, генетического и поискового признака месторождений полезных ископаемых осадочного генезиса и нового коррелятивного признака и др.

Учитывая определенную «консервативность» конкреций по сравнению с вмещающими их породами к метаморфическим изменениям, а также, так сказать, теоретическую (путем «снятия метаморфизма») «обратимость» этих изменений, можно считать правомерным выводы о многообразном значении изучения конкреций в осадочных породах при решении научных и прикладных вопросов переносить (с необходимым, разумеется, поправочным коэффициентом) и на породы метаосадочные (Зарицкий, 1966, 1977, 1989).

Общий ход эволюции конкрециеобразования за геологическое время – ритмически поступательный с крупными глобальными ритмами

в сторону увеличения роли: а) высших окислов по сравнению с закисями; б) кальция по отношению к магнию; в) смешанного состава по отношению к моно- и двукомионентным; г) гипергенных конкреций; д) полистадийности комплексов – от седиментационных до метаморфических, иногда в одном и том же теле (Македонов, 1989).

Подобно тому как конкреционный анализ является неотъемлемой составной частью комплексного фациалыо-формационного анализа осадочных и метаосадочных пород, он должен остаться или стать важным элементом сравнительно-литологического метода Н.М. Страхова или еще более широкого историко-геологического метода Н.С. Шатского в их применении к решению проблем геологии и литологии не только фанерозоя, но и докембрия.

Таким образом, круг проблем и объектов, к которым приложимо учение о конкрециях – конкрециология и методика конкреционного анализа, непрерывно растет и расширяется, что не может не служить важным стимулом к их дальнейшей разработке и совершенствованию.

ПРОЦЕСС ОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ В ПРИСУТСТВИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Д.Ю. Здобин

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, e-mail – zdobin_soil@mail.ru

Вопросы, рассматривающие стадийность процессов формирования физико-химических свойств глинистых грунтов относятся к фундаментальным проблемам современного грунтоведения. Стадия седиментогенеза, в ряду седиментогенез – диагенез (ранний и поздний) – литогенез – катагенез, наиболее значима, так как минеральный состав, наличие биотической составляющей и физико-химические условия структурообразования определяют в последующем характер любых трансформаций в грунте.

К настоящему времени построена двухфазная (твердая и жидкая компоненты) модель формирования глистного осадка, в основе которой лежит физико-химическая механика дисперсных сред. Весь процесс (до текучих глин) разбит на четыре стадии: структурообразования, коагуляции, агрегации и физико-химического уплотнения [1]. Однако в природных условиях данная модель не полностью соответствует естественным реалиям, так как не учитывает такой важнейший компонент грунта, как органическое вещество.

Объектом изучения стали прибрежно-морские бухтовые глинистые илы Белого моря (север европейской части России). Исследования проводились в период 1997–2007 гг. Количество станций донного пробоотбора было достаточным для уверенного ряда наблюдений, позволяющих сделать некоторые обобщающие выводы. Нами была

предпринята попытка разбить данный процесс на стадии с учетом влияния на него органического вещества (ОВ). В пределах предыдущих четырех стадий было выделено 9 более дробных по значениям естественной влажности (We), влажности на границе раскатывания (Wp), влажности на границе текучести (Wl), числа пластичности (Ip), консистенции (Il) и содержанию органического вещества (ОВ). Границы первых трех стадий могут (и отличаются), на наш взгляд, количеством растворенного ОВ (фрагменты аминокислот собственно и являются мостиками между глинистыми частицами).

I – «Биоминеральный снег». -∞ до -7.0–(-3.0) мм. H_2O >> количества минеральных частиц.

II – «Осадочное облако» – возрастание концентрации неводных частиц. «Условная вода» –3(-7) – -1.0(-0.05) мм. $H_2O \approx$ количеству минеральных частиц.

III – «Осадочный туман» (суспензия). 0.05–0.0 см. Начало агрегации; действие дальних коагуляционных контактов. Начало ориентации глинистых частиц (симметрия осадка кубическая). Между первыми тремя стадия физических границ нет: к ним применим термин – «горизонт событий». Со стадии III начинается собственно «грунтовое поле» лабораторным исследованиям.

IV – «Минеральная жидкость». 0.0–5.0 (7.0) мм. Алюмосиликатный гель (золь-гелевая фаза). Дальние коагуляционные контакты.

V – «Протогрунт» (центр грунта). 5.0 (7.0)–17.0 (20.0) мм. We > 5Wl. Начало формирования ближних коагуляционных контактов. ОВ > 25 %. Начало синерезиса.

VI – Ил органо-минеральный, черный. 17.0(20.0)–105(112) мм. 2Wl < We < 5Wl, 25 % > ОВ > 7 %. Начало разложения ОВ. Ближние коагуляционные контакты. Примазки зеленовато-серых илов.

VII – Ил органо-минеральный, черный. 105(112)–310(320) мм. 2Wl > We > Wl, 7 % > ОВ > 3 %. Граница раздела илов и текучих глин.

VIII – Ил зеленовато-серый, текучий, с единичными примазками (примесями) ила черного. 310(320) – 460(480) мм. We ≥ Wl, ОВ ≤ 3 %.

IX – Глина зеленовато-серая, текучая. 460(480) – ↓ мм. We ≤ Wl, ОВ < 3 %.

Стадии, следующие ниже текучих глин, нами не рассматривались.

Такой, на наш взгляд, является карта уровней формирования органо-минеральных, а в последующем и глинистых грунтов. Важнейшим моментом предлагаемой схемы является ее математическое наполнение.

Возможно, в других природно-климатических и фациальных условиях выделяемые стадии могут разниться либо по глубине, либо вовсе отсутствовать, но числовые значения физико-химических характеристик грунтов в целом будут сохраняться.

Литература

1. *Осипов В.И.* Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М.: Изд-во МГУ, 1979. 232 с.

ВЕРОЯТНЫЙ СОСТАВ СИЛИКАТНОЙ ПРИМЕСИ И ВАРИАЦИИ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ИЗВЕСТНЯКАХ НА ГРАНИЦЕ КЕМБРИЙ–ОРДОВИК БАТЫРБАЙСКОГО РАЗРЕЗА (МАЛЫЙ КАРАТАУ, ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

В.Л. Злобин[1], О.А. Корчагин[1], С.В. Дубинина[1], С.М. Ляпунов[1], А.В. Горбунов[1], В.А. Цельмович[2]

[1]Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail – vzlobin@bk.ru
[2]ГФО «Борок» ИФЗ РАН

Разрез Батырбай, расположенный на северо-восточном склоне Малого Каратау, является одним из наиболее стратиграфически полных и хорошо изученных для верхнего кембрия и нижнего ордовика средней и центральной Азии. На данном разрезе выделен стратотип самого верхнего яруса кембрия, названного батырбайским (это подразделение официально используется в России, Казахстане и сопредельных территориях). На его основе разработана зональная конодонтовая шкала, являющаяся эталонной для средне-центральноазиатского региона [2].

Отложения верхнего кембрия в данном разрезе представлены представлены преимущественно обломочными известняками: кальцирудитами, калькаренитами и кальцисилтитами.

Установлено, что в позднем кембрии произошло резкое кратковременное колебание уровня Мирового океана, известное как эвстатическое событие «Лэнк Рэнч» [5, 6]. В разрезе Батырбай следы этого события зафиксированы в верхах батырбайского яруса верхнего кембрия, а именно, в середине зоны Cordylodus primitivus конодонтовой шкалы в интервале 104–109 м [1]. В известняках на уровне 104 м были обнару-

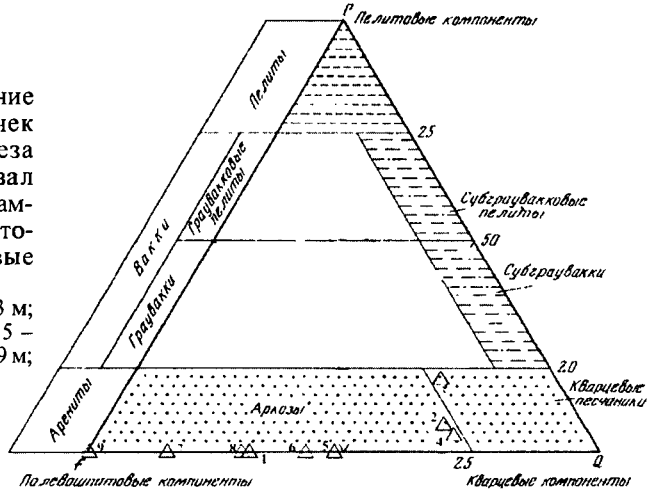


Рис. 1. Положение фигуративных точек известняков разреза Батырбай (интервал 102–111 м) на диаграмме кварцевые-пелитовые-полевошпатовые компоненты [3].
1 – 102 м; 2 – 103 м; 3 – 104 м; 4 – 105 м; 5 – 107 м; 6 – 108 м; 7 – 109 м; 8 – 110 м; 9 – 111 м.

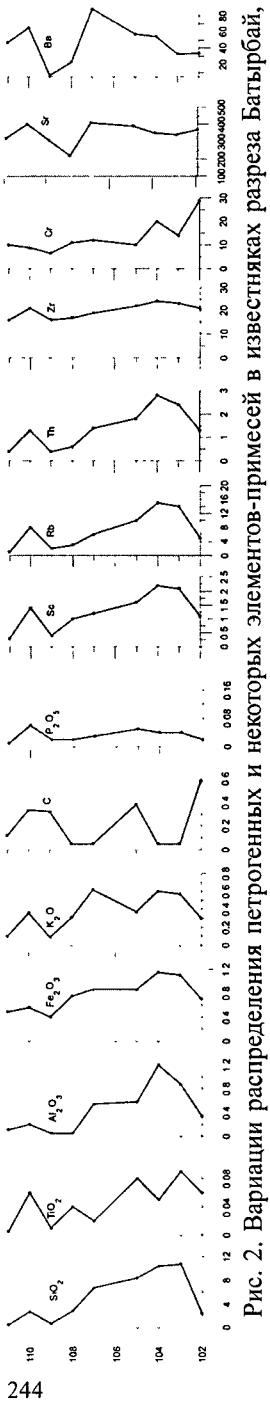


Рис. 2. Вариации распределения петрогенных и некоторых элементов-примесей в известняках разреза Батырбай, интервал 102–111 м.

жены микросферы и частицы железа, которые являются, скорее всего, результатом импактного события Батырбай [4].

В настоящей работе приводятся результаты геохимического опробования интервала 102–111 м.

Практически для всех опробованных известняков, за исключением интервала 103–105 м, характерно низкое содержание петрогенных компонентов, и только в указанном уровне зафиксированы аномально высокие для данного разреза концентрации SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, FeO и K_2O. Расчеты вероятного минерального состава, выполненные при помощи компьютерной программы MINLITH [3], показали, что вероятный нормативный состав кластогенной примеси в известняках представлен преимущественно полевыми шпатами и кварцем (рис. 1). В интервале 103–107 м ее содержание составляет 8–12 % с существенным преобладанием кварца. Наряду с кластогенными минералами, в интервале 104–105 м присутствует незначительное количество (0.5–2.5 %) глинистой компоненты, представленной исключительно нормативным иллитом. Выше и ниже интервала 103–105 м нормативная глинистая примесь отсутствует.

В данном разрезе наблюдаются три уровня с отчетливыми геохимическими аномалиями: интервал 103–104 м – характеризуется аномально высокими концентрациями SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, FeO, K_2O, Sc, Rb, Th, Zr, Se; отметка 107 м – аномально высокими содержаниями K_2O, Sr, Ba, V, Zn, As; отметка 110 м имеет отчетливый положительный экскурс всех петрогенных элементов и большинства элементов-примесей, за исключением Zn и Se (рис. 2).

Полученные результаты позволяют утверждать, что бассейн осадконакопления далеко отстоял от областей континентального сноса. Геохимические вариации обусловлены, скорее всего, гидротермальной деятельностью и геохимическими особенностями водных масс.

Литература

1. *Дубинина С.В.* Уточнение начала эвстатического события Лэнк Рэнч на границе кембрия и ордовика. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 100–103.
2. *Дубинина С В.* Конодонты и зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика. М.: Наука, 2000. 237 с.
3. *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. № 4. С. 21–35.
4. *Korchagin O.A., Dubinina S.V., Tsel'movich V.A., Pospelov I.I.* Possible impact event in the Late Cambrian // Global Geology. 2007. V. 10. № 1. P. 78–82.
5. *Miller J.F.* Cambrian and earliest Ordovician conodont evolution, biofacies, and provincialism // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1984. № 196. P. 43–68.
6. *Miller J.F.* The Lange Ranch Eustatic event: a regressive – transgressive couplet near the base of the Ordovician system // Global perspectives on Ordovician Geology. Rotterdam. Balkema. 1992. P. 395–407.

ВЕРОЯТНЫЙ ИСХОДНЫЙ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНИИ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАРБОНАТЫХ ПОРОД АНАБАРСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

В.Л. Злобин, Б.Г. Покровский

Геологический институт РАН,
г. Москва, e-mail – vzlobin@bk.ru

Анабарский щит представляет собой выход кристаллического фундамента северо-востока Сибирского кратона. В строении щита принимают участие три террейна (с запада на восток Маганский, Далдынский гранулитовые и Биректинский – гранит-зеленокаменный), разделенные коллизионными зонами соответственно Котуйканской и Билляхской. В обнаженной части Анабарского щита Биректинский террей представлен Хапчанским складчатым поясом, породы которого метаморфизованы в гранулитовой фации (рис. 1).

Далдынский террейн имеет ювенильную верхнеархейскую кору. U-Pb и Sm-Nd изохронные возраста метавулканогенных пород практически совпадает с Sm-Nd модельным возрастом этих образований и ассоциирующих с ними метаосадочных пород. Возраст вулканогенно-осадочных протолитов Далдынского террейна 3.1–3.0 млрд лет [1, 4]. Метаосадочные породы составляют около 1 % от площади, соответственно, метакарбонатные породы встречаются крайне редко. Представлены они в основном кальцифирами. Соотношение кальцитовых и доломитовые разности примерно равное. Последние часто ассоциируются с пластами вебстеритов и кварцитов.

Осадочно-вулканогенные протолиты Маганского террейна (U-Pb возраст по циркону из метавулканитов 2.42 ± 0.02 млрд лет, $T(DM)_{Nd}$=

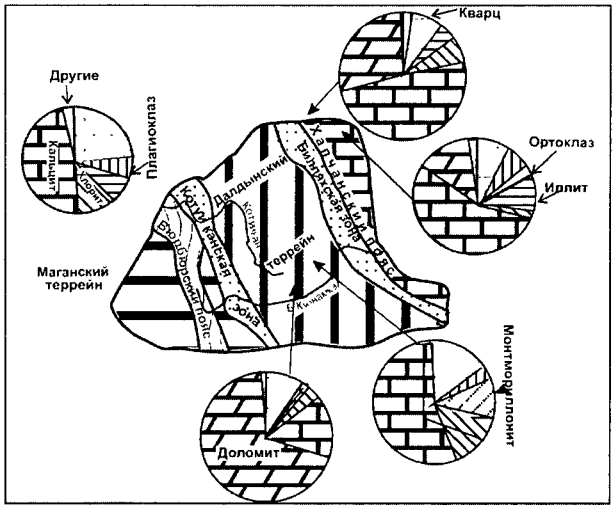


Рис. 1. Тектоническая схема Анабарского щита (по [1, 3]) и репрезентативные нормативные минеральные составы кальцифиров различных террейнов.

= 3.09–2.8 млрд лет для метавулканитов и ассоциирующихся метаосадочных пород) формировались на зрелой континентальной позднеархейской коре при существенной контаминации палеопротерозойских магматитов коровым материалом [4]. Метаседиментогенные породы приурочены в основном к Вюрбюрскому складчатому поясу (см. рис. 1), где их доля составляет порядка 70 %. Метакарбонатные породы, среди которых доминируют различные известково-силикатные сланцы и гнейсы, в разрезах данной структуры составляют 40–45 %. Представлены данные породы исключительно кальцитовыми разновидностями.

Осадочно-вулканогенные протолиты Хапчанского складчатого пояса сформировались за счет материала континентальной зрелой коры с возрастом не древнее 2.45 млрд лет ($T(DM)_{Nd}$ = 2.44–2.32), породы которой не обнажаются на современном срезе [4]. Метаосадочные породы в пределах данной структуры составляют порядка 90 %. На метакарбонатные породы приходится примерно 50 % площади. Представлены они (в порядке возрастания) мраморами, кальцифирами и известково-силикатными сланцами, последние существенно преобладают. Встречаются как кальцитовые, так и доломитовые разновидности, вторые встречаются в подчиненном количестве.

Расчет вероятного минерального кальцифиров (для Хапчанского пояса и Далдынского террейна использованы как кальцитовые, так и доломитовые разновидности) при помощи метода MINLITH [3] показал, что минеральные составы этих пород для каждого тектонического подразделения обнаруживают определенные тенденции. Так, для карбонатных пород Вюрбюрского пояса в терригенной составляющей содержание кластогенных компонентов выше, чем пелитовых, при существенном преобладании нормативного кварца. В пелитовой компоненте доминирует железистый хлорит. В аналогичных породах Билляхского пояса как в кальцитовых, так и доломитовых разновидностях количества кластогенной и пелитовой компонент находятся при-

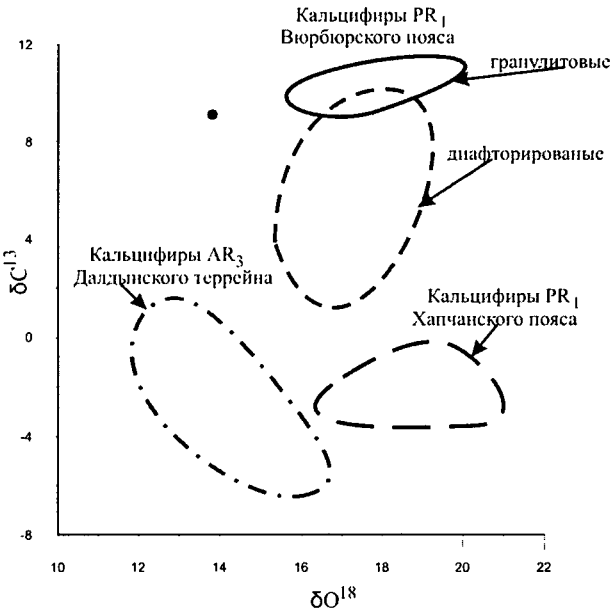


Рис. 2. Изотопные составы С и О кальцифиров различных тектонических единиц Анабарского щита (залитый кружок – известковый кальцифир из бассейна верхнего течения р. Улахан-Далдын, верхний архей, Далдынский террейн).

мерно в одинаковых соотношениях. Маложелезистый хлорит и иллит в составе пелитов имеют примерно одинаковые пропорции. В кальцитовых разновидностях кальцифиров Далдынского террейна содержания пелитовой компоненты в составе терригенной составляющей несколько превосходит концентрации кластогенной. Среди пелитов главную роль играет железистый хлорит нередко со значительным количеством монтмориллонита, иллит содержится в незначительных количествах или отсутствует.

По изотопному составу углерода и кислорода кальцифиры Хапчанского пояса отвечают морским карбонатам фанерозоя. Метакарбонатные породы Вюрбюрского характеризуются аномально высоким изотопным составом углерода сходно с неметаморфизованными карбонатами уровня Ломагунди-ятулий [5]. При реакциях декарбонатизации вследствие диафтореза происходит некоторое облегчение углерода с $\delta C^{13} = 11$ ‰ до $\delta C^{13} = 2$ ‰. Изотопный состав кислорода в ходе этих процессов практически не меняется. Позднеархейские кальцифиры Далдынского террейна по сравнению с палеопротерозойскими аналогичными породами характеризуются более легким составом кислорода. В пределах основного поля данных пород обращает на себя внимание обратная корреляция составов углерода и кислорода (рис. 2). За пределами этого поля имеется точка, изотопный состав углерода которой сопоставим с δC^{13}, характерным для палеопротерозойских карбонатов Вюрбюрского пояса.

Полученные данные подтверждают ранее сделанные предположения: 1 – формирование исходных карбонатных пород Хапчанского пояса происходило в обстановке пассивной окраины на мелководном шельфе; 2 – карбонаты Вюрбюрского пояса накапливались в полузамк-

нутых и отшнурованных бассейнах в обстановке активной окраины [2]. Вопросы происхождения позднеархейских карбонатов требуют дальнейшего изучения.

Литература

1. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988. 243 с.
2. *Злобин В.Л.* Метаморфизованные осадочные палеобассейны раннего докембрия: Анабарский щит // Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений. М.: Научный мир, 2006. С. 132–156.
3. *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. № 4. С. 21–35.
4. *Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов А.Р. и др.* Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика 2000. Т. 41. № 2. С. 162–180.
5. *Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarikhin V.V.* Extreme $^{13}C_{carb}$ enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite-'red beds' association in a global context: a case for the world-wide signal enhanced by a local environment // Earth Sci. Rev. 1999 T. 48. P. 71–120.

ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКИЙ БАССЕЙН НА РУБЕЖЕ ЮРЫ И МЕЛА

О.Н. Злобина

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – Zlobina@ngs.ru

Многие исследователи отмечают значительные изменения в жизни нашей планеты на рубеже юры и мела. На территории Западной Сибири эти события привели к регрессивной фазе в развитии «баженовского» моря. Предполагается, что характер и динамика перестройки наиболее контрастно выражены в окраинных частях акватории. С этой точки зрения, Енисей-Хатангский бассейн является уникальным объектом для изучения. В рамках федерального проекта «Составление модели осадочного разреза Енисей-Хатангского прогиба по данным литолого-геохимических исследований кернового материала скважин глубокого бурения» автором были изучены строение, состав и условия накопления мезозойских отложений в пределах Тазо-Хетского и Гыданского структурно-фациальных районов. Реконструкция разрезов проводилась с использованием геофизических, литолого-геохимических и палеонтологических данных. В верхнеюрских-нижнемеловых отложениях выделены: яновстанская свита в объёме верхнего кимериджа и нижнего берриаса и нижнехетская свита в объёме верхнего берриаса – низов нижнего валанжина.

В изученных разрезах яновстанская свита расчленяется на две подсвиты. Нижнеяновстанская подсвита толщиной от 28 до 130 м отличается от подстилающих отложений более высокими показателями кажущегося удельного сопротивления (КС) и стабильно низкими значениями гамма-каротажа (ГК). Разрез представлен разнопорядковым переслаиванием алевролитов, аргиллитов и переходных типов пород. Отмечаются редкие известковые конкреционные прослои. Алевролиты темно-серые разнообломочные с карбонатно-глинистым цементом, редкими включениями пирита. Карбонатное вещество (до 13 %) представлено доломитом, сидеритом и кальцитом, глинистое (до 35 %) – хлоритом и гидрослюдой с примесью смешанослойных минералов (иллит-монтмориллонит). Аргиллиты темно-серые, буроватые алевритистые и алевритовые с включениями пирита, мелкими стяжениями сидерита. Текстуры линзовидно-слойчатые. Содержание органического углерода (Сорг) от 0.44 до 2.3 %. По комплексу литолого-геохимических признаков установлено, что породы формировались в нижней части берегового склона на глубинах около 50 м.

Верхняя подсвита яновстанской свиты (толщиной 32–108 м) выделяется в разрезах по повышению значений ГК, достигающих в некоторых скважинах 25 мкР/ч. В её нижней части наблюдается переслаивание: алевролитов серых, темно-серых мелкообломочных глинистых с включениями редкого и тонкого углефицированного растительного детрита (УРД), тонко горизонтально-, линзовиднослойчатых за счет намывов более светлого алевритового материала; алевроаргиллитов темно-серых до черных, иногда буроватых с включениями тонких стяжений пирита массивных; углеродисто-кремнисто-глинистых пород темно-серых, черных, очень плотных и крепких. В некоторых скважинах в этой части разреза зафиксированы прослои сидеритизированных алевроаргиллитов бурого цвета сливного облика, залегающие на алеврито-глинистых породах с включениями раковинчатого детрита и обильного мелкого УРД. В верхней части подсвиты преобладают углеродисто-кремнисто-глинистые, иногда углеродисто-кремнистые породы темно-серого до черного цвета, с прослоями алевроаргиллитов темно-серых зеленоватых за счет обильных включений тонко рассеянного пирита, с редкими тонкими (не более 0.5 мм) послойными трещинками, залеченными кальцитом. В составе глинистого вещества присутствуют слюда типа $2M_1$ (60–70 %), Fe-Mg хлорит (20–25 %), иллит-смектит (10 %), следы каолинита. Из минералов примесей в составе глинистой фракции отмечаются кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, пирит, гипс. Титановый модуль (ТМ) варьирует от 0.046 до 0.051. На уровне предполагаемой границы между системами наблюдаются повышенные значения ТМ равные 0.48, далее вверх по разрезу показатели снижаются до 0.046, а затем снова возрастают до 0.051. Аналогичным образом изменяется гидролизатный модуль, который применялся при реконструкциях с осторожностью, в связи с высоким содержанием железа в сульфид-

ной форме. Алюмокремневый модуль (АМ) находится в пределах 0.34–0.36, свидетельствует о глинистых и гидролизатных породах, связанных с корами выветривания. Индекс химического выветривания (CIA) варьирует от 68 до 69, его изменения предопределяют динамику ТМ и АМ. Индикатор Fe/Mn находится в диапазоне 106.9–140.7, в некоторых разрезах наблюдается прямая корреляция с CIA. Таким образом, в конце юрского периода Енисей-Хатангский бассейн находился в области умеренно-холодного климата (если значение CIA равное 70 считать критерием для разграничения теплого и холодного климата) [1]. Вариации с понижением палеотемператур привели к менее интенсивному преобразованию вещества в корах выветривания и формированию полиминерального глинистого комплекса с преобладанием гидрослюды. Осадки верхнеяновстанской подсвиты формировались на глубинах от 50 до 200 м. Зафиксированные колебания уровня моря, возможно, были связаны с сокращением количества осадков над бассейном и в областях водосбора потоков, впадающих в акваторию.

Нижнехетская свита (толщиной 14–220 м) имеет более высокие показатели КС по сравнению с яновстанской. Границу между свитами предлагается проводить по уровню наибольшего падения значений ГК на фоне постепенного или резкого пикообразного возрастания показателей КС. В основании нижнехетской свиты залегают песчаники (толщиной от нескольких см до первых м) светло-серые мелкообломочные прослоями известковистые с включениями тонкого УРД, интракластического материала тонко линзовидноволнисто-, мелкокосослойчатые, за счёт намывов на плоскостях наслоения водорослевого детрита. В целом толща сложена тонким переслаиванием: песчаников светло-серых, серых коричневатых мелкообломочных алевритистых; алевролитов светло-серых крупнообломочных песчанистых и песчаных; алевролитов темно-серых м/о глинистых до алевроаргиллитов; аргиллитов темно-серых, прослоями коричневатых (сидеритизированных) алевритистых трещиноватых (трещинки выполнены кальцитом). Наблюдаются включения пирита, тонкого и мелкого УРД, редкого раковинчатого детрита. Слойчатость субгоризонтальная, тонкая линзовидная, волнистолинзовидная, в пределах отдельных линз мелкая косая, градационная. Отмечаются мелкие горизонтальные следы жизнедеятельности бентосных организмов. На некоторых уровнях породы известковистые. По результатам рентгеноструктурного анализа фракции < 0.002 мм, в составе алевритоглинистых пород преобладает хлорит 40–50 %, несколько меньше слюды типа $2M_1$ 35–45 %. Каолинит присутствует в количестве 10–15 %, смешанослойные минералы (иллит/смектит) – до 10 %. Минералы примеси кальцит, сидерит, доломит, пирит, кварц, полевые шпаты. Содержание Сорг от 2.32 % в нижней до 0.33 % в верхней частях свиты. ТМ выше, чем в подстилающих отложениях (0.051–0.057), а индекс химического выветривания ниже (~ 65), что свидетельствует

о смене обстановок на менее глубоководные – прибрежные в условиях дальнейшего похолодания (гидролизатный и АМ модули имеют самые низкие значения). Индикатор Fe/Mn изменяется в диапазоне 131–152 и также фиксирует небольшие глубины осадконакопления. По показателю Fепир/Сорг осадконакопление в нижней части свиты происходило в морских (1.04), а средней и верхней – пресноводных условиях (0.26–0.33). Падение уровня моря, обусловленное климатическими факторами, способствовало выведению на поверхность крупных аккумулятивных форм прибрежной полосы. Вероятно, их последующий размыв и переотложение сформировали большую часть разреза нижнехетской свиты.

Литература

1. Интерпретация геохимических данных / Отв. ред. Е.В. Скляров. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

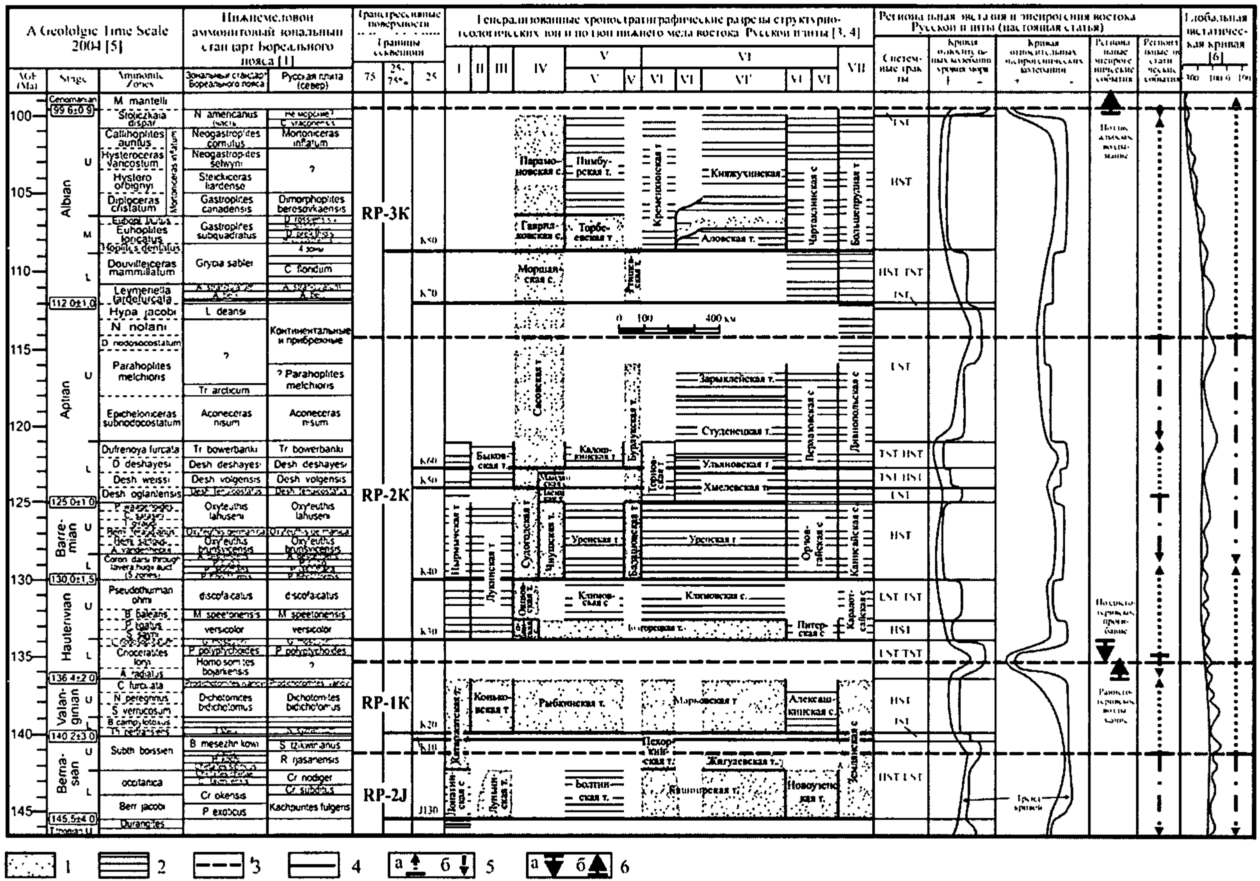
ОСОБЕННОСТИ ЦИКЛОСТРАТИГРАФИИ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ

С.О. Зорина

ФГУП «ЦНИИГеолнеруд»,
г. Казань, e-mail – office@geolnerud..com

Разрезы нижнего мела востока Русской плиты (ВРП) представляют собой результат совместного действия глобальной эвстазии и региональной эпейрогении. При наложении глобальной эвстатической кривой [6] на хроностратиграфическую схему нижнего мела ВРП [1, 3, 4] оказалось, что решающую роль в раннемеловой истории рассматриваемой части бассейна играла глобальная эвстазия, влияние которой эпизодически «затушевывалось» вертикальными тектоническими движениями (эпейрогенией). Построены региональные кривые эпейрогенических и эвстатических колебаний (рисунок). Эпейрогеническая кривая иллюстрирует вклад вертикальных тектонических движений в совместный эпейро-эвстатический результат, представленный в виде региональной эвстатической кривой. Последняя построена на основе анализа изменения пространственно-временного распространения свит и толщ и ранжирования выделенных трансгрессивных поверхностей (Maximum Flooding Surfaces). Временная точность построений ограничивается возможностями применения биостратиграфического метода при выполнении возрастных датировок свит и толщ.

Выделены эвстатические циклы разного ранга – от элементарных (системных трактов) до региональных. В ранге крупнейших хроностратонов рассмотрены 3 секвенции: валанжинская (RP-1K), позднеготеривская–позднеаптская (RP-2K) и альбская (RP-3K), отражающие



A Geologic Time Scale 2004 [5]
Нижнемеловой аммонитовый зональный стандарт Бореального пояса [1]
Трансгрессивные поверхности
Границы секвенций
Генерализованные хроностратиграфические разрезы структурно-геологических зон и подзон нижнего мела востока Русской плиты [3, 4]
Региональная эвстазия и эпейрогения востока Русской плиты (настоящая статья)
Системные тракты
Кривая относительных колебаний уровня моря
Кривая относительных эпейрогенических колебаний
Региональные эпейрогенические события
Региональные эвстатические события
Глобальная эвстатическая кривая [6]
Age (Ma)
Stage
Ammonite Zones
Зональный стандарт Бореального пояса
Русская плита (север)
Cenomanian
Albian
Aptian
Barremian
Hauterivian
Valanginian
Berriasian
RP-3K
RP-2K
RP-1K
RP-2J
Парамоновская с.
Пимбурская т.
Кремёнковская т.
Княжухинская т.
Чартаклинская с.
Большепрудная т.
Гавриловская с.
Торбеевская т.
Аловская т.
Моршанская с.
Сасовская т.
Зарыклейская т.
Студенецкая т.
Ульяновская т.
Хмелевская т.
Урenская т.
Климовская т.
Рыбкинская т.
Марьевская т.
Александровская с.
Жигулевская т.
Кашпирская т.
Новоузенская т.
Болтинская т.
0 100 400 км
TST
HST
LST
Тренд кривой
1 2 3 4 5 а б 6 а б

Секвенс-хроностратиграфическая схема нижнемеловых отложений востока Русской плиты.

1 – пески, песчаники, конгломераты, фосфоритовые «плиты»; 2 – глины, мергели; 3 границы секвенций; 4 – трансгрессивные поверхности; 5 – эвстатические события: а подъем уровня моря, б – падение; 6 – эпейрогенические события: а – прогибание, б воздымание.

Структурно-геологические зоны [4]: I – Вятско-Камская впадина; II – Московская синеклиза (восточное крыло); III – Ковернинская впадина; IV – Окско-Донская депрессия; V – Муромско-Ломовский прогиб: V^1 – северная часть, V^2 – бассейн р Хопёр; VI – Ульяновско-Саратовский прогиб: VI^1 – Чебоксарское Поволжье, VI^2 – северо-восток Ульяновско-Саратовского прогиба [3], VI^3 – Ульяновско-Самарское Поволжье, VI^4 – Саратовское Правобережье, VI^5 – Саратовское Заволжье; VII – Бузулукская впадина.

С. – свита, т. – толща; TST – трансгрессивный системный тракт, HST – тракт высокого стояния; LST – тракт низкого стояния.

важнейшие этапы раннемеловой истории развития ВРП. Сводные хроностратиграфически расчлененные разрезы нижнего мела представлены двумя генерализованными фациями (глин, глинистых карбонатов, горючих сланцев и песков, песчаников, фосфоритовых плит). Применение эвстатического и тектоно-эвстатического временно́го моделирования [2] позволило выявить циклостратиграфические (эвстатико-эпейрогенические) особенности формирования свит и толщ в возрастном интервале с начала раннего берриаса до конца альбского века (145.5 до 99.6 млн лет назад).

Подчеркивается, что примененный методологический подход учитывает лишь важнейшие факторы, воздействовавшие на формирование осадка – эвстатический и эпейрогенический [2]. Это позволяет рассматривать представленную секвенс-хроностратиграфическую схему только в качестве генерализованной, т.е. подлежащей дальнейшему насыщению такими факторами, как конседиментационное прогибание, влияние климата, течений, неровностей рельефа и др.

Литература

1. *Барабошкин Е.Ю.* Нижнемеловой аммонитовый зональный стандарт бореального пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 5. С. 44–68.
2. *Зорина С.О.* О взаимосвязи литологического строения морских осадочных разрезов с эвстатическими колебаниями и тектоническими движениями // Отечественная геология. 2007. № 6. С. 52–55.
3. *Зорина С.О.* К стратиграфии мезозоя востока Восточно-Европейской платформы: свитный, секвентный, событийный и хроностратиграфический подходы. Казань: ЦНИИгеолнеруд, 2005. 158 с.
4. Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы / Отв. ред. С.П. Яковлева. СПб: Изд-во МП «Девон», 1993. 28 л. 71 с.
5. *Gradstein F.M., Ogg J.G,. Smith A. et al.* A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. 589 p.
6. *Haq B.U., Al-Qahtani A.M.* Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform // Geoarabia. 2005. V. 10. № 2. P. 127–160.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЦЕОЛИТОНОСНОСТИ ТУРОН-ДАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОКА И ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ

С.О. Зорина, Н.И. Афанасьева

ЦНИИГеолнеруд,
г. Казань, e-mail – root@geolnerud.com

Основной целью выполненной работы является выявление характера распределения цеолитов в верхнемеловых-палеоценовых литостратонах востока и юго-востока Русской плиты. Литостратиграфические подразделения имеют, как правило, устойчивое пространственное распространение в пределах определенной структурно-геологической зоны и вследствие этого представляют собой минерагеническую единицу, специализирующуюся на тот или иной вид полезного ископаемого.

В настоящее время в пределах Российской Федерации промышленные месторождения природных цеолитов выявлены и разведаны лишь в Сибири и на Дальнем Востоке. В Европейской части страны сырьевая база цеолитов отсутствует. При этом спрос на них с каждым годом возрастает, а доставка из восточных регионов является нерентабельной. В связи с этим все больший интерес проявляется к так называемым цеолитсодержащим породам, в которых максимальное содержание цеолитов иногда достигает 30 %.

Объектами исследований явились фрагменты разрезов верхнемеловых-палеоценовых свит, распространенных на территории востока и юго-востока Русской плиты. Обследованные разрезы увязаны с подразделениями Общей стратиграфической шкалы (ярусами) на основе Стратиграфической схемы верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы [6] и Стратиграфической схемы морского палеогена юга Европейской России [2], результатами детальных стратиграфических исследований, проведенных в последние годы на отдельных объектах [1, 3, 4, 5]. В результате сопоставления с Общей шкалой выяснилось, что изученные фрагменты литостратонов в совокупности характеризуют возрастной интервал от турона по даний включительно, что позволило установить характер распределения цеолитов не только в разнообразных литологических типах пород, но и проследить его изменение во времени.

На объектах выполнено послойное литологическое описание разрезов и проведено опробование разновидностей пород на рентгеновский количественный фазовый и полный химический анализы. Анализ распределения цеолитов по изученным стратиграфическим уровням показал следующее (от более древних к молодым). В туронских-коньякских образованиях содержания цеолитов варьируются от 0 (мел Себряковского месторождения) до 13 % (мел Большеивановского проявления); в сантонских отложениях – от 16 % (опока Городищенского проявления) до 28 % (цеолитит Большеивановского проявления); в

кампанских – от 6 % (мел Долотинского месторождения) до 9 % (мел Атемарского, мел Забалуйского и мергель Суринского месторождения); в маастрихтских – от 0 % (мел разреза «Белогродня») до 16 % (мергель разреза «Белогродня»); в датских – от 0 % (опока Сенгилеевского и Суринского месторождений, диатомит Забалуйского месторождения) до 15 % (опока Верхнегрязнухинского месторождения).

В результате проведенных исследований сделан вывод об отсутствии зависимости между литологическим составом пород и содержаниями в них цеолитов. Цеолиты содержатся во всех литологических типах пород, включая мел и диатомит. Это может свидетельствовать, на наш взгляд, о том, что цеолитообразование происходило не в процессе преобразования исходных (материнских) пород, а за счет диагенетической переработки привнесенного вулканического пепла, что вполне согласуется с представлениями В.И. Муравьева, А.Г. Коссовской, Д.Л. Котельникова и Н.Н. Зинчука с соавторами о первично вулканогенной природе цеолитобразующего материала. Источником последнего являлись, очевидно, позднемеловые-палеоценовые эксплозии на Кавказе.

По изменению количественного содержания цеолитов в литостратонах рассматриваемого временного интервала можно судить об интенсивности вулканической деятельности. В туронском-коньякском веках поступление вулкано-кластического материала было достаточно интенсивным. Доказательством этого является присутствие цеолитов в мелах, слагающих захаровскую серию в Волгоградском Поволжье (до 13 %), и в известковистых опоках сурской свиты, развитой на значительном удалении от Кавказского региона – в Ульяновско-Самарском и Саранском Поволжье (12 %). Более того, на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба сурская свита представляет собой продуктивную толщу Татарско-Шатрашанского месторождения цеолитсодержащих пород. Максимум вулканической активности приходился, по-видимому, на сантонский век. Именно в сантонских образованиях выявлены устойчиво высокие концентрации цеолитов (16–28 %) и, что наиболее важно, в наримановской серии обнаружены слои, сложенные преимущественно цеолитами, – цеолититы. В кампанском веке интенсивность поступления вулканокластики существенно снизилась. Мергельно-меловые породы, распространенные на территории Ульяновско-Саратовского прогиба и восточной части Белгородской антеклизы, содержат незначительные, но устойчивые концентрации цеолитов (8–9 %). В маастрихтских мелах и мергелях установлен прерывистый характер распределения цеолитов (0–16 %). Существенно слабая цеолитовая минерализация проявлена в датских слоях. В Саранском и Ульяновско-Самарском Поволжье нижнесызранские опоки и диатомиты Ахматовского месторождения не содержат цеолитов. В Саратовском Поволжье датские слои содержат первые проценты цеолитов (1–5 %). Наиболее высокие концентрации цеолитов установлены в датских слоях Волгоградского Поволжья (8–15 %).

Литература

1. *Афанасьева Н.И.* Стратиграфия палеоценовых отложений Среднего Поволжья по диатомеям и силикофлагеллятам // Вопросы стратиграфии Поволжья и Прикаспия. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 2004. С. 222–226.
2. *Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н.* Стратиграфическая схема морского палеогена юга Европейской России // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 5. С. 40–51.
3. *Демьянков С.С., Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н.* Известковый нанопланктон в туроне и коньяке в северо-западной части Волгоградской области // Материалы XIII Всерос. Микропалеонтолог. совещ. М.: ГИН РАН, 2005. С. 145.
4. *Мусатов В.А., Христенко Н.А.* Граница верхнемеловых и палеоценовых отложений в Саратовском Поволжье // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 4. С. 48–56.
5. *Мусатов В.А., Музылев Н.Г., Ступин С.И.* Палеоценовые отложения Поволжья и Северного Прикаспия: новые данные, событийный подход // Вопросы стратиграфии Поволжья и Прикаспия. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 2004. С. 226–258.
6. *Олферьев А.Г., Алексеев А.С.* Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2004. 9 л.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА НА ОСНОВАНИИ ВЕЩЕСТВЕННОГО АНАЛИЗА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ О. КОЛГУЕВ)

О.Н. Зуйкова, Е.С. Миролюбова

ВНИИОкеангеология,
г. Санкт-Петербург, e-mail – Mirolubova@mail.ru

Нижнепалеозойские отложения о. Колгуев вскрыты 4 скважинами. Разрезы скважин хорошо охарактеризованы керном и каротажом, при их изучении использованы литофациальный и палеотектонический анализы.

В разрезе скв. *Бугринская–1 (БГ-1)* выделяются два комплекса пород: нижний – переслаивание аргиллитов темно- и зеленовато-серых в инт. 4035.0–4156.0 м и верхний красноцветный сложен чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями гравелитов – в инт. 2910.0–4035.0 м.

В разрезе скв. *Северо-Западная-202 (СЗ-202)* в инт. 4225.0–4510.0 м – нижний сероцветный – переслаивание аргиллитов и алевролитов и верхний красноцветный – переслаивание песчаников полимиктовых, мелкозернистых, алевритовых, с глинисто-карбонатным цементом и аргиллитов алевритистых, плотных с раковистым изломом – в инт. 4144.0–4225.0 м. Микроскопический анализ показывает

соответствие типам пород из скв. ***БГ–1***. Кальцитизация пород нижнего комплекса увеличивается вверх по разрезу, в известняках прикровельной части примесь кремнистого материала и окремнение фаунистических остатков, вулканическое стекло, кремнистый цемент и тонкие прослои кремнистых пород аналогичны скв. ***БГ-1***.

В разрезах скв. *Песчаноозерская-4 и 46 (ПО-4, ПО-46)* два комплекса пород: в скв. ***ПО-4*** верхний представлен аргиллитовой пачкой с прослоями песчаников в инт. 3611.5–3642.9 м, а в скв. ***ПО-46*** аргиллитовой пачкой с прослоями алевролитов и песчаников в инт. 3848.0–3894.2. Нижний комплекс в обеих скважинах – кварцитовидные песчаники, переходящие в кварциты.

В пределах о. Колгуев вскрыты два фациально различных разреза. В первом, вскрытом скв. ***БГ-1*** и ***С-3-202***, выделяются две свиты: нибельская – красноцветная в стратотипическом разрезе соответствует аренигскому ярусу нижнего ордовика и седъёльская сероцветная – тремадокскому. По определениям фауны из скв. ***БГ-1*** установлено, что в отличие от стратотипа здесь седъёльская свита включает верхнюю часть верхнего кембрия и нижнюю часть тремадокского, вышележащая толща не содержит фауну и условно отнесена к среднему ордовику. Второй типовой разрез, скв. ***ПО-4*** и ***ПО-46***, фаунистически немой отнесен к ордовику условно, но литологически он соответствует нибельской свите Ижемской впадины.

Это разрезы различных структурно-фациальных зон резко отличаются по условиям осадконакопления. В первой, вскрытой скв. ***БГ-1*** и ***С-3-202***, накапливались слоистые лагунно-озерные осадки, внутри слоев тонкая градационная слоистость с тонкой примесью черных рудных минералов, что характерно для в процессов выветривания. Но прослои мергелей с пятнами кальцита (водорослевыми?) и фауной морского типа свидетельствуют о слабой засолоненности бассейна седиментации и кратковременной морской ингрессии. Небольшое количество органических остатков является бентосным (трилобиты, лингулиды). Встречены акритархи и нитчатые сине-зеленые водоросли и фаунистические остатки, микритизированные этими водорослями, характеризующими мелководные условия, т.е. осадки накапливались в мелководном бассейне озерного типа, сформированном в результате кратковременных морских ингрессий во впадинах, образованных в результате погружения отдельных блоков фундамента. Нижняя часть седъельской свиты в приподнятом блоке (Бугринском) формировалась за счет процессов выветривния, а в опущенном (Северо-Западном) – еще и за счет периодического кратковременного притока обломочного материала с суши. В конце седъельского времени развивается обширная морская трансгрессия в пределах первой структурно-фациальной зоны, и устанавливается спокойный мелководный режим осадконакопления. В начале нибельского времени происходит тектоническая перестройка фундамента, резко опускается Бугринский и поднимается Северо-Западный блок, активизируются речные потоки, обеспечива-

ющие компенсированное и даже рекомпенсированное осадконакопление. К концу нибельского времени активизируется вулканизм и в осадке появляется вулканическое стекло, оплавленные зерна кварца и прослои кремнистых пород.

Во второй структурно-фациальной зоне скв. ***ПО-4*** и ***ПО-46*** в кровле нибельской свиты осадки аллювиально-пролювиального генезиса – индикаторы речной сети (пачка розовых песчаников) и континентальные отложения предположительно болотного генезиса (пачка аргиллитов с примесью кремнезема и гидроокислов железа). Кварцевый состав песчаников свидетельствует о постепенной стабилизации тектонического режима.

Окончание нибельского времени – установление регионального перерыва в осадконакоплении, в течение которого формируется глинистая пачка континентальных отложений, прослеживаемая не только на изученной, но и на сопредельной территории Ижемской впадины.

Анализ литологического состава, изучение фациальных особенностей осадков позволили выявить обстановки осадконакопления, которые определены как лагунно-озерные и мелководные с компенсированным и рекомпенсированным типом, а также континентальные аллювиально-пролювиальные и болотные обстановки. Выделение болотных обстановок пока условно и требует дальнейших исследований.

Анализ мощностей осадочного комплекса и корреляция разрезов позволили установить, что осадконакопление проходило в районе с блоковым строением фундамента при активных подвижках этих блоков. В результате этого, часть обстановок осадконакопления была озерной или же лагунно-озерной, сообщаемой с морским бассейном (в пределах опущенных и изолированных блоков фундамента), другая же часть – континентальной (в пределах приподнятых блоков).

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА ПОРОВЫХ ВОД ИЗ ОСАДКОВ ЧЁРНОГО МОРЯ

Н.Н. Зыкин

Московский государственный университет, г. Москва, e-mail – nznz@yandex.ru

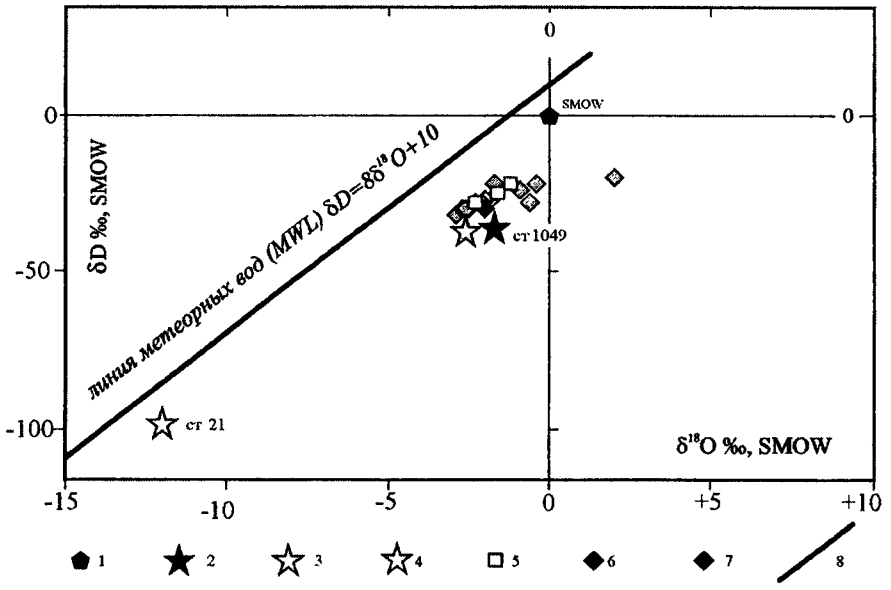
Наряду с аутигенными минеральными образованиями, захоронённые (седиментационные) воды отражают условия осадконакопления. С целью определения природы седиментогенных вод и эффектов преобразования их состава в условиях сероводородного заражения, изучен изотопный состав кислорода и водорода морской воды и поровых вод разновозрастных осадков Чёрного моря (таблица). Образцы осадков отобраны сотрудниками ГНЦ «Южморгеология» на вале Шатского Чёрного моря в июле-августе 2006 г., во время рейса, проводивше-

Изотопный состав кислорода и водорода поровых вод осадков Чёрного моря

№№ п/п	№ станции	Объект, проба	Интервал осадков, см	Изотопный состав воды, ‰	
				δD, (SMOW)	$\delta^{18}O$ (SMOW)
1	7	Древнечерноморские илы	170-180	-30	-2,6
2	9		156-166	-27	-2,0
3	10		178-188	-22	-1,7
4	18		155-165	-22	-1,7
5	19		166-176	-24	-0,9
6	29	Новочерноморские осадки	60-70	-22	-1,2
7	29	Древнечерноморские илы	225-235	-22	-0,4
8	49		197-207	-20	+2,0
9	60		319-329	-30	-2,7
10	65		220-230	-32	-2,9
11	78	Новочерноморские осадки	50-70	-28	-2,3
12	78	Древнечерноморские илы	210-220	-30	-2,0
13	81	Новоэвксинские илы	275-285	-30	-2,0
14	82	Древнечерноморские илы	245-255	-30	-2,7
15	84		308-318	-30	-2,5
16	88		150-160	-27	-1,8
17	90		145-155	-27	-2,0
18	91		190-200	-30	-2,6
19	96		135-145	-28	-0,6
20	99	Новочерноморские осадки	50-70	-28	-2,3
21	99	Древнечерноморские илы	140-150	-28	-2,3
22	102	Новочерноморские осадки	50-70	-25	-1,6
23	102	Древнечерноморские илы	220-230	-28	-2,1
24	1049	Чёрное море, морская вода, Туапсинский прогиб		-36	-1,7
25	21	Чёрное море, морская вода, Таманский шельф		-98	-12,0
26	Чёрное море	Морская вода, прибрежная часть Геленджикской бухты		-37	-2,6

гося в рамках выполнения государственного заказа Роснедра МПР РФ. Глубина моря на станциях отбора проб составляла 2000-2050 м. Поровые воды извлекались центрифугированием осадков.

Результаты исследований показали, что изотопный состав придонных вод Чёрного моря незначительно облегчён относительно воды открытой акватории. В морской воде станции 21 Таманского шельфа определённо устанавливается влияние донной разгрузки ме-



Изотопный состав водорода и кислорода поровых вод из осадков Чёрного моря.

1 – SMOW; 2-4 – Чёрное море (2 – открытое море, ст. 1049; 3 – Геленджикская бухта); 4 – Таманский шельф, ст. 21; 5-7 – поровые воды осадков (5 – новочерноморские осадки; 6 – новоэвксинские илы; 7 – древнечерноморские илы); 8 – линия метеорных вод (MWL).

теогенных вод суши. Изотопный состав водорода поровых вод из осадков Чёрного моря несколько «тяжелее» относительно водорода морской воды (рисунок), что может являться следствием изотопного обмена водорода захоронённой воды моря с сероводородом, генерируемым осадками, при отсутствии притока вод донной разгрузки и отсутствии водообмена между поровыми водами и современной морской водой. В то же время в целом для изученных проб явной зависимости изотопного состава поровых вод от их минерализации и возраста осадков не установлено, что указывает на преобладание в исследованных водах современной морской воды либо на постоянство состава воды Чёрного моря в период накопления осадков. По изотопному составу кислорода поровые воды осадков характеризуются заметным разбросом значений, при том что относительно морской воды они показывают как обогащение, так и обеднение кислородом-18. Данное явление может быть объяснено развитием различных диагенетических процессов в системе «H_2O–CO_2–HCO_3–$CaCO_3$–$CaSO_4$» с проявлением соответствующих им изотопных эффектов. При значительных количествах углекислоты и затруднённом водообмене вода осадков может обедняться тяжёлым кислородом. На постседиментаци-

ной стадии развития бассейна, при растворении морских и формировании аутигенных карбонатов, как и при температурных преобразованиях осадков, талассогенные воды кислородом-18 должны обогащаться. Полученные для поровых вод геохимические характеристики, скорее всего, отражают стадию и степень диагенетических превращений осадков в пределах конкретных участков дна изученной площади. В пользу этого, в частности, говорит и наметившийся тренд в разнице изотопных характеристик поровых вод из осадков различных станций.

МИНЕРАГЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИЗВЕСТНЯКОВ ПЕРМСКОГО КРАЯ

Р.Г. Ибламинов, Я.В. Кичигина

Пермский государственный университет, г. Пермь, e-mail – mineral@psu.ru

Карбонатные горные породы широко распространены на территории Урала и Приуралья, в том числе на территории Пермского края. Они являются источниками карбонатного сырья для различных отраслей промышленности и сельского хозяйства [2] (таблица). Кроме того, карбонатные породы в Уральской складчатой области играют рудовмещающую и рудоносную роль, концентрируя проявления металлических полезных ископаемых, а в платформенной части края и Предуральском прогибе – роль нефте- и газосодержащих горных пород. Карбонатные осадочные толщи являются также важными индикаторами палеотектонических режимов и обстановок, на основе которых осуществляется реконструкция обстановок геологического прошлого.

Размещение месторождений карбонатных пород определяется тектоническим, формационно-литологическим, горно-геологическим и географо-экономическим факторами.

На восточной окраине Русской плиты расположено Шарашинское месторождение, представленое известняками артинского и кунгурского ярусов нижней перми карбонатно-сульфатной формации. Месторождения, расположенные в Западно-Уральской зоне складчатости позднедевонского и раннекаменноугольного возраста, приурочены к терригенно-рифогенной угленосной формации [1]. Месторождения, представленные известняками среднего и верхнего карбона, а также ассельского и сакмарского ярусов нижней перми, относятся к биогермной битуминозной формации. Все перечисленные формации образовались в условиях плитного эпикаледонского тектонического режима.

Экономико-географическим фактором промышленной ценности месторождений является их удаленность от потребителя, а также на-

Промышленная классификация карбонатных пород Пермского края

Группа	Класс	Вид	Примеры месторождений
Металлургические	Флюсовые	Известняк Известняк, доломит Доломит	Большой лог, Белый Камень, Пашийский Гребешок
Химические	Содовые	Известняк	Чаньвинское, Сысоевское
Для бумажной промышленности	Наполнители	Известняк	Чикалинское
Сельскохозяйственные	Мелиоративные (агрокарбонаты)	Известняк	Шарашинское, Холодный Ключ
		Гажа	Осинцевское, Ремгинское
	Минеральные подкормки животных	Известняк псевдоолитовый	Шарашинское
Строительные	Естественные строительные камни	Доломит оолитовый (стеновой камень)	Больше-Сарсинское
		Известняк для производства щебня	Заготовкинское, Утесовское, Луньевское, Южно-Чусовское и др.
	Для производства вяжущих материалов	Известняк для производства извести	Гора Матюковая, Северо-Шарашинское, Шарашинское, Губахинское и др.
		Известняк цементный	Ново-Пашийское, Кишертское

личие транспортной сети в регионе. Например, Чаньвинское месторождение известняков находится рядом с Березниковским содовым заводом, который является главным потребителем карбонатного сырья, а месторождение флюсовых известняков Белый Камень – с Чусовским металлургическим заводом.

Материалы разведки и эксплуатации позволяют получить наиболее детальную информацию о литологических особенностях, химических и физических свойствах карбонатных пород, необходимую для решения вопросов их формирования, оптимизации методики разведки и опробования.

Литература

1. *Курбацкая Ф.А.* К вопросу о методике выделения осадочных формаций Западного Урала и металлогенической оценке их перспективности // Вестник Пермского ун-та. 1997.Вып. 4. Геология. С. 27–30.
2. Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края: энциклопедия / Отв. ред. А.И. Кудряшов. Пермь: Изд-во «Книжная площадь», 2006. 463 с.

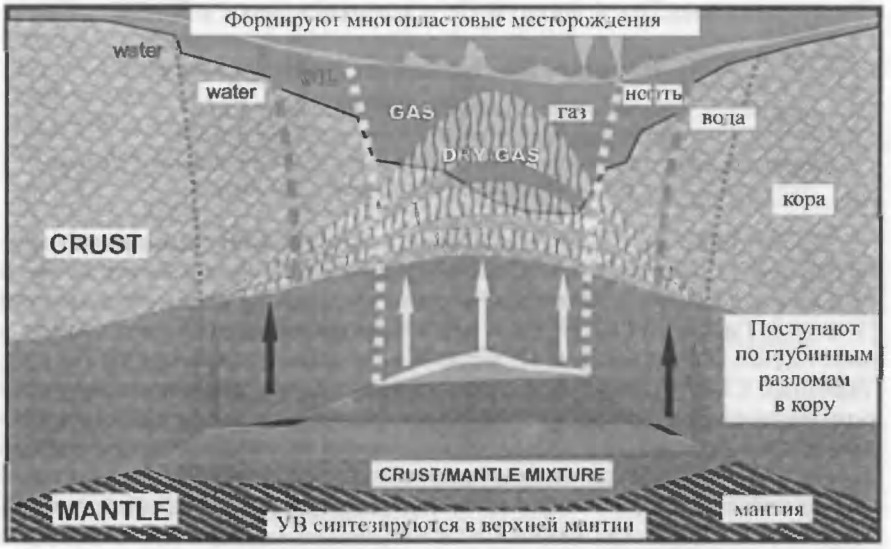
О ГЕНЕЗИСЕ НЕФТИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

К.С. Иванов[1], В.Г. Кучеров[2], Ю.Н. Федоров[3]

[1]Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mail – ivanovks@igg.uran.ru
[2]Королевский технологический университет, г. Стокгольм, Швеция
[3]ТФ ООО «КогалымНИПИнефть», г. Тюмень

Представления об органическом (осадочно-миграционном) происхождении нефти берут начало с работ М.В. Ломоносова и др. и развиваются и поддерживаются многими геологами-нефтяниками [1 и др.]. Гипотеза глубинного происхождения нефти берет начало с работ Д.И. Менделеева и П. Бертло и развивалась учеными России, Украины, США и др. [2–5, 8 и др.]. Отметим, что пропасть между сторонниками этих двух разных научных школ фактически не так уж беспредельно глубока, поскольку объект поисков у них пока преимущественно был один и тот же (ловушки в осадочном чехле, в первую очередь антиклинального типа). Появляются и гипотезы «промежуточного» типа. Так, на основании сходства диаграмм нормированных содержаний РЗЭ в нефтях и в современных гидротермах и других фактов был предложен [6] механизм синтеза жидких углеводородов из рассеянного органического вещества при поступлении извне эндогенной энергии и вещества. Очень многих геологов-нефтяников правильно, вероятно, было бы условно отнести к последователям известного исследователя А. Леворсена, отметившего, что «*нефть, как и золото, содержится там, где ее находят*».

Концепция глубинного абиогенного происхождения углеводородов основана на представлениях о том, что их образование происходит в мантийных очагах вследствие неорганического синтеза. Согласно этой концепции, образовавшиеся в мантии Земли углеводороды по глубинным разломам проникают в земную кору, где и образуют нефтегазовые месторождения (рисунок). В последнее время в пользу глубинного происхождения нефти получены новые факты. Система Н-С, которой является природная нефть, это метастабильная система. При низких давлениях все тяжелые УВ нестабильны по отношению к метану и стехиометрическому количеству водорода. Метан не полимеризуется в тяжелые УВ при низких давлениях и любых температурах. Поскольку химические потенциалы всех биотических молекул намного ниже химического потенциала метана, постольку никакая УВ молекула тяжелее метана не самообразуется из любых биотических молекул. Термодинамические расчеты позволили установить температуры и давления, необходимые для самообразования молекул, которые составляют нефть. Было показано, что и природная нефть, и природный газ возникают при очень высоких давлениях и повышенных температурах, которые находятся в мантии Земли, на глубинах не менее, чем 70–100 км [4, 8 и др.]. Таким образом, тяжелые углеводородные молеку-



Концепция абиогенного глубинного синтеза углеводородов.

лы, присутствующие в нефти, являются маркерами высоких давлений ее генерации. Экспериментальные работы последних лет, проведенные российскими, американскими, западно-европейскими и китайскими учеными [4 и др.], показали возможность абиогенного синтеза углеводородов в глубинных (мантийных) условиях. Полученные результаты свидетельствуют о том, что из неорганических компонентов при высоких давлениях и температурах, сходных с термобарическими условиями верхней мантии Земли, синтезируется смесь углеводородов, сходная по своему составу с природной нефтью. При этом количество синтезированных тяжелых УВ возрастает при увеличении давления.

Если допустить, что нефть образовалась в мантии, сложенной преимущественно ультраосновными породами, то логично предположить, что взаимодействие нефти и ультрамафитов должно было бы отразиться на ее микроэлементном составе. Благодаря быстрому развитию метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) сейчас стало возможным изучать микроэлементный состав не только горных пород, но и таких сложных органических соединений, как нефть и ее производные (с пределами обнаружения микроэлементов на уровне ppt). Нами исследовался микроэлементный состав сырой нефти Западной Сибири, а также Татарстана методом ICP-MS на широкий ряд (более 50) редких, редкоземельных и других элементов. Анализы проведены с использованием масс-спектрометра высокого разрешения HR ICP-MS Element 2 по методике, отработанной в ИГГ УрО Ронкиным Ю.Л. с коллегами. Всего сейчас у нас имеется свыше

100 анализов сырой нефти разных месторождений [7 и др.]. Главная геохимическая особенность нефти заключается в предельно низких содержаниях большинства элементов. В сырой нефти Шаимского и Среднеобского районов Западной Сибири определенная группа микроэлементов отличается относительно высокими содержаниями (больше 1 г/т), в основном это петрогенные компоненты (Mg, Al, Fe, Na, Ti) и транзитные элементы (Cr, V, Ni, Cu, Zn). На диаграмме Ni-Cu-Cr [5] для смолисто-асфальтеновых фракций эти нефти относятся к хромистому типу, попадая на продолжение намеченного этими авторами тренда Западно-Сибирской провинции. Остальные микроэлементы в сырых нефтях Шаимского и Среднеобского районов характеризуются низкими содержаниями (< 1 г/т). Содержания ряда элементов вполне сопоставимо с их концентрациями в ультрабазитах. Интересным фактом явилось существенное присутствие в нефтях платиноидов (до 0.01 г/т). При нормировании содержаний микроэлементов в углеводородах на содержания в примитивной мантии устанавливаются положительные аномалии по урану, стронцию, титану, иттрию и цирконию, а также отрицательные аномалии по самарию, гафнию, торию, ниобию и неодиму. На диаграммах нормированных содержаний РЗЭ, заметной чертой их распределения в нефтях является преобладание легких лантаноидов над средними и тяжелыми (La/Yb =16–19). Ярко выраженной геохимической чертой нефти является постоянная и сильная положительная европиевая аномалия. По данным [9 и др.], положительная европиевая аномалия характерна для глубинных образований, т.е. геологических объектов сформированных в нижних частях земной коры и ниже. Таким образом, в целом изучение неорганической геохимии нефти Западной Сибири и Татарстана на большой ряд микроэлементов показывает, что нефти (по крайней мере этих двух провинций, а по-видимому, и других) обладают крайне специфическим микроэлементным составом, не присущим более, по всей видимости, никаким другим веществам Земли. На основании повышенных содержаний транзитных элементов (Ni, Co, Cr, V и др.) и платиноидов рядом ученых также был сделан вывод об «ультрабазитовой» геохимико-металлогенической специализации нефти [5 и др.] и поддержано предположение об её абиогенном мантийном происхождении.

Исследования проводятся в рамках Программы ОНЗ РАН №1 «Фундаментальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа...» и при частичной поддержке РФФИ (грант 06-05-64133).

Литература

1. *Конторович А.Э.* Осадочно-миграционная теория нафтидогенеза. Состояние на рубеже XX и XXI вв., пути дальнейшего развития // Геология нефти и газа. 1998. № 10. С. 8–16.
2. *Краюшкин В.А.* Абиогенно-мантийный генезис нефти. Киев: Наукова думка, 1984. 176 с.
3. *Кудрявцев Н.А.* Генезис нефти и газа. Л.: Недра, 1973. 216 с.

4. *Кучеров В.Г., Бенделиани Н.А., Алексеев В.А., Кенней Дж.Ф.* Синтез углеводородов из минералов при давлении до 5 ГПа // Докл. АН. 2002. Т. 387. № 6. С. 789–792.
5. *Маракушев А.А., Писоцкий Б.И., Панеях Н.А., Готтих Р.П.* Геохимическая специфика нефти и происхождение ее месторождений // Докл. АН. 2004. Т. 398. № 6. С. 795–799.
6. *Федоров Ю.Н.* Редкоземельные элементы в нефтях Западной Сибири как возможный индикатор условий образования жидких углеводородных систем // Горные ведомости. 2006. № 4 (23). С. 36–47.
7. *Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Ронкин Ю.Л.* Неорганическая геохимия нефти Западной Сибири (первые результаты изучения методом ICP-MS) // Докл. АН. 2007. Т. 414. № 3. С. 385–388.
8. *Chekaliuk E.B., Kenney J.F.* The stability of hydrocarbons in the thermodynamic conditions of the Earth // Proc. Amer. Phys. Soc. 1991 V. 36. 347 pp.
9. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 1985. 312 p.

ЭЛЕКТРОННОМИКРОСКОПИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ПОРОД КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

Е.О. Иванова

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, e-mail – ivanova258@yandex.ru

Верхнемеловые мергельно-меловые породы пользуются широким развитием на территории Курской магнитной аномалии. Их мощность (от первых до 300 м) и карбонатность возрастают с северо-востока на юго-запад, где вскрыты наиболее полные разрезы, включающие все ярусы верхнего мела.

В целях изучения состава и микроструктур мелов и мергелей были отобраны образцы из различных по возрасту пород. Их исследование методом электронной микроскопии обусловлено чрезвычайно малыми размерами слагающих частиц (некоторые из них менее микрона), не различимых под обычным световым микроскопом.

Рис 1. Электронномикроскопический снимок естественной поверхности мела туронского яруса, Белгородская обл. Увеличение 6500.

По данным электронной микроскопии, чистые белые писчие мела кампанского, маастрихтского и туронского ярусов целиком состоят из кокколитов различной морфологии (тремалиты, криб-

Рис 2. Электронномикроскопический снимок естественной поверхности мергеля сантонского яруса, Курская обл. Увеличение 1500.

ролиты, рабдолиты, дискодиты, зиголиты), особенности которых подробно рассмотрены в работах С.И. Шуменко [4, 5]. Помимо отдельных кокколитов, в единичных образцах встречены целые панцири кокколитофорид – коккосферы. Как отмечает С.И. Шуменко: «... такие случаи довольно редки и, по-видимому, указывают на особо благоприятные условия осадконакопления» [3]. На фоне основной массы, представленной кокколитами и их частями («порошковатый кальцит»), на снимках различаются значительно превышающие их по размерам (в десятки и сотни раз) фрагменты раковин фораминифер. Для них характерны особые структуры в строении поверхности раковины: «... гранулированные волокнистые, спутано-игольчатые и другие структуры, резко отличные от структур кокколитов» [3]. Содержание раковин фораминифер колеблется от единичных представителей до нескольких процентов (рис. 1).

В отличие от чистых мелов мергели сантонского яруса, помимо кокколитофорид и фораминифер, содержат значительное количество глинистых минералов (от 10 до 70 %). Они имеют форму пластин, у которых четко проявлена слоистая структура. Часто в мергелях содержатся глобулярные и таблитчатые выделения кремнезема, которые замещают карбонатное вещество раковин. Как показано в работе [2], таблитчатые и брусковатые морфологические типы кремнезема рядом исследователей ошибочно принимаются за цеолиты группы гейландита (рис. 2).

Отмеченные различия в составе меловых и мергелевых пород позволяют прогнозировать их применение в различных производствах. Чистые и тонкодисперсные мела, характеризуемые практически мономинеральным составом, используются «... как наполнитель в кабельной, лакокрасочной, полимерной, резиновой и многих других отраслях промышленности, предъявляющих высокие требования к качеству карбонатного сырья ...» [1], тогда как мергели и мелоподобные породы с различными примесями могут использоваться в менее ответственных отраслях.

Литература

1. *Бурыкин В.Н., Савко А.Д.* Литология и полезные ископаемые верхнемеловых отложений юго-востока Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003. 98 с.

2. *Дмитриев Д.А. Савко А.Д., Жабин А.В.* Сантонские отложения правобережья среднего течения реки Дон. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2004. 103 с.
3. *Шуменко С.И.* Генезис мергельно-меловых пород на основе их изучения под электронным микроскопом // Литология и полезн. ископаемые. 1970. № 4. С. 83–91.
4. *Шуменко С.И.* Литология и породообразующие организмы (кокколитофориды) верхнемеловых отложений востока Украины и области Курской магнитной аномалии. Харьков: Изд-во ХГУ, 1971. 163 с.
5. *Шуменко С.И.* Известковый нанопланктон мезозоя европейской части СССР. М.: Наука, 1976. 136 с.

ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИ ФАЦИАЛЬНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

Н.А. Иванова

ФГУП «СНИИГГиМС»,
г. Новосибирск, e-mail – nataivanova76@rambler.ru

В нефтегазовой геологии фациальные реконструкции используются при картировании тел пород-коллекторов.

По географическому положению район исследований располагается в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности, по административной принадлежности находится в Томской области. Объектом исследования являются продуктивные пласты $Ю_1^1$, $Ю_1^2$, $Ю_1^3$, $Ю_1^4$ васюганского горизонта в пределах зоны сочленения Усть-Тымской впадины и Парабельского мегавала (от Толпаровской площади на севере до Чарусной на юге, от Межозерной на западе до Чунжельской на востоке).

В настоящей работе детальное изучение минералогических характеристик пород васюганской, наунакской свит, позволило конкретизировать обстановки осадконакопления.

Фациальные реконструкции проводилось на основе всестороннего изучения кернового материала, наряду с текстурным и литолого-петрографическим анализами, применялся терригенно-минералогический: изучалось количественное содержание минералов тяжелой фракции, их типоморфные особенности, определялись минералогические коэффициенты по М.Г. Бергеру [1, 2]. В процессе выполнения работы были использованы описания керна по 107 скважинам. Анализ вещественного и гранулометрического состава проводился с помощью оптической микроскопии (350 шлифов). Изучение минералогического состава тяжелой фракции пород проводилось иммерсионным методом (300 препаратов).

1. По количественному соотношению минералов-индикаторов, характерных для келловей-оксфордских отложений Западной Сибири, были построены карты распределения терригенно-минералогических комплексов (ТМК). При построении карт было использовано два типа гистограмм: на первом типе отображен основной комплекс терриген-

ных минералов тяжелой фракции пород в процентном содержании, на втором – второстепенный, с содержанием терригенных минералов менее 3 %. Второстепенный комплекс акцессорных минералов играет немаловажную роль при уточнении границ распространения терригенно-минералогических комплексов и определении фациальной принадлежности пород. На карту выносились значения седиментационных коэффициентов, отражающих гидроаэродинамический режим водных потоков, дальность переноса осадков и степень их зрелости. Также отмечалось содержание аутигенных минералов осадочных пород, определенных в тяжелой фракции, которые являются показателями физико-химических и термодинамических условий их образования, что помогает восстанавливать естественную геологическую историю образования осадка [3].

Построенные таким образом карты позволили наметить области распространения осадков различного генезиса.

2. При построении фациальных карт использовались результаты терригенно-минералогического, текстурного и литолого-петрографического анализа.

В результате установлено, что на Парабельском мегавалу на время формирования пластов $Ю_1^2$, $Ю_1^3$, $Ю_1^4$ существовал преимущественно континентальный режим осадконакопления, область распространения которого значительно сократилась ко времени формирования пласта $Ю_1^1$. Осадкам, развитым в этой области, соответствует турмалин-циркон-апатитовый ТМК (содержание зерен апатита достигает 30–35 %). Минералом-индикатором является апатит, так как, по мнению ряда исследователей, в том числе и М.Г. Бергера, С.Г. Саркисяна, М.В. Коржа [1], апатит сохраняется главным образом в породах континентального происхождения, а в морских отложениях он менее устойчив и подвергается разрушению в морской воде. Отложение данных осадков происходило преимущественно при низком гидроаэродинамическом режиме водных потоков. Породы характеризуются высокой химической степенью зрелости терригенно-минералогических ассоциаций.

В зоне сочленения Парабельского мегавала и Усть-Тымской впадины преобладали прибрежно-морской и переходный режимы. Отмечается развитие отложений дельтового комплекса, максимум распространения которого приходится на пласт $Ю_1^3$. Здесь распространен гранат-турмалин-цирконовый ТМК с магнетитом и биотитом. Осадки формировались в обстановке среднего и низкого гидроаэродинамического режима водных потоков и обладают высокой химической степенью зрелости терригенно-минералогических ассоциаций.

В погруженных частях Усть-Тымской впадины на время формирования пластов $Ю_1^2$, $Ю_1^3$, $Ю_1^4$ существовали прибрежно-морские обстановки, которые ко времени формирования пласта $Ю_1^1$ сменились мелководно-морскими. Области распространения прибрежно-морских обстановок соответствует преимущественно цирконовый ТМК. Отложения характеризуются низкой химико-минералогической степенью

зрелости и сформировались в среде с более высоким гидроаэродинамическим режимом.

3. Изучение типоморфных особенностей минералов тяжелой фракции и значений гидравлических коэффициентов позволили установить направления поступления обломочного материала в бассейн седиментации и петрографические типы питающих провинций.

На протяжении всего времени формирования пластов $Ю_1^4$- $Ю_1^1$ обломочный материал поступал в бассейн седиментации в основном с юго-востока (обрамление Западно-Сибирской плиты).

В качестве петрографических типов питающих провинций значительную роль в формировании осадочной толщи на Парабельском мегавалу и его склонах играли местные источники сноса обломочного материала – выступы доюрского фундамента в районе Западно-Сенькинской скв. 7, 8, 9, которые существовали вплоть до наступления обширной трансгрессии в волжское время. Породы фундамента, представленные мелкокристалическими гранитами серого цвета, являлись основными поставщиками в область седиментации минералов: апатита, циркона, турмалина и слюд. Наличие в составе тяжелой фракции хорошо окатанных зерен циркона, рутила, турмалина, небольшой видовой набор терригенных минералов свидетельствуют, что в этот период времени шло переотложение также и более древних осадочных толщ. Базитовый (основные и ультраосновные магматические породы) и метаморфический (кристаллические сланцы, породы зон регионального и локального метаморфизма) типы питающих провинций играли второстепенную роль.

Литература

1. *Бергер М.Г., Саркисян С.Г., Корж М.В.* О совершенствовании методов палеогеографических исследований по терригенным минералам // Палеогеографические исследования в нефтяной геологии. М.: Наука, 1979. С. 7–23.
2. *Бергер М.Г.* Терригенная минералогия. М.: Недра, 1986. 227 с.
3. *Иванова Н.А.* Терригенно-минералогические комплексы – один из критериев реконструкции условий осадкообразования // Проблемы геологии и географии Сибири. Материалы науч. конф. Вестник ТГУ. Серия «Науки о Земле» № 3 (II). 2003. С. 265–267.

СЕДИМЕНТОЛИТОГЕНЕЗ КВАРЦЕВЫХ КОМПЛЕКСОВ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

А.В. Ивановская

Всероссийский нефтяной геологоразведочный институт, г. Санкт-Петербург, e-mail – ins@vnigri.spb.ru

Кварцевые комплексы представляют собой закономерное и естественное сочетание (парагенез) пород и минералов, образовавшихся в

близких геотектонических, климатических и геохимических условиях среды выветривания и осадконакопления. Формирование кварцевых комплексов обусловлено равнинным рельефом в области денудации на платформе и эпохами тектонического покоя в горных областях. Решающая роль принадлежит процессам формирования коры выветривания на кварцсодержащих породах. Наиболее благоприятные обстановки для отложений этого типа седиментогенеза существовали на протяжении миллиарда лет в позднем докембрии на Сибирской платформе. Они осуществлялись благодаря устойчивому стоянию древних платформ, стабильности контуров и прогибов, которые заполнялись обломочным материалом, сносимым с их поднятых частей. На Сибирской платформе в рифее в платформенных типах разреза кварцевые комплексы известны на Анабарском массиве, Оленекском поднятии, в Хараулахском и Учуро-Майском районах. В геосинклинальных и переходных зонах кварцевые комплексы отмечаются в Игарском районе, на Туруханском поднятии, на Енисейском кряже, в Прибайкалье.

Кварцевые комплексы занимают определенное место в латеральных рядах от области размыва (суши) к открытому морю, накапливаясь в аллювиально-делювиальных, прибрежно-морских условиях, образуя зоны выклинивания, замещения, подготавливая формирование неструктурных сложно построенных ловушек. Толщи этого состава слагают нижние части циклично построенных трансгрессивных серий. Во время длительного стояния платформы дезинтеграция уступает место химическому выветриванию, усиливается миграция вещества в растворенном состоянии. До окончания захоронения в осадке обломочный материал подвергался неоднократному перемыву и переотложению, находясь под воздействием специфики палеоклимата и давления протерозоя. Таким образом, колебательные движения земной коры и климат – обусловили специфику подобного типа осадконакопления.

В парагенезе пород кварцевых комплексов преобладающим минералом является кварц. В семействе мономинеральных кварцевых песчаниках содержание кварца составляет более 90 %, в олигомиктовых кварцевых песчаниках – 50–90 %, полевых шпатов < 25 %, обломки пород < 25 % [2]. Комплекс аутигенных минералов беден – это минералы оксидов и гидроксидов железа, глауконит, хлориты, пирит, сидерит и наиболее устойчивые к выветриванию акцессории. Среди глинистых минералов преобладают гидрослюды различных модификаций, хлориты и др.

Породы в составе кварцевых комплексов подвергались вторичным изменениям от катагенеза вплоть до метаморфизма. Для реконструкции позднедокембрийской седиментации применимо детальное исследование текстур и структур обломочных пород (различные типы слоистости, отпечатки на поверхности наслоения, знаки ряби, сортировка и окатанность обломков и др.). Процессы метаморфизма в значительной мере видоизменяли облик терригенно-карбонатных пород. В наи-

большей степени преобразованы процессами регионального метаморфизма кварцито-песчаники голоустенской свиты.

Этапы рассеянного минералообразования – диагенез характеризуется широким распространением железистых минералов, определяющих красноцветность песчано-глинистых пород. Глауконит является распространенным аутигенным образованием. Отмечаются карбонатные (сидеритовые), глинисто-карбонатные, фосфатно-глинистые конкреции.

Катагенез песчаников кварцевых комплексов выражаются в регенерации зерен кварца с образованием конформных и инкорпорационных структур. На контакте некоторых зерен кварца отмечаются слабая грануляция, зубчатый характер сочленения зерен, переход оптической ориентировки с одного зерна на другое, а также стилолиты, выполненные глинистым веществом с битумом.

Процессы регионального метаморфизма наблюдались на цикличном разрезе переслаивания кварцито-песчаников и доломитов (голоустенской свиты) Прибайкалья. Здесь в кварцито-песчаниках наблюдаются структуры рекристаллизационного и рекристаллизационно-грануляционного собирательного бластеза [3]. В кварцито-песчаниках с первичным глинистым цементом наблюдаются лепидогранобластовые структуры.

Состав пород нефтесодержащих вендских горизонтов Непско-Ботуобинской антеклизы определяется составом пород фундамента. Более основные породы распространены на севере, а более кислые и щелочные на юге антеклизы [1]. Преобладающим типом песчаников на юго-западе антеклизы, залегающих на коре выветривания, являются кварцевые и олигомиктовые кварцевые песчаники, на северо-востоке Якутии – кварцевые песчаники – продукты перемыва и переотложения кор выветривания.

В составе нефтегазоносных кварцевых комплексов выделяются парагенетические минеральные ассоциации: В-5 – мономинеральная кварцевая, В-10 – олигомиктовая кварцевая, В-13 – аркозово-кварцевая, аркозовая, В-14 – граувакково-кварцевая. В них наблюдаются многообразные формы проявления битума. Так, черный и коричневый битум в песчаниках заполняет поры. В аркозово-кварцевых и олигомиктовых кварцевых породах коричневый битум корродирует регенерированные зерна микроклина. В граувакково-кварцевых песчаниках по обломкам слюдистых и кремносто-слюдистых сланцев битум развивается по спайности деградированных слюд. Песчаники кварцевого и олигомиктового кварцевого состава в литогенезе уплотняются, цементируются карбонатами, сульфатами, выщелачиваются.

Литература

1. *Жарков А.М., Ивановская А.В., Шибина Т.Д.* Генезис терригенных коллекторов базальной толщи Непско-Ботуобинской антеклизы Сибирской платформы // Нефтегазоносные бассейны Западно-Тихоокеанского региона и

сопредельных платформ: сравнительная геология, ресурсы и перспективы освоения. СПб.: ВНИГРИ, 1996. С. 69.
2. *Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Веерхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 206 с.
3. *Симанович И.М.* Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 152 с.

ЛИТОЛОГО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДЕФОРМАЦИИ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ И ПОКРЫШЕК ТЕВЛИНСКО-РУССКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНЕЕ ПРИОБЬЕ, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

В.Г. Изотов[1], Я.Г. Аухатов[1], Л.Н. Бружес[2], А.Г. Сайфутдинов[2]

[1]Казанский государственный университет, г. Казань, e-mail – sitdikova8432@mail.ru
[2]КогалымНИПИнефть, г.Когалым

Тевлинско-Русскинское месторождение расположенное в пределах северо-восточного склона Сургутского свода является одним из важнейших объектов нефтедобычи Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Основной по запасам пласт этого месторождения – пласт $БС_{10}^{2-3}$ относятся к сортымской свите ($К_{1В+V}$) и представляет единое клиноформное тело, ограниченное в кровле чеускинской, а в подошве покачевской (савуйской) глинистыми пачками. Острейшей проблемой разработки Тевлинско-Русскинское месторождения является прогрессирующий рост обводнения скважин и снижение нефтеизвлечения, что обусловлено как внутренним строением продуктивного пласта, так и механизмов реализуемых систем разработки. В связи с этим определенную актуальность преобретают вопросы изучения деформированного состояния продуктивного пласта и детализации его строения. Для уточнения геологического строения месторождения и его деформированного состояния в пределах его южной части нами было использованы диаграммы ПС, ИК и стандартного каротажа, а так же детальное изучение структурно-текстурных особенностей пласта по керну скважин. Корреляция разрезов изучаемых скважин осуществлена с использованием местного репера – низкоомных чеускинских аргиллитов, перекрывающих пласт $БС_{10}^{2-3}$. Из анализа корреляционной схемы пласта следует, что линзы песчаников и алевролитов составляют геологическое тело сигмовидной формы, характеризующееся клиноформным строением. Это выражается в увеличений толщины в средней части тела и в ее уменьшении в кровле и подошве, за счет выклинивания песчаниковой части отложений, а также в наклоне пласта в западном направлении. Детальное изучение показало, что в целом пласт $БС_{10}^{2-3}$ оказался прерывистым по площади, состоящим из отдельных микроклиноформ, разделенных зонами глинизации. Происхождение геологических тел клиноформного строения в опубликованной литературе объясняется с позиции наращивания континенталь-

ного склона бассейна, при широком развитием оползневых процессов в ходе осадконакопления. Описанные случаи подводных оползневых явлений, подобных современным (Черное море), так и в древних водоемах, позволяют считать наблюдаемые в пределах Тевлинско-Русскинского месторождения деформации осадка достаточно хорошо сопоставимы с классическими типами таких оползневых деформаций.

Характерной особенностью оползневых деформаций пласта $БС_{10}^{2-3}$ изучаемого месторождения являются седиментационные микронарушения, которые обычно группируются в серии разбивая пласт на отдельные блоки шириной от 2 до 3 м, и более. Оползневая природа описываемых нарушений подтверждается следующими фактами: во первых, в осадках, подстилающих и покрывающих слои с оползневыми деформациями разрывы подобного типа не наблюдаются; во вторых, разрывы одновременно рассекают в пределах горизонта породы разного литологического состава и, в третьих, разрывы совместно встречаются с оползневыми складками.

Сингенические разрывы слойков возникают, по видимому, в тех условиях, когда осадки в момент оползания были в некоторой степени уплотнены.

Большинство исследователей, занимающихся изучением подводных оползней, высказывают мнение о значительной роли в процессе возникновения оползанинея осадков геодинамических явлений – древних землятрясений [2]. При резких сотрясениях даже уплотненные алевритистые осадки становятся текучими, поэтому достаточно небольшого толчка, чтобы вывести огромные массы пород из равновесия. При пологом рельефе дна седиментационного бассейна землятресения вызывают появление своеобразных нептунических даек. Чаще всего они возникают во время сотрясений, когда зияющие течения заполняются осадками и имеют вид быстро выклинивающихся жил.

Широкое распространение в пределах рассматриваемого пласта Тевлинско-Русскинского месторождения подводно-оползневых явлений и наличие нептунических даек являются надежным доказательством былой геодинамической активности – палеосейсмичности изучаемой территории.

Согласно представлениям М.А. Камалитдинова с соавторами [1], образование таких трещин и нефтегазообразование происходило во время скольжения жестких массивов пород (песчаников) по пластичным тонкослоистым породам (аргиллитам, доманикоидного типа). Благодаря субгоризонтальным движениям жестких песчаных пластов во время формирования структур в аргиллитовых породах происходит тектоническое скучивание, трещинообразование ведущее к разуплотнению пород. Такие породы могут являются локальными нетрадиционными резервуарами для углеводородов или представлять пути их миграции. В частности происхождение таких аномальных разрезов (АР) в баженовской свите можно рассматривать с позиции оползневых явлений [3]. Аномальные разрезы баженовской свиты характери-

зуются тем, что собственно битуминозные глины расслоены песчано-алевритовыми и глинистыми небитуминозными породами, что в свою очередь сопровождается увеличением мощностей таких зон за счет их деформации и скучивания по сравнению с мощностью обычных разрезов. В аномальных участках общая мощность битуминозных пород увеличивается до 60–80 м против 20–30 м их средней мощности.

Подобные же явления возникновения аномальных зон наблюдается и в георгиевской свите, которая подстилает баженовскую свиту и представлена зеленовато-черными аргиллитами, зеленовато серыми песчаниками с ростры белемнитов и глинистыми, трещиноватыми известняками. Для аргилитовых пород георгиевской свиты также характерно широкое развитие ориентированных зеркал скольжения по направлению и «растащенность» округлых обломков известняка, что дает повод говорить о будинированности пород георгиевской свиты, вследствие деформационно-оползневых явлений.

Следовательно, между пластом $ЮС_1$ и классическим флюидоупором существует зона важных нетрадиционных природных резервуаров аккумуляции углеводородов, обладающих высокой трещинной емкостью. По-видимому, толща пород георгиевской и баженовской свиты обладая локально повышенной флюидопроводимостью, способствует не только формированию локальных ловушек УВ но и рассеиванию углеводородов при их миграции из нижележащих горизонтов. Подобные явления наблюдаются и в пределах Телвинско-Русскинского месторождения, где установлены признаки нефтенасыщения пород аномальных разрезов в северной части месторождения (скв. 9731, куст 247).

В ходе формирования деформационно-оползневых блоков в результате бокового давления в самих жестких массивах пород возникают деформации растяжения, которые фиксируются по текстурным особенностям пласта. Так в пласте $БС_{10}^{2-3}$ Тевлинско-Русскинского месторождения наблюдаются: субвертикальные открытые трещины (скв. 8683, куст 146), трещины выполненные кальцитом (скв. 390, куст 3; 115р), зеркала скольжения (скв. 6766, куст 66) и перемятые породы (скв. 105р; 6534, куст 70).

Выявление трещиноватых зон в разрезе проводилось по комплексной методике с использованием детального анализа структур пород по керну, данных ГИС и результатов промысловой геологии. В частности трещиноватость в аргиллитовых флюидоупорах хорошо диагностируется увеличением диаметра скважин и минимумами на диаграммах КС, ПС, а также по макроскопическому исследованию керна. Важную информацию в выявлении участков оползневых деформаций пласта дают диаграммы акустического каротажа. На фазовокорреляционных диаграммах акустического каротажа зоны пластовых деформаций выделяется областью резкого нарушения хода линий фазовой корреляции. Полученный эффект особенно важно учитывать в выделения трещиноватых зон в терригенных глинистых коллекторах.

Проведенные исследования горизонта $БС_{10}^{2-3}$ свидетельствуют, что зоны латерального растяжения, сопровождающие оползневые явления глинистых пластов клиноформного типа чередуются с зонами сжатия. Такие зоны часто напоминают зоны интенсивного катагенеза, встречающиеся в изученных горизонтах. В таких зонах широкое развитие приобретают конформные, инкорпорционные и микростиллолитовые контакты зерен. Эти различия позволяют выявить открытые или закрытые разрывные нарушения и чередование зон растяжения и сжатия и тем самым установить последовательность развития оползневых явлений в клиноформных телах. По площадному развитию и характеру деформированности отложений, можно прогнозировать в дальнейшем положение микроклиноформ, и тем самым расширить общую площадь нефтеносносного пласта, а так же выделить участки отсутствия коллекторов.

Таким образом, выполненные нами исследования позволяют утверждать, что не только традиционные трасгрессивные тракты клиноформ могут представлять коллекторы углеводородов, но и тракты высокого уровня бассейна, с которыми связаны флюидоупорные горизонты. В следствии деформационно-оползневых явлений в таких горизонтак так же могут возникать зоны повышенных ёмкостных свойств и предстовлять интерес как нетрадиционные коллекторы углеводородов (аномальные разрезы) деформационно-оползневого типа.

Литература

1. *Камалетдинов М.А , Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Г.* Механизм формирования нефтегазоносных структур Западно-Сибирской плиты // Тектоника молодых платформ. М.: Наука, 1984. С. 77–94.
2. *Рухин Л.Б.* Основы литологии. Л.: Гостоптехиздат, 1958, 680 с.
3. *Сайфутдинов А.Р., Кутырев Е.Ф., Аухатов Я.Г.* К вопросу о трещиноватости покрышек продуктивных пластов Тевлинско-Русскинского месторождения // Материалы IV научно-практической конференции молодых ученых и специалистов нефтяной и геолого-разведочной отрасли Ханты-Мансийского АО. Когалым: КогалымНИПИнефть, 2003. С. 38–43.

УНИКАЛЬНЫЙ РАЗРЕЗ РИФОГЕННОГО КАРБОНА

Г.Д. Исаев[1], А.И. Кудаманов[2], А.Р. Сайфутдинов[2]

[1]ООО НИЦ «Сибгеонафт»,
г. Новосибирск, e-mail – sibgeonaft@mail.ru
[2]ООО «КогалымНИПИнефть»,
г. Когалым, e-mail – kudamanov@hipi.ws.lukoil.com

Скважиной Новомостовская 10670 (рис. 1) на глубине 2445–2905 м вскрыт рифовый комплекс литофаций с богатым набором разнообразных биогенных структур и текстур. Основными рифообразующими организмами являются водоросли, мшанки и кораллы (ругозы). В составе сопутствующей фауны, в керне скважины, определены криноид-

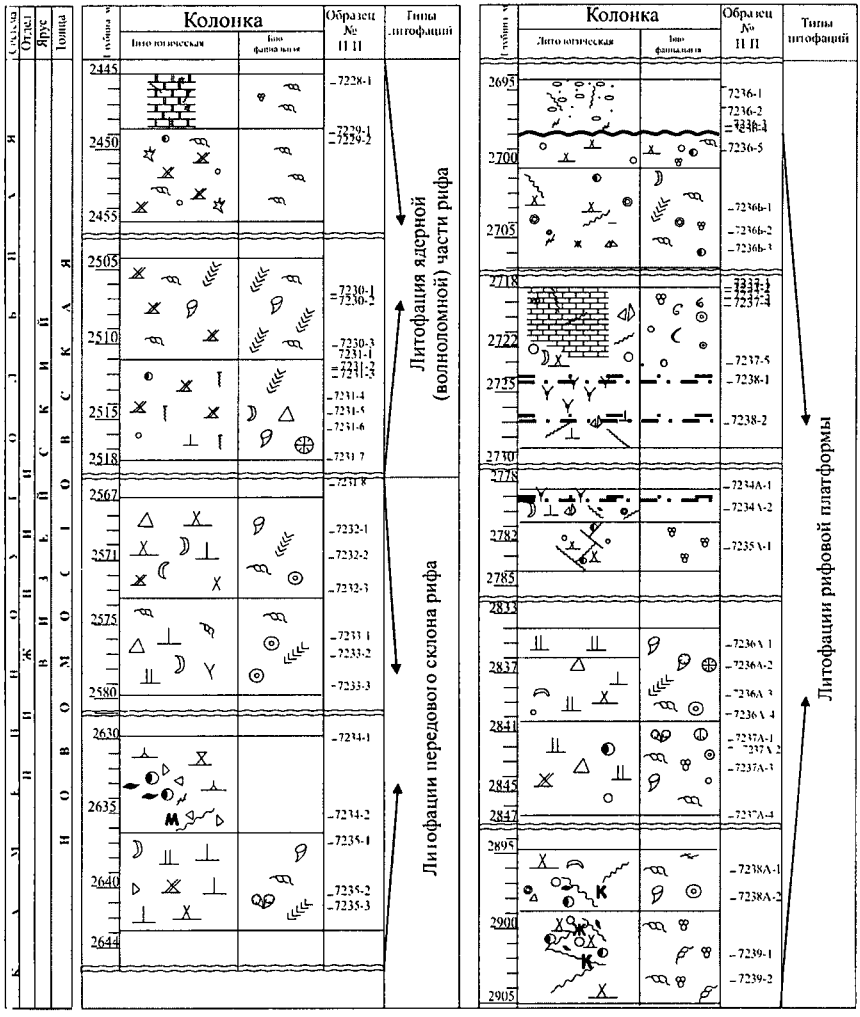


Рис. 1. Разрез палеозойских отложений, вскрытых скв. Новомостовская 10670.

деи, брахиоподы, двустворчатые моллюски, фораминиферы, гониотиты, остракоды, морские ежи, строматолиты, хететиды, кальцисферидды, гастроподы, аммониты, биотурбаторы (черви), белемниты, микрофитолиты. Набор скелетных остатков этих организмов в различной концентрации в сочетании с основным составом рифостроителей и создал всё разнообразие биогенных каркасных, субкаркасных и обломочных биокластических структур во внешне однообразном карбонатном разрезе. Его возрастной диапазон установлен на основе данных

Рис. 2. Основные типы литофаций и пород Новомостовского рифа.

по брахиоподам, ругозам, фораминиферам, водорослям. Мшанки в настоящее время изучаются. Большинство биостратиграфических данных позволяет определить стратиграфический объем рифогенного разреза рамками визейского яруса, причем, по данным исследований фораминифер, возможна более точная (зональная) стратификация, но только после детального их доизучения.

В пределах рифогенного разреза установлено три типа рифовых литофаций: 1) каркасные и субкаркасные литофации ядерной (волноломной) части рифа; 2) глобоидные и биокластово-пелспаритовые литофации рифовой платформы; 3) гравитационные и биокластово-обломочные литофации передового склона рифа.

Присутствие в разрезе конгломератов и гравелитов механокластической (не биогенной) природы позволяет разделить его на две части, резко отличающихся по фациальным особенностям: 1) нижнюю часть, в интервале 2905–2698.2 м; 2) верхнюю, в интервале 2643.5–2445 м.

Для нижней части разреза характерны фораминиферовые, биопелспаритовые, биокластово-глобоидные, микрофитолитовые, битуминозные, криноидные разности карбонатных пород, с редкими постройками мшанок, ругоз, водорослей (рис. 2). Характерное доминирование глобоилитов позволяет отнести этот комплекс пород к литофациям рифовой платформы.

Верхняя часть разреза отличается развитием обломочных и каркасных литофаций рифа. В интервале глубин 2567–2644 м преобладают биокластиты разного состава: литокластические рудстоуны, пакстоуны, редко до кальцирудитов (глубина 2631.0 м), грейнстоуны, иногда инфлаутстоуны. К кровле пачки, т.е. к глубине 2567–2572 м, увеличивается роль каркасного компонента до образования органогенных построек (обр. 7232-1; 7232-2).

В интервале глубин 2445–2518 м преобладают каркасные и субкаркасные литофации ядерной (волноломной) части рифа. Они представлены водорослевыми, политаксонными (криноидеи, брахиоподы, кораллы, мшанки, водросли, фораминиферы), органогенными постройками с биогенными структурами типа байндстоуна, с очень плотной упаковкой, до образования фултитов (без основной массы).

Отличием нижней части (2698.2–2905 м) от верхней является присутствие двух даек измененных порфиритов (на глубинах 2723.8–2727 м, 2778.5–2778.8 м) с экзоконтактовыми изменениями, сопровождаемыми зеркалами скольжения, зонами дробления и смятия, а также пачки глинисто- кремнисто- карбонатных пород (на глубине 2718–2719.3 м) осадочного генезиса, с примесью тонкой био- литокластики, с ориентировкой линз и прослоев до 20-30? к горизонту, мощностью до 1.3 м. Исследования наложенных процессов карбонатизации, доломитизации и трещинообразования в разрезе скв. Новомостовской 10670 показывает, что их интенсивность с глубиной увеличивается. Это доказывает глубинное происхождение флюидов, преобразовавших весь рифовый разрез карбона, сформировавших вторичное пустотное

пространство (каверновое, карстовое) в кровле карбонатного разреза и оставивших следы миграции УВ в виде вторичных битумоидов в трещинах и пустотах.

Уникальность разреза Новомостовской площади состоит в том, что в пределах всей Западной Сибири скважинами не вскрывались разрезы визейского яруса подобных рифовых фаций. Да и в мире они исключительно редки. Уникальным является и состав породообразователей: мшанки, водоросли, кораллы, фораминиферы.

Особое значение имеет рифовая система карбона для прогноза нефти и газа. Присутствие по всему разрезу следов миграции УВ, наличие коллекторов карстового типа, огромная мощность (≥ 400 м) позволяют нам быть уверенными в том, что при прослеживании рифов на северо-восток и на юго-запад от Новомостовской площади будут обнаружены скопления УВ значительных масштабов в пределах доюрского основания в карстовых резервуарах рифового типа.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В ВОДОХРАНИЛИЩАХ АНГАРСКОГО КАСКАДА

Г.А. Карнаухова

Институт земной коры СО РАН,
г. Иркутск, e-mail – karnauh@crust.irk.ru

Минералогическая специфика седиментогенеза в водохранилищах Ангарского каскада проявляется в определенной приуроченности некоторых минералов к структурным элементам дна (морфодинамическим зонам), в зависимости от условий миграции, перераспределения и накопления минералов в осадках [1], также от минерального состава питающего источника (рисунок). Такими морфодинамическими зонами являются прибрежные отмели, подводный склон прибрежных отмелей, затопленные террасы и затопленное русло р. Ангары.

На прибрежных отмелях водохранилищ Ангарского каскада активная гидродинамика и высокий темп осадконакопления не способствуют обогащению осадков кварцем и полевыми шпатами. Выносятся с отмелей и менее устойчивые минералы тяжелой фракции. На отмелях отмечается минимальное накопление роговой обманки (29.5 %), эпидота (11.7 %) и сфена (1.2 %). В то же время прибрежные отмели служат местом интенсивного обогащения донных осадков минералами тяжелой фракции с большой плотностью – рудных (27.8 %) и гранатов (12.6 %). Минералами-индикаторами накопления на прибрежных отмелях являются рудные минералы (ильменит и магнетит), гранат. В циркон-рудном комплексе эти минералы дополнительно захватывают и подводный склон отмелей.

На подводном склоне прибрежных отмелей, где гидродинамическая обстановка седиментогенеза менее активна, происходит уменьше-

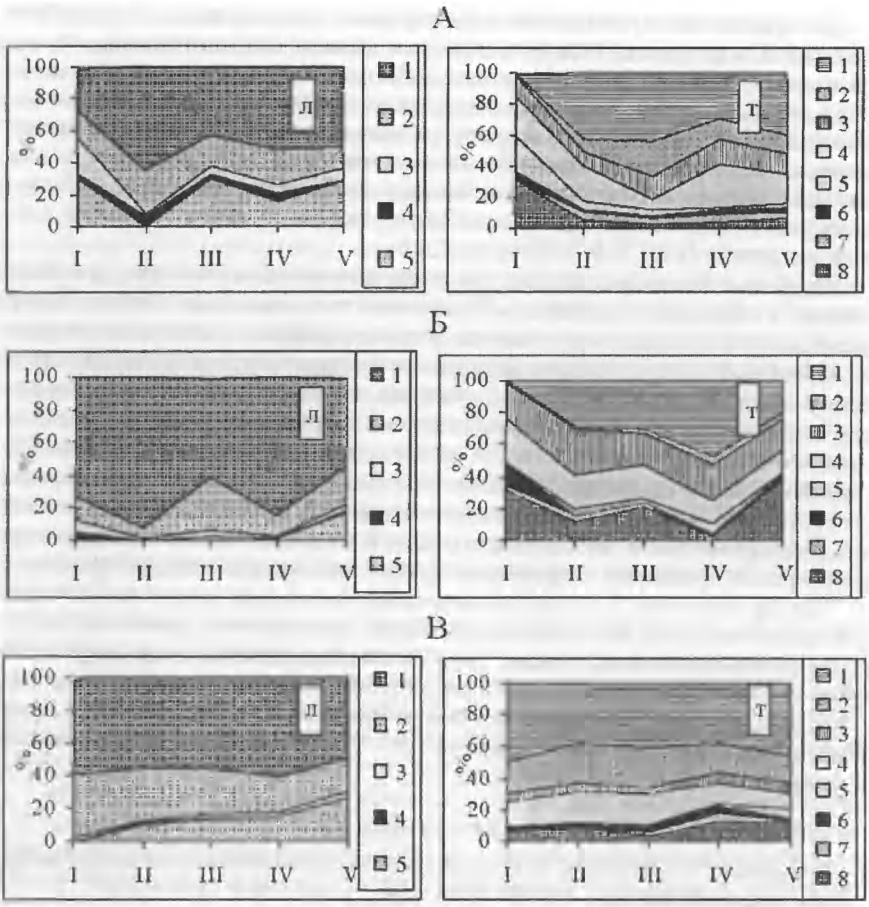


Схема распределения минералов легкой (л) и тяжелой (т) фракций по поперечному профилю на участках размыва аргиллитов (А), песчаников (Б), сугли-нков (В).

Легкая фракция: 1- кварц; 2 – полевые шпаты; 3 – слюды; 4 – обломки пород; 5 – агрегаты. *Тяжелая фракция*: 1 – роговая обманка; 2 – эпидот; 3 – гранаты; 4 – рудные; 5 – пироксены; 6 – циркон; 7 – сфен; 8 – прочие. *Морфодинамические зоны:* I – береговой уступ; II – прибрежная отмель; III– подводный склон прибрежной отмели; IV – затопленные террасы; V – затопленное русло.

ние содержания минералов-индикаторов осадконакопления на прибрежных отмелях – гранатов и рудных минералов. Здесь выпадает и концентрируется большая часть минералов тяжелой фракции, особенно заметно повышение количества роговой обманки (39.2 %), а также устойчивых минералов – циркона (8.3 %), турмалина (1.0 %), рутила (1.5 %), являющихся минералами-индикаторами накопления на подводном склоне.

Нестойкие по отношению к истиранию, вынесенные за пределы отмелей и подводных склонов полевые шпаты накапливаются на затопленных террасах р. Ангары, занимающих очень значительные площади дна водохранилищ. С удалением от источника питания количество кварца в осадках снижается и донные отложения на затопленных террасах получаются обедненными этим минералом. Характерным для донных отложений становится комплекс минералов, имеющих небольшую плотность и высокую способность перемещаться, представленный эпидотом (13.7 %) и сфеном (2.4 %).

Наиболее благоприятными для концентрирования кварца, полевых шпатов и глинистых минералов являются отличающиеся значительной дисперсностью донные отложения, формирующиеся в затопленном русле. Подобное распределение минералов укладывается в схему, предложенную для Тихого и Индийского океанов, в осадках которых максимальные содержания кварца и полевых шпатов тяготеют к тонкодисперсным эвпелагическим глинам, скорость накопления которых очень низка [2]. Меньшие, чем у природных водоемов, размеры водохранилищ позволяют нестойкой роговой обманке перемещаться от питающего источника и концентрироваться в затопленном русле, в то время как происходит значительное сокращение содержания других минералов тяжелой фракции.

Таким образом, в гидродинамически активных зонах концентрируются в основном обладающие высокой плотностью рудные минералы и тяготеющий к ним гранат. С ослаблением активности водных масс происходит накопление менее транспортабельных минералов (циркон, турмалин, рутил). В осадках глубоководной зоны водохранилищ наиболее распространенными являются роговая обманка, эпидот, кварц и полевые шпаты.

Литература

1. *Карнаухова Г.А.* Минералогические особенности седиментогенеза в ангарских водохранилищах // Докл. РАН. 2007. Т. 417. № 6. С. 828–829.
2. *Серова В.В., Лисицын А.П., Мурдмаа И.О.* Кварц и полевые шпаты в осадках Тихого и Индийского океанов // Литология и полезн. ископаемые. 1975. № 6. С. 36–49

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД И ФОРМИРОВАНИЕ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ

Е.Е. Карнюшина

Московский государственный университет,
г. Москва, e-mail – evgem@geol.msu.ru

Биогенные и хемобиогенные кремнистые породы-силициты морского генезиса являются составной частью нефтегазоносных формаций широкого возрастного диапазона.

Физико-литологические свойства кайнозойских силицитов диатомового ряда в нефтегазоносных бассейнах Западной Камчатки и Сахалина зависят от модификаций породообразующего кремнезема [2, 4]. Переход нестабильных форм кремнезема в кварц в значительной мере регулируется температурой в зоне катагенеза, которая изучена в пределах градаций $ПК_{1-2}$-$МК_{2-3}$ прото- и мезокатагенеза. Опал-А распространен в подзоне протокатагенеза до термоуровня не более 50°С (максимальная глубина до 600 м), опал-СТ преобладает на градациях $ПК_2$-$МК_1$ до температур не более 90°С (максимальная глубина до 2300 м). С более высокотемпературным интервалом подзоны мезокатагенеза связаны кварцевые (халцедоновые) модификации кремнезема. В кремнистых породах этих интервалов количество свободного кремнезема возрастает от 45 до 65 %, и их открытая пористость уменьшается от 40 до 10 %. Коллектор изменяется от порового до порово-трещинного типа соответственно.

Опоки баженовской свиты на Красноленинском своде Западно-Сибирского бассейна залегают на глубине 2200–2500 м. Они имеют кварц-халцедоновую основную массу, обладают биоморфными (радиоляриевыми, спонгиевыми), реликтово-биоморфными и глобулярными структурами. Содержание свободного кремнезема достигает 70 %, и коллекторы принадлежат порово-трещинному и трещинному типам с открытой пористостью 7–1 % [3].

Силурийские силициты – фтаниты Южного Урала имеют халцедон-кварцевую глобулярно-кристалломорфную основную массу. Биогенные компоненты представлены радиоляриями и спикулами губок. Кроме того, во фтанитах присутствуют граптолиты и акритархи. Свободный кремнезем составляет 85–92 %, коллекторы принадлежат трещинному типу с открытой пористостью не выше 5 % [1, 5].

Своеобразие кремнистых коллекторов заключается в резкой потере порового емкостного пространства уже в подзоне протокатагенеза при появлении кварцевых форм кремнезема и в возникновении их вторичных порово-трещинных типов на небольших глубинах в зоне сравнительно невысоких катагенетических преобразований.

Литература

1. *Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Карнюшина Е.Е.* Органическое вещество силурийских силицитов Южного Урала // Седикахиты на разных этапах литогенеза. М.: Наука, 1982. С. 93–95.
2. *Данченко Р.В.* Литология и коллекторские свойства кремнистых нефтеносных отложений неогена Сахалина. Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ,1983. 22 с.
3. *Карнюшина Е.Е.* Кремнистые породы нефтеносной баженовской свиты Красноленинского свода (Западная Сибирь) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2003. № 6. С. 19–27.
4. *Карнюшина Е.Е.* Осадочные формации в зоне катагенеза нефтегазоносных бассейнов. М.: АО «Институт Гидропроект», 2000. 96 с.
5. *Карнюшина Е.Е.* Силурийские силициты Южного Урала как тип кремнистых пород-коллекторов // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2001. № 6. С. 17–21.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ ВЕНДА И ПРОГНОЗ КОЛЛЕКТОРОВ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Е.Е. Карнюшина, Н.И. Коробова

Московский государственный университет, г. Москва, e-mail – evgem@geol.msu.ru

Актуальным методом для прогноза коллекторов в нефтеносных вилючанском и непском горизонтах венда в южной части Восточной Сибири является фациальный анализ, выполненный для сети опорных разрезов, составленных по материалам изучения керна скважин.

Среди изученных толщ присутствуют терригенные континентальные фации, формировавшиеся на территории, обрамленной зонами ледниковой седиментации. По направлению к центральным частям бассейна грубообломочные склоновые накопления и отложения веерных конусов выноса замещаются песчано-гравийными и алевро-песчаными аллювиально-пролювиальными и пролювиально-аллювиальными накоплниями. Глинисто-алевро-песчаные разрезы с переменным содержанием компонентов характерны для аллювиально-озерной седиментации, песчано-глинистые и терригенно-карбонатные отложения связаны с крупными озерными водоемами.

Грубообломочная толща выделена в основании непского горизонта, вскрытого на Талаканской площади Непско-Ботуобинской антеклизы. Это пестроцветные конгло-брекчии веерного конуса выноса толщиной 320 м, перкрытые озерными алевро-песчано-глинистыми накоплениями.

Песчано-гравийный тип разреза наблюдается в окаймлении бассейна седиментации и по периферии внутрибассейновых поднятий. На склонах Байкитской антеклизы толщина этих отложений варьирует от первых метров до 270 м. В основании разреза залегают пестроцветные делювиальные глинистые отложения. Выше наблюдается циклично построенная толща косослоистых гравелитов и песчаников с подчиненными алевролитами и конгломератами.

На юго-восточном склоне Непско-Ботуобинской антеклизы песчано-гравийные отложения непского горизонта толщиной 7 м залегают на гранито-гнейсах фундамента. Базальный пласт толщиной 0.25 м состоит из обломков кварца с размером 0.5–4 см, погруженных в коричнево-бурый заполнитель. Выше залегают светло-серые и белые кварцевые гравелиты с косыми линзами песчаников разнозернистых (1.0 м). В остальной части разреза наблюдается чередование через 0.5–0.8 м песчаников, алевролитов и аргиллитов. По направлению на юг толщина песчано-гравийных отложений непского горизонта значительно возрастает и достигает на Верхневилючанской площади 208 м.

Алевро-песчаный тип разреза описан на Камовском своде. Здесь в интервале 2653–2724 м скважины Оморинская 8 отложения представлены пятью двучленными циклитами толщиной по 10–15 м.

Нижние элементы циклитов (ЭЦ) толщиной от 1 до 5 м сложены красно-коричневыми разнозернистыми песчаниками, которые в основании разреза содержат прослои маломощных гравелитов. Породы обладают косослоистыми параллельными и линзовидными текстурами.

Верхние ЭЦ характеризуются снизу вверх изменением толщин и состава. Толщины возрастают от 0.5–1 м в основании разреза до 5 м в его средней части и до 12 м в его кровле. Соответственно состав в этом направлении меняется от преобладающего алевролитово-песчаного до глинисто-алевролитового и алевролитово-глинистого. Для последнего типа отложений характерно появление зеленых окрасок на фоне преобладания красно-коричневых оттенков. Текстуры горизонтальные – параллельные и волнистые, а также пятнистые.

Алевро-песчаный тип разреза встречен также во многих скважинах Непско-Ботуобинской антеклизы. Например, в скважине Дулисьминская 8 в интервале 2464–2494 м снизу вверх наблюдаются: 1) песчаники пестроцветные, разнозернистые гравелистые, перекрытые чередованием алевролитов и аргиллитов, 5 м; 2) цикличное чередование серых песчаников мелкозернистых, алевролитово-глинистых ритмитов и аргиллитов, 17.4 м; 3) аргиллиты темно-серые до черных, с единичными прослоями песчаников и ангидритов белых и серых, 7.6 м.

Охарактеризованная последовательность смены пород связана с изменением во времени пролювиальных обстановок седиментации аллювиальными и озерными.

Глинисто-алевро-песчаный тип разреза с переменным содержанием породообразующих компонентов вскрыт большим числом скважин в центральной части седиментационного бассейна. Так, в скважине Оскобинская 1, приуроченной к погруженному юго-восточному склону Байкитской антеклизы, отложения имеют толщину 56 м и состоят из двух пачек. I пачка (20 м) в нижней части сложена песчаниками и алевролитами сероцветными косослоистыми (14.5 м), которые выделяются как продуктивные пласты ВН-V и ВН-VI. Верхняя часть пачки (5.5 м) имеет алевро-глинистый состав. Смешанные алевро-глинистые и песчано-алевро-глинистые породы имеют зеленовато-серый цвет и пятнисто-линзовидную и косо-линзовидную текстуру. II пачка (30 м) содержит в нижней части песчаники и алевролиты (~~ 2 м), образующие пласты ВН-II и ВН-I. Верхняя часть пачки, видимой толщиной 4.8 м, состоит из алевролитов и аргиллитов с прослоями песчаников.

В пределах Катангской седловины отложения, описанные в скважине Ванаварская 1, имеют четко выраженное цикличное строение. Циклиты группируются в две пачки. I пачка (49 м) содержит пестроцветные брекчии, конгломераты и гравелиты, а также серые песчаники. Эти породы слагают основание циклитов. Наиболее мощные средние ЭЦ представлены косослоистым чередованием алевролитов и песчаников. Глинистые породы верхних ЭЦ маломощны, имеют зеленовато-серые и буровато-коричневые окраски, преимущественно гори-

зонтальную параллельную текстуру. II пачка (65 м) отличается отсутствием грубообломочных пород и возрастанием роли песчаников в средних частях циклитов. Особенностью также является преобладание в породах косой слоистости, нередко нарушенной в седиментогенезе и позже осложненной трещинами, зеркалами скольжения, брекчированием.

Глинисто-песчаный тип разреза распространен в южной части Курейской синеклизы, в Присаяно-Енисейской синеклизе, на юге Ангаро-Ленской ступени и на западных склонах Непско-Ботуобинской антеклизы. В пределах последней из указанных структур скважиной Алтыбская 244 были вскрыты терригенные отложения (23 м) с косослоистыми аллювиальными песчаниками в основании. Над ними залегают озерные пестроцветные аргиллиты с редкими прослоями алевролитов и включениями ангидритов. Отложения в кровле эродированы.

Карбонатно-терригенный тип разреза озерного генезиса приурочен к Предпатомскому прогибу и описан в разрезе скважины Верхневилючанская 602, где составляет 158 м. Это преимущественно доломиты серые, темно-серые и черные, неравномерно ангидритизированные. На различных уровнях доломиты горизонтально и линзовидно расслоены маломощными аргиллитами темно-зелеными и черными. В верхней части разреза появляются опесчаненые доломиты, неравномерно нефтенасыщенные. Выше описанной терригенно-карбонатной толщи озерного генезиса залегают алевро-песчано-глинистые аллювиально-озерные терригенные отложения (90 м).

Таким образом, терригенные породы-коллекторы в вилючанском и непском горизонтах венда распространены преимущественно в зонах развития пролювиально-аллювиальных и аллювиальных фаций. Ловушки нефти приурочены к участкам замещения, выклинивания и срезания проницаемых терригенных толщ.

ИСТОЧНИКИ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ В ДЕВОНЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Е.В. Карпова

Московский государственный университет, г. Москва, e-mail – karpoff_2002@mail.ru

Установление источников сноса терригенного материала и их эволюции во времени является одной из главных задач литологического исследования.

Выяснение закономерностей терригенного осадконакопления в девонский период, образования которого в пределах Воронежской антеклизы (ВА) залегают на породах докембрия и продуктах их выветривания, и связаны с их размывом, особо интересно, т.к. представляется возможность исследования первичных минеральных ассоциаций,

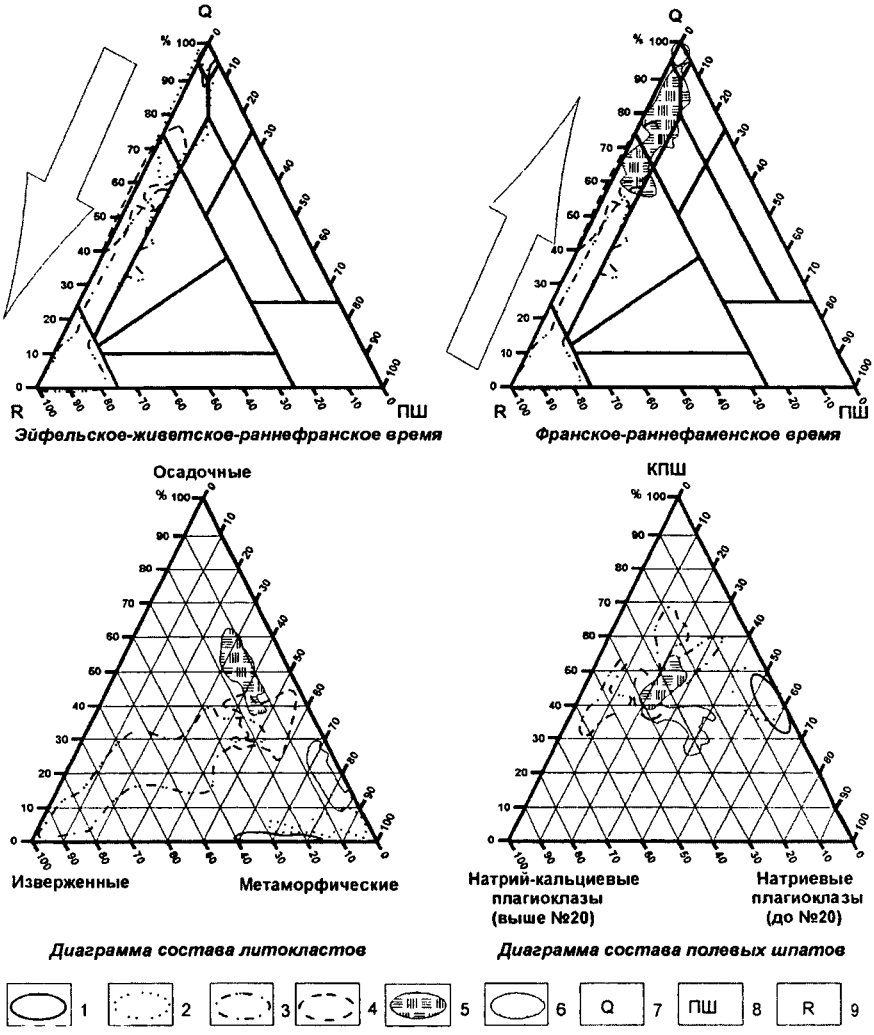
что является своего рода ключом к познанию природы ассоциаций в более молодых образованиях, формирование которых происходило не только за счет коренных пород, но и вследствие размыва более древних осадочных толщ.

В *эйфеле* терригенная седиментация на территории ВА проявлена в *марсовское* и *черноярское* время; на протяжении всего *живетского* времени роль терригенного осадконакопления преобладала; начиная со *среднефранского* времени (*саргаевское*), объем терригенного материала резко снижается, к *фаменскому* времени и на протяжении всего *фильена* становится минимальным. Начиная со среднефранского времени, терригенный материал в виде отдельных прослоев или примеси в карбонатных отложениях фиксируется лишь по периферийным частям осадочного бассейна.

Терригенные компоненты изучались главным образом в прозрачных шлифах, в случае рыхлых песков и алевритов – под бинокуляром. Для определения точного минералогического состава подсчитывались терригенные зерна в количестве не менее 300 подряд. Результаты подсчетов наносились на классификационный треугольник В.Д. Шутова (1975) и анализировались с генетических позиций.

В эйфельское время породообразующим минералом обломочных пород был кварц. Содержание последнего в песчаниках и алевролитах – более 90 %, содержание полевых шпатов – 5–7 %, содержание обломков пород и фемических минералов – до 2–3 %. Редкие литокласты представлены выветрелыми гранитоидами (кварц-каолинитовыми породами) и метаморфитами. Полевые шпаты – преимущественно каолинизированные КПШ. Такой мономинеральный кварцевый состав обусловлен прежде всего размывом кор выветривания, сформированными по кислым породам кристаллического фундамента.

В живетское время основным породообразующим минералом продолжает оставаться кварц. Его содержание в обломочных породах снижается до 65–85 %, соответственно увеличивается содержание литокластов и полевых шпатов. Первые составляют 5–25 %, последние – не более 10 %. Такие породы генетически являются апосапрогенным литокласто-кварцевым парагенезом, формирование которого связано с разрушением выветрелых пород в сочетании с неизмененными или слабоизмененными породами их основания. Результаты более детального изучения состава терригенной ассоциации парагенеза показывают, что, наряду с обломками метаморфитов (кварцитов и кварц-слюдяных сланцев), присутствуют литокласты изверженных пород, а также единичные хорошо окатанные обломки, вероятно, ордовикских осадочных пород. Среди полевых шпатов преобладают натриевые плагиоклазы, чуть меньше – калиевые полевые шпаты, в подчиненном количестве – натрий-кальциевые плагиоклазы. Тяжелые акцессории представлены комплексом устойчивых минералов, характерных для гранитоидных пород, – цирконом и турмалином, а также рудными минералами.



Результаты петрографического изучения девонских кластолитов территории Воронежской антеклизы.

1–6 минералогические подсчеты для отложений: 1 – эйфельского (морсовское + черноярское) времени; 2 – живетского; 3 – раннефранского (ястребовского); 4 – раннефранского (чаплыгинского); 5 – среднефранско-раннефаменского времени; 6 – мамонская толща; 7 – кварц; 8 – полевые шпаты; 9 – литокласты + фемические минералы. Стрелкой показано направление эволюции обломочного материала.

В раннефранское время формируются минеральные парагенезы, отвечающие составу кварцевых граувакк. Содержание кварца варьирует в пределах 25–75 %, литокластов и фемических минералов – 25–75 %, полевых шпатов – не более 10 %. Важным породообразующим

компонентом граувакк этой группы (до 50 %) является фемический минерал биотит. Его присутствие в виде постоянного компонента служит одним из характерных признаков обломочного вещества кислых пород интрузивного цикла. Это гранодиоритовые, собственно гранитные интрузивные образования и, в основном, их метаморфические аналоги из группы гнейсов и метапелитовые породы. Наряду с Na-плагиоклазами и КПШ, присутствуют апатит, эпидот, рудные минералы. Генетически эти парагенезы представляют собой петро-апосапрогенный комплекс, накопление которого связано с переотложением выветрелых и слабоизмененных пород основания, а также примесью компонентов вулканитов. С этого времени в составах литокластов значительную роль начинают играть обломки осадочных пород из нижележащих горизонтов.

На крайнем юго-востоке изучаемой территории в ястребовское время формируются собственно граувакки вулкано-терригенного комплекса. Этот комплекс сформирован переотложенными продуктами вулканических извержений, проявлявшихся синхронно на близлежащей территории. Литокласты являются главным образом обломками основной массы базальтов с апоинтерсертальной структурой, с вариолитовой структурой, полностью хлоритизированными обломками основной массы. Наряду с вулканитовыми кластами, присутствуют и собственно терригенные компоненты – обломки гранитоидных, осадочных (глин и аргиллитов) пород, сланцев, а из минеральных зерен – кварц, полевые шпаты и др. Для этой группы характерно присутствие натрий-кальциевых плагиоклазов, натриевых плагиоклазов и калиевых полевых шпатов, а также обогащение рудными минералами (ильменитом).

Проведенный анализ показал (рисунок), что эволюция терригенного материала в *эйфель-живет-раннефранское* время обратна нормально-осадочному процессу вызревания минерального вещества. Она обусловлена первоначальным размывом высокозрелых продуктов кор выветривания и влиянием вулканического источника.

Иная ситуация наблюдается в *среднефранско-раннефаменское* время. Наблюдается последовательное уменьшение в составах отложений нестойких компонентов, соответствующее увеличение кварца, приобретение породами последовательно мезо-, олигомиктового и мономинерального составов. Здесь имеет место нормальный процесс вызревания обломочного материала; литокласты представлены преимущественно осадочными и, в меньшей степени, метаморфическими и изверженными породами.

Таким образом, эволюция кластогенного кварц-силикатного вещества: минералогически зрелое (эйфель) → олиго- и мезомиктовое (живет) → полимиктовое (ранний фран) → мезо- и олигомиктовое (средний, поздний фран) → зрелое (поздний фран, фамен) – отражает особенности мобилизации вещества, закономерную смену источников сноса и многократность переотложения (коры выветривания → породы фундамента → вулканический источник → перемываемые осадки девона).

ДОЛОМИТИЗАЦИЯ КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ ДОКЕМБРИЙСКОЙ УЛУНТУЙСКОЙ СВИТЫ (БАЙКАЛЬСКАЯ СЕРИЯ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ): U-Pb И Rb-Sr СИСТЕМАТИКА

О.К. Каурова, А.Б. Кузнецов, Г.В. Овчинникова, И.М. Горохов

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail – kauolga@mail.ru

Доломиты широко распространены в геологической летописи, однако их формирование до сих пор остается одной из сложнейших проблем в осадочной геологии. Образование этого минерала обычно объясняют перекристаллизацией либо кальцитовых осадков при взаимодействии с метеорно-морскими водами, либо литифицированных известняков при участии подземных растворов и флюидов. В соответствии с упомянутыми моделями выделяют ранне- и позднедиагенетические генерации доломита. Совместное изучение Rb-Sr и U-Pb систематики способно помочь при выявлении карбонатных генераций и построении моделей доломитизации древних карбонатных осадков. Объектом работы стали докембрийские карбонатные породы средней части байкальской серии – улунтуйской свиты, содержащей в разной пропорции известняки и доломиты.

Отложения байкальской серии вскрыты на юге Сибирской платформы. Они несогласно залегают на нижнепротерозойских гранитах (1.86 млрд лет) и перекрыты вендскими конгломератами ушаковской свиты. В сложении карбонатной части улунтуйской свиты преобладают слоистые и строматолитовые разности с линзами оолитов. Карбонатные осадки накапливались в условиях морского мелководья в приливно-отливных зонах. Породы сохраняют осадочные текстуры и имеют преимущественно тонкокристаллическую структуру. Они содержат небольшую примесь (обычно < 5 %) обломочного кварца и рассеянного органического вещества. Карбонаты сложены изоморфной смесью кальцита и доломита, а доля $MgCO_3$ в них варьирует от 0.3 до 47.2 мол. %. Наиболее высокие содержания Sr обнаружены в чистых известняках (1150–3260 мкг/г), пониженные – в доломитистых разностях (140–2590 мкг/г) и самые низкие – в доломитах (130–350 мкг/г). Содержания Mn и Fe в изученных известняках и доломитах не превышают соответственно 80 и 800 мкг/г. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатах повышается в ряду известняк – доломит: от 0.70842–0.70874 до 0.70924–0.70967. Значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в известняках в среднем на 1 ‰ ниже, чем в доломитах.

Геохимические характеристики улунтуйских известняков предполагают, что исходные карбонатные осадки были сложены арагонитом и высокомагнезиальным кальцитом. Улунтуйские доломиты отличаются от многих докембрийских доломитов высоким содержанием Ca и Sr и низким – Mn и Fe. По изотопно-геохимическим характеристикам они близки к современным нестехиометрическим «протодоломи-

там», формирующимся в близповерхностных условиях. Вероятно, улунтуйские известняки были сформированы в ходе раннедиагенетической кальцитизации карбонатного осадка, а образование доломитов происходило после этого путем замещения кальцитов при участии метеорного флюида с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ выше 0.710. Низкие отношения Mn/Sr (< 0.2) и Fe/Sr (< 5) в известняках и доломитах указывают на отсутствие эпигенетических нарушений их Rb-Sr и C-O систем.

U-Pb систематика изучена в образцах, представляющих наименее измененный известковый материал (< 6 мол. %. $MgCO_3$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ = = 0.70842–0.70872) и продукты доломитизации (около 36-42 мол. % $MgCO_3$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.70924–0.70967). Содержания Pb в карбонатном материале известняков и доломитов близки друг к другу (соответственно 0.7–2.1 и 0.6–2.8 мкг/г). Аналогичная картина наблюдается и для U (соответственно 0.9–2.5 и 0.96–4.4 мкг/г). Терригенная составляющая этих пород содержит больше Pb (4.6–35 мкг/г) и U (4.7–27.5 мкг/г). Отношение $^{206}Pb/^{204}Pb$ в известняках варьирует в пределах 23.651–54.318, в доломитах эти вариации значительно меньше – 42.460–48.639. В терригенном материале отношение $^{206}Pb/^{204}Pb$ невысокое – 21.160–30.717.

Выделение первичного в терминах U-Pb систематики карбонатного материала из наименее измененных образцов осуществлялось с помощью ступенчатого растворения в 0.5 N HBr. Этот первичный материал в улунтуйских известняках и доломитах представлен средними фракциями L-3, L-4 и L-5. Фракции L-1 и L-2 содержат примесь Pb поверхностных загрязнений и эпигенетических карбонатных фаз, а фракции L-6 и L-7 загрязнены Pb, выщелоченным из силикатной составляющей. Изохрона в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{207}Pb/^{204}Pb$, построенная по фигуративным точкам фракций L-3, L-4 и L-5 известняков, соответствует возрасту 550 ± 25 млн лет (СКВО = 0.9). Отсутствие корреляции в координатах $^{208}Pb/^{204}Pb$–$^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$–$1/^{204}Pb$ позволяет считать полученное значение отвечающим реальному времени раннего диагенеза известняков улунтуйской свиты.

Фигуративные точки обогащенных карбонатных фракций на графике в координатах $^{207}Pb/^{204}Pb$–$^{206}Pb/^{204}Pb$ образуют изохрону, отвечающую возрасту 600 ± 100 млн лет. Значительная неопределенность вычисленного возраста, вероятно, обусловлена малыми вариациями изотопных отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$. Поэтому для вычисления возраста доломитов применим U-Pb метод, который в ряде случаев для вендских пород является более предпочтительным. При расчетах используются изотопные характеристики валовых карбонатных составляющих образцов, поскольку ступенчатое растворение может приводить к открытию U-Pb систем, что не влияет на вычисление Pb-Pb возраста, но недопустимо при вычислении U-Pb возраста.

Валовые карбонатные составляющие изученных доломитов имеют невысокие значения отношения $^{238}U/^{204}Pb$ (119–187) и малый диапазон вариаций отношения $^{207}Pb/^{204}Pb$. В этом случае оптимальным способом вычисления возраста является метод «Общей Pb/U изохро-

ны» [1], где фигуративные точки когенетичных образцов с ненарушенными U-Pb системами определяют тренд в трехмерных координатах Тера-Вассербурга [2]. В плоскости $^{238}U/^{206}Pb$–$^{207}Pb/^{206}Pb$ тренд пересекает конкордию в точке, отвечающей U-Pb возрасту, а в плоскости $^{207}Pb/^{206}Pb$–$^{204}Pb/^{206}Pb$ – кривую накопления Pb Стейси и Крамерса. Преимущество метода заключается в том, что при вычислениях используются все измеренные отношения U/Pb и Pb/Pb, а это обеспечивает высокую точность рассчитываемого возраста и определение изотопного состава первичного Pb. Вычисленный таким образом возраст доломитов равен 557 ± 14 млн лет (СКВО = 6.2), а первичные отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$ в этих доломитах составляют соответственно 31.840 ± ± 1.19 % и 16.416 ± 0.27 %. Внесение поправок на изотопный состав первичного свинца доломитов позволяет также использовать построение в координатах $^{207}Pb^*/^{235}U$–$^{206}Pb^*/^{238}U$, где фигуративные точки попадают на конкордию в точке, отвечающей возрасту 560 ± 9 (СКВО = 0.3). Аномально высокие значения первичных отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$ для доломитов могут быть связаны с тем, что доломитизирующий флюид содержал радиогенный Pb, выщелоченный из размываемых пород древнего гранитного фундамента. В пользу такого предположения свидетельствует близость изотопного состава Pb в карбонатной и силикатной составляющих доломитов 550 млн лет назад.

Время образования улунтуйских доломитов в пределах погрешности определения совпадает со временем формирования известняков. Однако различие изотопного состава Sr и Pb кальцитовых и доломитовых генераций показывает, что раннедиагенетическая кальцитизация исходного осадка и последовавшая после этого доломитизация происходили при участии разных флюидов.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 8 ОНЗ РАН и проектов РФФИ 07-05-01107 и 08-05-00641.

Литература

1. *Ludwig K.R.* Isoplot/Ex. Version 1.00. A geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. № 1. 1998. 43 p.
2. *Tera F., Wasserburg G.J.* U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks // Earth Planet. Sci. Lett. 1972. V. 14. № 3. P. 281–304.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА НА АКАДЕМИЧЕСКОМ ХРЕБТЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ

С.А. Кашик

Институт земной коры СО РАН,
г. Иркутск, e-mail – kashik@crust.irk.ru

Донные отложения озера Байкал представляют уникальный объект для изучения современного и древнего осадконакопления, поскольку

содержит многомиллионную непрерывную палеозапись геологических и палеоклиматических событий. Попытка расшифровки осадочной летописи началась в 1990 г. усилиями международного научного сообщества в рамках проекта «Байкал-бурение».

В 1996 и 1998 гг. в осевой части Академического хребта, который представляет собою подводный блок диагональной перемычки, разделяющей Северную и Центральную части Байкальской впадины, были пробурены три скважины – BDP-96-1, 2 (200 м) и BDP-98 (600 м). Выбор района бурения был обусловлен, во-первых, тем, что из-за низких скоростей осадконакопления (4–5 см в 1000 лет) здесь предполагалось получить наиболее продолжительную геологическую запись, и во-вторых, возможностью сопоставить разрез донных отложений с «сухопутной» частью Академического хребта, образованной приподнятым блоком острова Ольхон и архипелагом Ушканий.

Мощность отложений на подводной части хребта составляет от 1 до 1.5 км, таким образом, бурением вскрыта почти половина разреза, что позволяло надеяться получить и расставить основные вехи истории развития Академического хребта.

Осадочный чехол Академического хребта представлен двумя сейсмостратиграфическими комплексами – *«A»* и *«B»* (Moor et. al., 1997). Нижняя толща *«B»* залегает на кристаллическом фундаменте и отражает, возможно, ранний, Баргузинский этап наполнения Центрального бассейна Байкала, достигая наибольшей мощности (более 1000 м) в его юго-восточной части. Верхняя *«A»* (Ангарская мощностью около 200–230 м) несогласно перекрывает толщу *«B»* и тяготеет больше к северо-западному борту впадины (Moor et al., 1997).

По данным палинологических исследований, выполненных И.А. Мишариной для нижней Баргузинской части разреза по скв. BDP-98 (от 260 до 600 м), можно предположить, что в период накопления осадков существовал комплекс с преобладанием лесных фитоценозов хвойных и листопадных пород умеренных широт с незначительным участием широколиственных теплолюбивых и субтропических экзотических растений. Это позволяет предположить, что в этот период происходил переход от теплого климата к умеренно-холодному. Выделенный комплекс имеет много общего с комплексами средне-верхнего миоцена Баргузинской, Селенгинской и Тункинской впадин, юго-восточного побережья оз. Байкал (нижняя часть танхойской серии), о-ва Ольхон (тагайская подсвита халагайской свиты) и баяндаевской свиты Ангаро-Ленского междуречья. Следовательно, возрастной интервал Баргузинского комплекса осадков может находиться в пределах 5.4–12 млн лет.

Надо сказать, что Т. Сапота (Sapota, 2004), основываясь на определенных содержаний изотопа ^{10}Be в породах скважины BDP-98, полагает, что возраст вскрытой части Баргузинского комплекса (200–600 м) составляет 4.8–8 млн лет. Таким образом, верхнюю толщу «*A*» можно с большой долей уверенности датировать как плиоцен-голоценовую.

В целом результаты гранулометрического анализа показали, что разрез Академического хребта представлен однообразной толщей алеврито-глинистых илов, в которую иногда вклиниваются маломощные прослои средне-, мелко- и разнозернистых песков (горизонты 186, 193, 477 и 490 м). Возможно, что эти прослои соответствуют акустическим границам, выделенным Т. Муром с соавторами (Moor et al., 1997). При более детальном анализе распределения песчано-алевритовой фракции в разрезе скважины улавливается тенденция увеличения ее количества к низам вскрытой толщи. Это, вероятно, указывает на существование мелководного режима в момент седиментации нижних горизонтов Баргузинской тощи.

Появление песчаных прослоев в низах толщи «*А*», скорее всего, связано с позднеорогенной стадией развития Байкальской рифтовой зоны, с активизацией вертикальных тектонических движений и смещением основных областей и каналов сноса с юго-запада (дельта Палеобаргузина) к северо-востоку, в район современной Верхней Ангары. Именно на границе миоцена и плиоцена произошла смена «медленного рифтинга», когда доминировали водоемы малых и средних глубин, на «быстрый», что привело к образованию глубоководного озера, близкого по облику и контуру к современному Байкалу.

Необходимо также отметить, что вместе с изменением структурного облика осадков на рубеже миоцена и плиоцена меняется и скорость их накопления. По данным основных узлов палеомагнитных определений возраста, начиная с хрона Брюнес-Матуяма (Kravchisky et al., 2003), хорошо видно, что медленный темп седиментации в миоцене (средняя скорость 3.77 см/1000 лет) резко меняется на более быстрый в плиоцене (до 5.4 см/1000 лет). Об этом красноречиво свидетельствует и анализ мощностей верхней и нижней толщ осадков, накопившихся за это время. Рубеж резкого увеличения скоростей происходите в диапазоне глубин 240–260 м, которому соответствует возраст 6.9–7 млн лет, а низы вскрытой толщи датируются временем 11 млн лет.

Несмотря на довольно однородный минеральный состав неоген-четвертичных осадков, по ряду признаков вскрытую скважиной толщу озерных отложений можно разделить на две части, граница между которыми проходит на глубине около 200 м. Прежде всего здесь происходит заметное уменьшение содержания кварца и полевых шпатов, увеличивается процент слюд и, кроме того, ниже этой отметки почти полностью исчезают обломки пород. Примерно на этом же рубеже достигает максимума величина химического индекса выветривания: $CIA = Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ (Nesbit, Young, 1984), что свидетельствует о более теплых климатических условиях в период формирования нижней Баргузинской части осадочной толщи.

Кластерный анализ минеральных компонентов тяжелой фракции показал, что в верхней Ангарской части разреза наиболее четко вы-

деляется только одна ассоциация (перечисляется по мере увеличения величины расхождения): барит, анатаз, дистен, брукит, куприт, гематит, шпинель, сидерит, ставролит, биотит, хлорит, силлиманит и турмалин.

В нижней Баргузинской толще фиксируется состав минеральной группы: ставролит, хлоритоид, барит, сурик, флюорит, анатаз, шпинель, сидерит, хлорит, турмалин, силлиманит, гиперстен, рутил, биотит и тремолит.

Таким образом, заметное различие минеральных ассоциаций в верхней и нижней частях разреза неоген-четвертичных отложений подтверждает изменение источников питания и областей сноса на разных этапах седиментации.

Исследование глинистых минералов в донных отложениях оз. Байкал является необходимой частью комплексного изучения их вещественного состава. Содержание глинистой компоненты (< 0.001 мм), по данным гранулометрического анализа образцов, отобранных по разрезу (BDP-96-1, 2 и BDP-98), колеблется в значительных пределах от 16 до 47 % и редко достигает 52 %. Это свидетельствует о крайне ограниченном распространении собственно глин в разновозрастных отложениях, вскрытых скважинами, и доминирующей роли алевритов, глинистых алевритов, диатомовых илов и диатомитов. В диатомовых илах и собственно диатомитах роль глинистых минералов крайне незначительна, а в диатомитах они обнаружены в виде незначительной примеси.

Исследованиями вещественного состава отложений, впервые вскрытых на подводном Академическом хребте озера Байкал, подтверждено сейсмостратиграфическое их разделение на две толщи – верхнюю Ангарскую и нижнюю Баргузинскую, которые различаются по целому ряду параметров: структурным особенностям осадков, зрелости минерального вещества, минеральному составу тяжелой фракции, различной скорости накопления осадков и составу глинистых минералов. По биостратиграфическим и магнитостратиграфическим определениям обе толщи охватывают период от среднего миоцена до голоцена и коррелятны разновозрастным формациям материковой части Приольхонья, Ольхонского блока и Предбайкальского краевого прогиба.

Дифференциация осадочной толщи на две части отражает изменение условий осадконакопления, которые определялись различными тектоническими и климатическими причинами. Формирование средне-средне-верхнемиоценовой части разреза происходило в более теплых климатических условиях, терригенный материал поступал в основном с юго-востока, переносясь предположительно Палеобаргузином.

Верхняя плиоцен-голоценовая толща формировалась под влиянием преимущественного сноса материала с северо-востока древней Верхней Ангарой в обстановке перехода от умеренного к умеренно-холодному климату.

ГИДРОГЕННЫЕ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОЗЕРЕ БАЙКАЛ

С.А. Кашик

Институт земной коры СО РАН,
г. Иркутск, e-mail – kashik@crust.irk.ru

Изучение химического баланса и перераспределения вещества в оз. Байкал с учетом всех возможных потоков, стоков и резервуаров представляет значительный интерес не только с теоретической, но и с общегеохимической точек зрения, так как дает возможность лучше понять и представить механизм формирования состава байкальской воды и процессов, происходящих в донных осадках. Знание всех особенностей естественного круговорота элементов в озере чрезвычайно важно также и для изучения мониторинговых проблем, которые становятся в последнее время очень актуальными в связи с усиливающимися антропогенными влияниями и, как следствие, возможным необратимым постепенным изменением состава вод озера.

Первая задача, которую мы перед собой ставили, – это попытка построения расширенной сбалансированной модели байкальской воды, учитывающей такие взаимодействия, как образование ионных пар, комплексов и выпадение части элементов в осадок. В основу модели был положен средний химический состав водной массы оз. Байкал, выраженный через суммарные концентрации элементов в моль/л. Чтобы приблизить теоретические модели к реальным условиям, учитывались все компоненты, потенциально присутствующие в озерной воде и донных отложениях. Модель включала 149 зависимых компонентов, из них 87 в водной фазе, 11 газов и 51 минеральную фазу. Как показали построенные модели, байкальская вода пересыщена в отношении Mn и Fe, которые выпадают в осадок в виде оксидов и гидрооксидов. Кроме того, часть щелочных и щелочноземельных элементов, кремний и практически весь алюминий извлекаются в виде глинистых минералов – смектитов. Еще одной фазой является апатит (97 % осажденного Ca). Причем гетит выпадает в более прогретой воде (> 10°C), апатит, наоборот, в холодной (< 5°C).

Выполненные расчеты по построению физико-химической модели байкальской воды показали, что количество химически осажденного материала примерно на порядок превышает массу ежегодно остающегося в озере растворенного вещества. Поэтому возникло предположение о возможном существовании дополнительных источников поступления растворенного материала в Байкал, и в частности в результате процессов химического взаимодействия части вносимой речной взвеси с озерной водой. В открытых водах Байкала от поверхности до глубин 1300–1500 м происходит постепенное уменьшение в воде содержания взвеси в два раза, в среднем от 1 до 0.5–0.6 мг/л. Несомненно, что часть этого тонкозернистого материала растворяется в водах озера. Этому способствует большая удельная поверхность частиц

и очень длительное время осаждения, измеряемое годами. Например, при среднем диаметре 0.5 мкм, а именно такой размер имеет подавляющее число частиц в суспензии, скорость оседания в спокойной воде по закону Стокса составляет 3.4×10^{-7} м/с. Таким образом, чтобы материал такого размера достиг дна на глубине 1000 м потребуется около 100 лет. При содержании взвеси 1 мг/л и среднем диаметре 0.5 мкм, реакционная поверхность взвешенного материала, содержащегося в 1 литре воды, составляет площадь 1200 см². Поэтому наиболее корректный химический баланс в Байкале можно получить только с учетом взаимодействия взвесь-вода озера и ежегодного количества растворенного вещества, остающегося после стока через р. Ангару. Основная модель имитировала процессы, протекающие в системе, открытой по отношению к приземной атмосфере, при температуре воды 16°С. Предполагалось также, что в течение года один литр байкальской воды реагирует с 0.5 мг взвеси. Модель с открытым газовым режимом наиболее близко отражает химические процессы в Байкале, так как он представляет собой озеро с полным перемешиванием воды дважды в год. Именно этим объясняется отсутствие существенных изменений концентраций главных элементов в водном столбе.

Результаты моделирования показывают, что в сложной мегасистеме «атмосфера–байкальская вода–ежегодный растворенный остаток речного привноса–взвешенный материал» устанавливается стационарное равновесное состояние. В конечном итоге весь ежегодно поступающий в озеро растворенный материал сбрасывается в виде химического осадка, в составе которого преобладают смешанослойные фазы типа гидрослюда-железистый смектит и пиролюзит. При этом дисбаланс элементов даже на порядок меньше аналитических ошибок и варьирует в пересчете на литр байкальской воды от 0.29 мкмоль/кг для калия до 2.1 мкмоль/кг для кремния, тогда как погрешность измерений концентраций этих элементов составляет соответственно 1 и 16 мкмоль/кг.

Таким образом, после ввода в систему дополнительных количеств вещества поверхностным стоком растворов и взвесей, состав байкальской воды не изменяется, поскольку в результате химических процессов, происходящих в озере, избыток вносимых элементов увлекается в донные отложения в виде минеральных фаз, то есть в Байкале происходит постоянная саморегуляция и самоочищение воды от излишков вносимого материала.

Байкал динамическая, саморегулирующаяся, квазистационарная система. Изменение гидрохимического состава байкальской воды в свою очередь не могло не отразиться на процессах аутигенного минералообразования в донных осадках, детальное изучение которых, несомненно, поможет установить такие периоды интенсивного поступления обломочного материала в озеро.

Наконец, еще одна модель взаимодействий отражает процессы, в донных осадках – диагенетические изменения. Диагенетические преобразования – один из первых этапов литогенеза, на котором первона-

чально неравновесная система вода-осадки, постепенно трансформируясь на пути к стационарному состоянию, превращаются в породу. Последовательность протекающих в диагенезе процессов до конца не выяснена. Тем не менее, благодаря многочисленным работам по диагенезу морских и пресноводных осадков, можно с достаточной степенью уверенности выделить два основных этапа эволюции сложной системы вода-осадок – окислительный и восстановительный.

Чтобы попытаться расшифровать характер и последовательность раннедиагенетических преобразований, нами была построена имитационная модель взаимодействия байкальской воды с донными отложениями, отражающая физико-химическую эволюцию минералообразования и состав грунтовых растворов в закрытой системе при 4°С.

В качестве исходного материала использовался усредненный состав верхней части донных осадков по 347 пробам с содержанием $C_{орг}$ 2.5–3 % и затем имитировался процесс его взаимодействия с водой озера.

Результаты показали, что в этом процессе можно выделить 5 стадий вторичного минералообразования: 1) окислительная, которая характеризуется образованием гетита, пиролюзита, апатита и смектитов; 2) полного поглощения кислорода и денитрификации. На этой стадии исчезают O_2 и NO_3; 3) сульфатредукции. При этом выделяющийся O_2 поглощается сразу в процессе продолжающегося окисления Сорг. Оксиды уже не образуются и минеральные фазы представлены смектитами и апатитом. Количество растворенного CO_2 снижается, а H_2S возрастает; 4) карбонатообразования. На данном этапе в осадках образуются кальцит ~5%, и сидерит ~0.5%, выделяются аммиак и метан. Исчезает апатит, продолжают формироваться смектиты; 5) диспропорционирования. В результате органическое вещество разлагается на метан и углекислый газ.

Имитационная модель диагенеза позволяет понять механизм образования железомарганцевых конкреций на байкальском дне. Концентрации марганца и железа в грунтовых растворах постоянно возрастают по мере увеличения взаимодействия вода-осадок до 4–5 порядков по сравнению с их содержаниями в байкальской воде. Такой значительный градиент вызывает интенсивный диффузионный поток восстановленных форм этих элементов к поверхности осадков и придонную воду, где под действием растворенного кислорода происходит их окисление и образование твердых фаз.

ПРОГНОЗ СТРОЕНИЯ И КАЧЕСТВА УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ

Л.Я. Кизильштейн

Южный Федеральный университет,
г. Ростов-на-Дону, e-mail – KizilshteynLJ@mail.ru

Строение и качество угольных пластов определялись палеогеографическими условиями древнего торфонакопления и термобарически-

ми параметрами углеобразования (метаморфизма). Торфонакопление и углеобразование имеют разную природу, продолжительность и разделены миллионами лет. Если исключить характеристики угольных пластов, формирующиеся в период углеобразования: метаморфизм, тектонические деформации, газоносность, то все остальные: морфология, мощность зольность, сернистость, элементы-примеси, петрография, связаны с периодом торфонакопления.

Изучение современных торфяников показывает, что строение и качество торфяных пластов зависят от геоморфологии (рельефа) области торфонакопления и положения источника минерального питания. Из этого следует, что прогноз строения и качества угольных пластов должен быть основан на реконструкции геоморфологии древнего торфяного ландшафта. Последующие детализации касаются состава пород области размыва, гидрохимии вод, питающих торфяники, состава торфообразующих растительных ассоциаций. Принцип актуализма при палеогеографических реконструкциях не ставится под сомнение.

В торфоведении по геоморфологическим признакам выделяют низинные, переходные и верховые типы торфяников, занимающие соответственно разные уровни рельефа. Они отличаются растительными комплексами, водно-минеральным режимом, мощностью и морфологией, составом органического вещества, комплексом минеральных компонентов, их концентрацией (следовательно, зольностью), сернистостью, значениями pH, содержанием элементов-примесей (ЭП) и другими характеристиками. Положение области размыва влияет на состав и содержание минеральных примесей (в том числе ЭП). В прибрежно-морских торфяниках, при сохраняющейся роли геоморфологии, влияние на качество торфа оказывают морские воды (высокие pH, содержание CaO и сернистость).

Все перечисленные характеристики торфяных пластов в процессах углеобразования более или менее значительные изменяются. Однако ***относительные*** различия между геоморфологическими типами сохраняются в строении и составе угольных пластов. При реконструкции древнего торфяного ландшафта используются следующие палеогеографические критерии.

Мощность, морфология и зольность. Зависимость этих характеристик от геоморфологии торфяного массива определяется тем, что основная масса минерального материала поступает в торфяник с поверхностными водами. В торфяники, занимающие понижения рельефа (низинные), а также окраины области торфонакопления, минеральный материал поступает в б?льших количествах (более зольный торф). В связи с варьированием режима проточности торфа образуются породные прослои (сложная морфология). Более благоприятные условия водно-минерального питания определяют более интенсивный прирост мощности торфяного пласта.

Содержание серы. Высокая сернистость торфов формируется в результате поступлении серы из внешних источников (серусодержа-

щие породы в зоне размыва, морские воды). Преимущественная форма поступления серы в торфяники – сульфаты. В среде торфа происходит бактериальное восстановление сульфатов с образованием сероводорода (H_2S). Химическое взаимодействие сероводорода с ионами двухвалентного железа (Fe^{2+}) приводит к образованию сульфидов железа (пирита, марказита) – FeS_2. Известно, что низинные торфяники всегда более сернисты, чем верховые, вследствие чего содержание серы является надежным индикатором древнего торфяного ландшафта.

Петрография угля. Определяется условиями торфонакопления: скоростью формирования торфогенного слоя, гидрологичесим режимом, составом торфообразующей растительной ассоциации. Трудно указать какие-либо конкретные зависимости петрографического состава угля от типа древнего торфяника. Однако в пределах единого торфяного массива петрографический состав торфа (угля) геоморфологических зон различен. Критерий реконструкции – изменения петрографического состава угольного пласта в низинных и верховых зонах, параллельные изменениям зольности и сернистости.

Элементы-примеси являются большей частью аллохтонными компонентами в торфяных залежах. Установлено, что концентрация ЭП в низинных торфяниках всегда значительно выше, чем в верховых. Как и в случае с серой, это объясняется поступлением ЭП из зон размыва по внутриболотным водотокам [2].

Приведенные палеогеоморфрологические критерии в виде документаций морфологии и мощности угольных пластов, а также лабораторных анализов пластовых проб в процессе геолого-разведочных и эксплуатационных работ накапливаются в массовых количествах. Показано, что в целях палеогеоморфологических реконструкций могут привлекаться также результаты определения химического состава золы, содержаний CaO в угле (оценка pH), пиритной серы (оценка Eh), документации сингенетических размывов [3].

Палеогеоморфологические реконструкции являются основой для составления прогнозных пластово-качественных карт, которые имеют очевидное практическое значение, поскольку позволяют планировать условия отработки (морфологию и мощность), технологические характеристики (зольность, содержание серы и др.) угольных пластов. В научном аспекте они представляют информацию об условиях, существовавших на «торфяной стадии» углеобразования. В Лаборатории геологии угля геофака Южного Федерального университета под руководством автора составлены более ста пластово-качественных карт для основных угольных пластов Донбасса [3]. Каждый пласт характеризуется прогнозными картами зольности, сернистости, морфологии, генетических типов углей, а так же картой, характеризующей палеогеографическую обстановку торфонакопления.

Сопоставление паклеогеоморфологических карт с литофациальными картами циклов угленакопления, составленными коллективом уче-

ных Геологического института АН СССР под руководством Ю.А. Жемчужникова [1], показало принципиальное соответствие ландшафтных планов эпох осадко- и торфонакопления. Последнее свидетельствует о сохранении режима дифференциальных тектонических движений в период формирования циклов, слагающих угленосную формацию Донецкого бассейна.

Литература

1. *Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Боголюбова Л. И и др.* Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР. Часть 1, 1959; часть 2, 1960.
2. *Кизильштейн Л.Я.* Экогеохимия элементов-примесей в углях. Ростов-на-Дону: Изд- во Северо-Кавказского НЦ ВШ, 2002. 296 с.
3. *Кизильштейн Л.Я., Щиров В.Т., Черников Б.А.* Среднекарбоновое торфо-угленакопление в Донецком бассейне. Палеогеографические и пластово-качественные карты основных угольных пластов. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета. 2003. 108 с.

РОЛЬ ОБЩЕКОРОВОЙ СКЛАДЧАТОСТИ В ОБРАЗОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

А.Ю. Кисин

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mail -- kissin@igg.uran.ru.

Накопленный фактический материал, результаты экспериментальных и теоретических разработок привели исследователей к выводам, что земная кора даже в платформенных областях обладает внутренней подвижностью и подвержена тектоническим процессам. Глубинные исследования земной коры, преимущественно геофизическими методами, привели к созданию модели реологической и тектонической расслоенности. Геологическими фактами, а иногда и инструментальными методами, в земной коре фиксируются режимы горизонтального сжатия или растяжения, горизонтальные перемещения и деформации отдельных участков коры. Одним из видов ее крупномасштабных деформаций является общекоровая складчатость. Она характеризуется многими особенностями и свойствами, позволяющими ей передавать тектонические напряжения сжатия на расстояния и фокусировать их на относительно небольшие объемы. Иначе говоря, механическая энергия сжатия перераспределяется в пространстве и трансформируется в другие виды энергии. Вероятно, нет других типов деформаций земной коры, способных поглощать энергию в таком количестве, в каком она поглощается общекоровой складчатостью. Итогом этого являются: резко метастабильная система, структурно-вещественные преобразования коры, метаморфизм, магматизм

и рудообразование. Здесь покажем только преобразования осадочных бассейнов общекоровой складчатостью и ее возможную роль в рудообразовании.

Большинство крупных платформенных осадочных бассейнов имеют глубину в несколько километров и подстилаются породами кристаллического фундамента. Жесткость пород фундамента и осадочного чехла сильно различаются, что является одной из причин наложения на осадочный бассейн отрицательного изгиба коры. Это одно из подтверждений справедливости «принципа унаследованности» Н.С. Шатского. Если ширина бассейна значительно превышает длину полуволны, то на его площади возникнут и положительные изгибы. При продольном отрицательном изгибе коры напряжения сжатия приходятся на область, расположенную выше нейтральной поверхности (НП), т.е. осадочные породы окажутся в зоне сжатия вызванного изгибом.

На обычное горизонтальное сжатие, приложенное извне, реакция слабоконсолидированных осадочных толщ в условиях низких литостатических нагрузок и высокой обводненности была бы, вероятно, крайне примитивной: смятие в зоне непосредственного влияния индентора. По крайней мере, деформации не охватили бы весь объем осадочных толщ. Другое дело изгиб: напряжения сжатия охватывают весь объем пород и совершенно не зависят от их реологических свойств. Они не нуждаются в передаче на расстояние. Это те силы, которые В.В. Белоусов называл «объемными» или «массовыми». Кроме того, напряжения дифференцированы по величине и возрастают прямо пропорционально расстоянию до НП. Следовательно, максимальные сжимающие напряжения придутся на самую верхнюю часть коры, находящуюся в условиях минимальных литостатических нагрузок. Понятно, что релаксация напряжений здесь пойдет путем брекчирования и мегабрекчирования пород. Но с ростом литостатического давления, уже на весьма небольших глубинах брекчирование сменится складкообразованием. Поскольку на НП напряжения равны нулю, то с глубиной складчатость затухает. Таким образом, она относится к бескорневой.

Релаксация напряжений сжатия идет всеми возможными способами. Значительная часть напряжений снимается формированием осевого тектонического клина (горста, поднятия). Остальная часть напряжений снимается уплотнением, перекристаллизацией и рекристаллизацией, метаморфическими реакциями и прочими явлениями. То, что в литологии относится к ката- и метагенезу, с той лишь разностью, что литологическая нагрузка здесь заменяется активной тектонической силой, что дает ряд существенных преимуществ. Изгиб локализует механическую энергию и трансформирует ее в другие виды энергии, например в тепловую, которая важна для большинства метаморфических реакций. Стрессовое давление ведет к росту всестороннего давления, что сопровождается уплотнением пород и локализа-

ной флюидной фазы. Но главное отличие заключается в том, что возникает обратный (запирающий) градиент стрессовых напряжений. Это значит, что в любом элементарном объеме стрессовое напряжение в кровле будет больше, чем в подошве. Следовательно, любое текучее вещество, будь то вода или газ, не могут мигрировать вверх, хотя их внутреннее давление может быть и весьма значительным. Вниз мигрировать они не могут по причине отсутствия свободного пространства. Запирающий градиент будет существовать при любых, даже самых медленных деформациях изгиба. Но временное ослабление или снятие сжимающих напряжений вызовет их прорыв на верхние горизонты. Существование данного градиента может иметь огромное значение для локализации и сохранности месторождений некоторых полезных ископаемых, прежде всего для месторождений нефти, газа и подземных вод.

Ниже НП при отрицательном изгибе возникают условия горизонтального растяжения, достигающие максимальных значений в нижней коре. Возможно, что растяжение проявляется и в ниже расположенной мантии. В зоне растяжения также имеет место разогрев пород, свой метаморфизм и отделение флюидной фазы. Но всесторонне давление понижается. Возможно появление магматических очагов. Действует запирающий градиент, что ведет к обогащению флюидов и расплавов рудными компонентами. Эти флюиды также периодически прорываются на верхние горизонты, особенно при переходе к регрессивному этапу процесса, что может быть причиной появления в осадочном бассейне рудных месторождений, в т. ч. и имеющих облик стратиформных.

Общекоровая складчатость может быть завершенной и незавершенной. Перед фронтом завершенной складчатости всегда располагается область незавершенной складчатости. Завершенная складчатость может быть лишь в мобильных поясах. На платформах она не может достичь этой стадии. Снятие сжимающих напряжений, даже временное, переводит систему в регрессивную стадию. Но изгибная неустойчивость коры сохраняется, и возникновение сжимающих напряжений возрождает процесс деформаций. Это еще одно проявление «принципа унаследованности». История деформаций для каждой складчатой области может быть разной. Также разной является и геологическая предыстория даже для отдельных ее участков. Соответственно и конечные результаты этих деформаций будут разные.

Таким образом, общекоровая складчатость может играть самую активную роль на всех стадиях преобразований пород осадочных бассейнов, включая формирование месторождений углеводородов и различных руд. Она может быть ответственна за сохранность месторождений жидких и газообразных полезных ископаемых в приповерхностных условиях земной коры, а также за пополнение запасов в процессе их эксплуатации.

ДИСТАНЦИОННЫЕ МЕТОДЫ В ИЗУЧЕНИИ ПРОЦЕССОВ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

А.А. Клювиткин, В.И. Буренков, С.В. Шеберстов

Институт океанологии РАН,
г. Москва, e-mail – klyuvitkin@ocean.ru

Современные методы изучения и мониторинга океана сейчас уже невозможно представить без спутниковых наблюдений, развитие и внедрение которых в практику океанологических исследований происходит ускоряющимися темпами. До недавнего времени использовались главным образом спутниковые измерения температуры поверхности океана. В последние годы все более широко используются спутниковые измерения цвета океана, обеспечивающие большой объем полезной информации. В настоящее время на космических орбитах уже работают и будут запущены в ближайшие годы новые спутниковые датчики цвета океана, разработанные в разных странах.

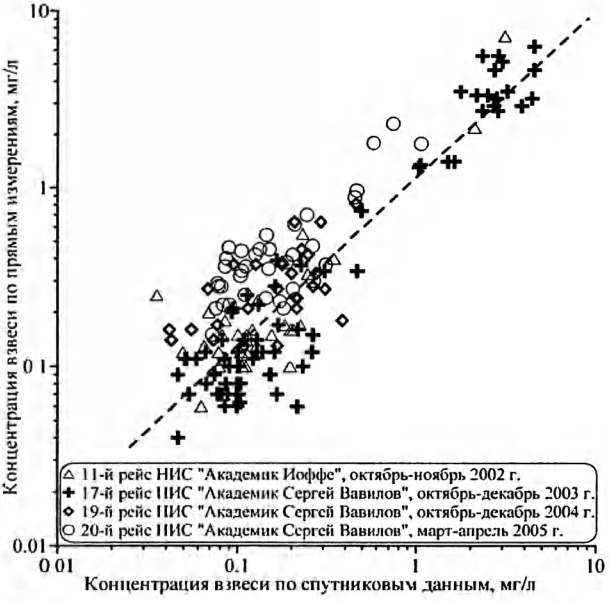
Основной целью данной работы является исследование пространственного распределения взвешенного осадочного материала и хлорофилла в поверхностных водах Атлантики на основании данных сканера цвета MODIS-Aqua, верифицированных материалом опорных трансатлантических разрезов.

В восьми трансокеанических экспедициях в Атлантику в течение пяти лет в различные сезоны года проводился отбор проб водной взвеси с поверхности океана. Рассчитывались концентрации водной взвеси, изучался ее вещественный состав.

Для каждой точки отбора пробы взвеси в поверхностных водах Атлантики с помощью поисковой системы Ocean Color Web (http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/) были собраны данные сканера цвета моря MODIS-Aqua. Основными исходными материалами для расчетов являлись данные MODIS-Aqua LAC (Local Area Coverage) 2-го уровня.

В результате сопоставления полученных пар данных (определение по спутнику – прямое определение концентрации водной взвеси в поверхностном слое) был выведен алгоритм, позволяющий перейти от коэффициента обратного рассеяния света взвесью, синтезированного по данным сканера цвета [2], к реальным концентрациям взвешенного вещества в поверхностных водах Атлантики. Из рисунка видно, что, несмотря на относительно широкий разброс данных при низких концентрациях, корреляция между исследуемыми величинами все же существует и является значимой на 1 % уровне значимости, достигая 0.92 для 169 пар значений.

На основании полученного соотношения были построены карты распределения концентраций взвеси в поверхностных водах Атлантического океана.



Соотношение между концентрацией водной взвеси, полученной прямыми измерениями, и концентрацией, рассчитанной по спутниковым данным.

Прежде всего, наиболее наглядно отображается широтная климатическая зональность, выражающаяся в чередовании полос максимальных и минимальных значений концентрации взвеси и содержания хлорофилла.

В южном гумидном поясе бросается в глаза его широтная неоднородность, что было не столь заметно при рассмотрении полей распределения взвеси, построенных на основании прямых измерений [1]. Становится наглядным и актуальным разделение южного гумидного пояса на различные биогеохимические провинции [3]. Северная полоса максимальных концентраций взвеси и хлорофилла относится к Южной субтропической конвергенции и формируется, по-видимому, под влиянием Субантарктического фронта. Южная полоса приурочена к Субантарктической провинции и формируется под влиянием Южного полярного фронта.

Субширотное расслоение северного гумидного умеренного пояса не столь очевидно. Выделяется полоса максимальных концентраций в полосе 45°–55° с.ш., очевидно под влиянием Гольфстрима и его продолжения в виде Северно-Атлантического течения. Особенно четко прослеживается максимум хлорофилла. Валовые концентрации взвеси распределяются более равномерно.

Наименее насыщенными взвесью водами остаются аридные зоны Атлантики.

Наибольшие концентрации взвеси экваториального гумидного пояса приурочены в основном к Западной и Восточной тропической Атлантике и стимулируются поставкой биогенных элементов в так называемых апвеллингах открытого океана – северной и южной тропических дивергенциях – зонах расхождения поверхностных водных масс и, соответственно, подъема вод. Между зонами дивергенций выделяется полоса относительно невысоких концентраций, приуроченная, по-

видимому, к северной тропической конвергенции. В марте–апреле этот локальный минимум концентраций сдвигается на 5° к югу, а градиент размывается и становится менее очевидным.

Итак, дистанционное зондирование поверхности океана позволяет нам получить более полную картину пространственного распределения водной взвеси в Атлантическом океане в целом. На основании опорных меридиональных разрезов, основываясь на спутниковых данных и методах верификации в экспедициях, мы можем распространить имеющуюся по этим разрезам информацию на весь океан и в течение всего года, и для определенных сезонов, т.е. превратить одномерную картину одиночных разрезов в трехмерную (широта–долгота–время) для поверхностного распределения взвешенного осадочного материала и хлорофилла в Атлантике.

Литература

1. *Клювиткин А.А.* Взвешенное вещество в поверхностных водах Атлантики // Геология морей и океанов: Тез. докл. XVI Международной школы по морской геологии. Т. II. М.: ГЕОС, 2005. С. 31–32.
2. *Burenkov V.I., Klyuvitkin A.A., Sheberstov S.V.* Suspended matter concentration in surface layers of the Atlantic Ocean derived from data of ocean color scanner MODIS // IV International Conference «Current problems in optics of natural waters» (ONW'2007). Nizhny Novgorod, 2007. Proceedings. P. 154–156.
3. *Longhurst A.R.* Seasonal cycles of pelagic production and consumption // Prog. Oceanog. 1995. V. 36. P. 77–167.

К ВОПРОСУ О ГРАНИЦЕ МЕЖДУ НИЖНИМ И СРЕДНИМ РИФЕЕМ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

С.Г. Ковалев

Институт геологии УНЦ РАН,
г. Уфа, e-mail – kovalev@anrb.ru

Граница между нижним и средним рифеем в обобщенной стратиграфической шкале западного склона Южного Урала не вызывала сомнений на протяжении последних 25 лет, несмотря на тот факт, что практически на всех геологических картах контакт между структурно-вещественными комплексами ранне- и среднерифейского возраста изображен как имеющий тектоническую природу. На сегодняшний день считается твердо установленным, что среднерифейские отложения с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывают породы юшинской свиты нижнего рифея [2], а конгломераты, залегающие в основании машакской свиты, являются базальными.

В последнее время нами были проведены детальные работы в пределах хребта Большой Шатак [1]. Полученные материалы позволяют по-новому трактовать геологическое строение Шатакского комплекса. Особый интерес представляет непосредственная граница, обнажен-

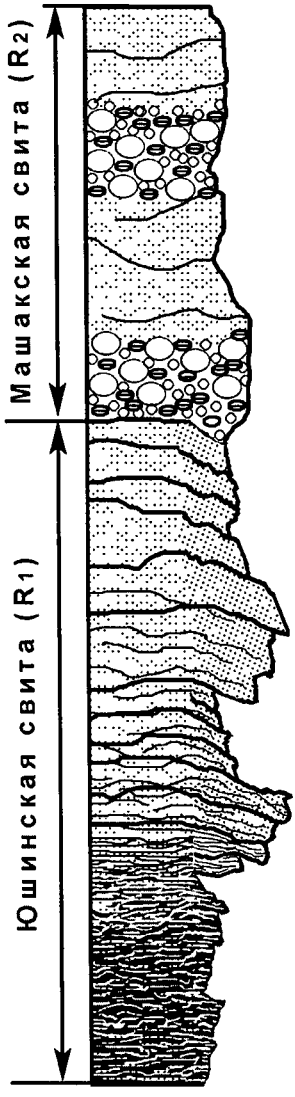
ная в урочище «Лесовские поляны», между сухинской подсвитой кошинской свиты (R_1), являющейся «верхами» нижнерифейских отложений, и кузъелгинской подсвитой машакской свиты (R_2), служащей основанием среднего рифея.

Зона контакта между нижне- и среднерифейскими породами выглядит следующим образом (рисунок): 1 – тонко- и четкослоистые углеродисто-глинистые сланцы, в которых вверх по разрезу на протяжении 8–10 м постепенно увеличивается количество светлых прослоев, сложенных алевритистым материалом; 2 – количество и мощность светлых прослоев увеличивается, породы превращаются в алевропесчаники с тонкими, часто нитевидными слойками черных углеродсодержащих сланцев; 3 – алевропесчаники постепенно сменяются мелко-среднезернистыми песчаниками и кварцитопесчаниками, которые в свою очередь перекрываются пачкой конгломератов со слабоокатанным обломочным материалом. Далее разрез наращивается относительно мощной пачкой разнозернистых песчаников в переслаивании с конгломератами.

Таким образом, если сконцентрировать внимание на терригенных породах (без магматических образований какова бы ни была их формационная принадлежность), то виден нормальный регрессивный разрез, который включает в себя самую «верхнюю» часть нижнерифейских отложений, переходящую в нижние горизонты машакской свиты. Причем эта последовательность имеет четко выраженный непрерывный характер, обусловленный, вероятнее всего, общим воздыманием территории на начальных стадиях среднерифейского рифтогенеза.

В то же время, наличие в отдельных обнажениях угловых несогласий между сланцами (R_1) и конгломератами (R_2) является установленным фактом. Детальное изучение этих разрезов показало, что практически все несогласия являются тектоническими. Обусловлены они различной реакцией сланцев и конгломератов на стрессовые нагрузки. Если для первых характерны пликативные деформации, то в конгломератах разрядка тектонических напряжений реализовывается по сколовым трещинам. Влияние тектонических движений, более поздних по времени, чем формирование ассоциации пород машакской свиты, выражается и в присутствии зон рассланцевания, которые, как правило, приурочены к контактам различных по составу пород (диабазов и конгломератов, песчаников и конгломератов). Причем воздействие давления надежно диагностируется не только по наличию зон рассланцевания, но, по присутствию новообразованных стресс-минералов (хлоритоид, гранат, амфибол), возникших в результате бластеза.

Таким образом, наличие непрерывной регрессивной последовательности между нижне- и среднерифейскими образованиями позволяет с большей полнотой охарактеризовать процесс среднерифейского рифтогенеза в истории развития западного склона Южного Урала. Опираясь на приведенный выше фактический материал, можно с большой долей уверенности говорить о том, что грабеновые структуры, зало-



Граница между нижне- и среднерифейскими породами, обнаженная в урочище «Лесовские поляны».

жившиеся раньше областей размыва («плеч рифтогенной структуры»), на всем протяжении эволюционного процесса были областями аккумуляции. При таком сценарии событий становится понятным, почему существуют непрерывные разрезы, объединяющие нижне- и среднерифейские образования, при том что терригенный материал в составе нижних конгломератовых пачек кузъелгинской подсвиты представлен обломками сланцев сухинской (?) подсвиты, так как при формировании областей сноса материала, разрушению подвергались те же породы (сланцы и песчаники сухинской (?) подсвиты).

Литература

1. *Ковалев С.Г.* Динамика формирования среднерифейской рифтогенной структуры (западный склон Южного Урала) // Докл. АН. 2004. Т. 396. № 2. С. 219–222.
2. *Ротарь А.Ф., Ротарь З.М., Парначев В.П.* Стратиграфия шатакской свиты среднего рифея на Южном Урале // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 53–64.

РОЛЬ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В СТРОЕНИИ ПАЛЕОЗОЙСКОГО РАЗРЕЗА НЮРОЛЬСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

А.Е. Ковешников

ТФ ИНГГ СО РАН, Томский политехнический университет, г. Томск, e-mail – Kovesha@yandex.ru

Палеозойские отложения юго-восточной части Нюрольского осадочного бассейна изучены нами по разрезам более 140 скважин. В опоре на [3] изученные отложения подразделены на 13 литологических толщ, проведено сопоставление выделенных толщ с лито-стратиграфическими подразделениями в ранге свит, подсвит, толщ (снизу вверх):

1. Терригенная толща ($Є_2$-$Є_3$)–(O_2k-$O_3aŠ$). Соответствует павловской толще (O_2k-$O_3aŠ$) и жигаловской толще ($Є_2$-$Є_3$).

2. Доломито-известняковая (S_{1-2}). Включает ларинскую (S_1) и мелковскую (S_2) (до дифференциации бассейна седиментации) и кышловскую (D_1l) свиты (бассейновый тип седиментации).

3. Глинисто-карбонатная ритмически построенная (S_2-D_1) толща. Соответствует большеичской (S_2ld), майзасской (S_2p), лесной (D_1l-p) свитам и мирной (D_1e) толще (бассейновый тип седиментации).

4. Глинисто-карбонатная со сваловыми конгломератами (D_1p-e). Соответствует армичевской (D_1p), солоновской (D_1e^H) и надеждинской (D_1e^B) свитам (рифогенно-аккумулятивный тип седиментации).

5. Известняково-глинисто-гравелитовая (D_2ef-žv). Соответствует нижней подсвите (D_2ef-$žv_1$) чузикской свиты (бассейновый тип седиментации).

6. Карбонатно-глинистая битуминозная. ($D_2žv_2$). Соответствует верхней подсвите чузикской ($D_2žv_2$) свиты (бассейновый тип седиментации).

7. Кремнеаргиллитовая с радиоляритами (D_3f-fm). Соответствует нижней (D_3f-fm_1) и верхней (D_3fm_2) подсвитам чагинской свиты (бассейновый тип седиментации).

8. Известняков с биогермами и биостромами (D_2). Соответствует нижней (D_2ef), средней ($D_2žv_1$) и верхней ($D_2žv_2$) подсвитам герасимовской (D_2) свиты (рифогенно-аккумулятивный тип седиментации).

9. Карбонатная (D_3). Соответствует нижней (D_3f_1) и верхней (D_3f_2-fm) подсвитам лугинецкой (D_3) свиты (рифогенно-аккумулятивный тип седиментации).

10.Туфогенно-глинистая (C_1t-s). Соответствует кехорегской (C_1t-s_1) свите.

11. Известняков окварцованных (C_1t-s). Соответствует нижней (C_1t), средней (C_1v) и верхней (C_1s) подсвитам табаганской (C_1t-s) свиты.

12. Терригенная с прослоями туфов (C_1s_1-C_2b_1). Соответствует среднесюганской свите (C_1s_1-C_2b_1).

13. Туфогенно-обломочная (P-T). Представлена переотложенными корами выветривания с примесью туфогенного материала.

При проведении работ нами учитывались данные многих исследователей, в частности А.Э. Конторовича с соавторами [2], В.С. Суркова и О.Г. Жеро [4], Е.Е. Даненберга и Г.И. Тищенко [1] и многих других.

Палеозойские отложения подразделены на 5 осадочных комплексов: кембрийско-ордовикский (серия 1), силурийско-раннедевонский (серии 2–4), средне-позднедевонский (серии 5–9), ранне-среднекарбоновый (серии 10–12), пермо-триасовый (серия 13).

Силурийско-раннедевонский комплекс начинается накоплением отложений ларинской толщи раннесилурийского возраста, сложенной известняками доломитизированными с линзами аргиллитов и песчаников (мощность более 350 м). Но, уже начиная с позднесилурийского возраста (вплоть до конца раннего карбона), отложения, накапливающиеся на территории Нюрольского осадочного бассейна, подразделяются на бассейновые и рифогенно-аккумулятивные. Первым соответствует карбонатно-терригенный тип разреза, во втором преобладают чистые карбонатные разности, которые и будут нами рассмотрены в данной работе.

Серия 2. Доломито-известняковая (S_{1-2}) толща. Венлокский век раннего силура-локховскии век раннего девона. Верхняя граница установлена по скважинам Северо-Останинской 10 и Солоновской 44. Отложениям толщи 2 (доломитово-известняковой) соответствуют образования ларинской, межовской и кыштовской свит. Серия сложена преимущественно известняками фито-зоогенными биоморфно-детритовыми.

Серия 8. Серия известняков с биогермами и биостромами (D_2). Возраст – эйфельский-живетский века среднего девона. Отложения серии до настоящего времени вскрыты бурением скважинами Южно-Табаганской 75, Калиновой 17, Северо-Калиновыми 24, 25, 26, 29, Герасимовской 9, Южно-Табаганскими 131, 135, Арчинскими 40, 41, 42, 43, Нижнетабаганской 4, Северо-Останинской 16 и в ряде других скважин.

Серия известняков с биогермами и биостромами сложена преимущественно известняками зоогенные биоморфными (амфипоровыми), известняками зоогенными биоморфными (строматопоровыми), а также известняками зоогенными детритовыми (строматопоровыми брахиоподовыми).

Серия 9. Карбонатная серия (D_3). Возраст – франский-фаменский века позднего девона. Образования серий 9 до настоящего времени установлены бурением на Урманской площади скважинами 5, 6, 7, на Нижнетабаганской площади скважинами 1, 2, 8, 10, 12, 14, 20 и в ряде др. Серия выделена по литологическим данным с привлечением геофизической информации и в целом соответствует образованиям лугинецкой свиты. Отложения серии представлены преимущественно известняками фито-зоогенными биоморфными (водорослево-фораминиферовыми), известняками зоогенными биоморфными (строматопоровыми).

Образования серий 8 (известняковой с биогермами и биостромами) и 9 (карбонатной) сформировались в составе средне-позднедевонского осадочного комплекса. Параллельно накоплению образований серии 8 формировались отложения серии известняково-глинисто-гравелитовой, карбонатно-глинистой битуминозной (серии 5 и 6), а отложения серии 9 накапливались одновременно с породами серии кремнеаргиллитов с радиоляритами (серия 7).

В отложениях описанных преимущественно карбонатных по литологическому составу серий открыт ряд месторождений углеводородов. Изучение подобных отложений на территории всей Западной Сибири может привести к открытию в палеозойских отложениях новых месторождений углеводородов.

Литература

1. *Даненберг Е.Е., Тищенко Г.И.* Новые данные по геологическому строению приконтактной зоны доюрского основания с осадочным чехлом Нюрольской впадины // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1976. С. 36–41.
2. *Конторович А.Э., Иванов И.А., Ковешников А.Е. и др.* Геологические условия нефтегазоносности верхней части палеозойского разреза Западной Сибири (на примере Межовского срединного массива) // Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа. Новосибирск: Наука, 1991. С. 152–171.
3. Решение Межведомственного совещания по рассмотрению и принятию Региональной стратиграфической схеме палеозойских образований Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. 80 с.
4. *Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В РАЗРЕЗЕ СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

А.В. Кокин

Ростовский Институт мировой экономики, г. Ростов-на-Дону, e-mail – kokin@nm.ru

Изучен разрез стратифицированной коры Восточной Якутии, включающий восточное обрамление Сибирской платформы: Кыллахское поднятие (КП), Сете-Дабанский антиклинорий (СДА) и Южно-Верхоянский синклинорий (ЮВС). Мощность изученного разреза составляет около 31 км в возрастном диапазоне от раннего рифея по юру включительно. Средний химический состав изученного разреза [1] близок к химическому составу земной коры [3]. Относительное накопление и рассеяние наиболее распространенных элементов в разрезе складчатых структур региона изучались путем расчета региональных кларков, а так-

же кларков концентрации в «сквозных» минералах: карбонатах, кварцах, пиритах-марказитах осадочных толщ. Опорные разрезы были подвержены прогреву пород в вакууме с оценкой температуры отгона включений из глинистых и карбонатных фракций. Термовакуумному анализу были также подвержены пириты-марказиты осадочных толщ, жильные и рудные минералы точек минерализации, рудопроявлений и месторождений, располагающиеся в разрезе земной коры, не имеющие установленной пространственной связи с магматизмом и вулканизмом.

Выявлены следующие особенности минерагении стратифицированного разреза исследованной части земной коры.

Во всех складчатых структурах проявлена периодичность в накоплении химических элементов, которая снизу вверх по разрезу складчатых структур выражается в общей последовательной смене ассоциантов в изученных структурах, приуроченных к определенным к стратоуровням: [Fe, Ni, Co], Au, [Cu, Pb, Zn], Au, [As, Ag, Sb], Hg.

Выявленная близкая по элементному составу вертикальная зональность в распределении элементов в разновозрастных структурах (КП,СДА,ЮВС) обычно совпадает с пространственной (вертикальной) минералогической и геохимической зональностью исследованных рудных месторождений разного генезиса в Восточной Якутии [2].

Температура отгона газово-жидкой фазы из стратотипических разрезов, лишенных минерализации, положительно коррелирует с температурой термовакуумной декрепитации рудных и жильных минералов рудопроявлений, точек минерализации, расположенных на этом же стратоуровне, но вне стратотипов. Обычно эта температура в большинстве изученных разрезов совпадает с температурой перекристаллизации марказитов осадочных толщ, превращенных в пириты in situ пиритизированных толщ.

Под стратоуровнями, вмещающими рудную минерализацию железных, полиметаллических, золотых, золото-сурьмяных, сурьмяных, серебряных и ртутных руд, а иногда и внутри этих уровней, как правило, обнаруживаются горизонты разной степени насыщения пиритом-марказитом мощностью от первых до десятков и более метров, пространственно выдержанных по латерали. Пириты-марказиты стратоуровней содержат высокие концентрации металлов (в десятки раз превышающие кларки осадочны пород), входящих в состав, точек минерализации, рудопроявлений и изученных стратифицированных месторождений железа, свинца, цинка, меди, золота, сурьмы. Как правило, перекристаллизованные разности пиритов в динамометаморфизованных толщах содержат значительно меньшие концентрации элементов, чем в марказитах.

Накопление пиритов-марказитов чаще всего отмечается в разрезах складчатых структур на границах резкого падени скорости накопления осадков.

Проведенные исследования позволили наметить следующую эволюцию источников металлов при формировании как стратифициро-

ванной минерализации, так и минерализации иного типа вне пространственной связи с вулканизмом и магматизмом.

Фаза литогенеза. *Перераспределение металлов первого рода* (включает третий этап стадии седиментогенеза). На уровне формирования осадков происходит сорбция органическим веществом металлов в условиях восстановительной среды.

Перераспределение металлов второго рода (включает вторую и третью стадии диагенеза). Происходит обогащение металлами сульфидов железа (марказита) за счет осадков, содержащих органическое вещество. Флиш и монотонные толщи, не содержащие марказит, характеризуются содержаниями металлов на уровне региональных кларков.

Фаза метагенеза. *Перераспределение металлов третьего рода* (включает стадию катагенеза, регионального метаморфизма) – перекристаллизация сульфидов железа. Высвобождение металлов из сульфидов железа, переотложение металлов в ловушках и на барьерах разной природы: структурных, литологических, физико-химических, геохимических и т.д. Формирование постскладчатой одно-двухстадийной бедной рассеянной минерализации (точки минерализации, рудопроявления). В рудах устанавливаются одностадийные изотопы свинцов возраста рудовмещающих толщ. Формирование стратифицированных уровней (толщ) до первых сотен метров с концентрациями металлов превышающих уровень двух порогов региональных кларков. Термовакуумные группы включений в жильных и рудных минералах совпадают с таковыми отгона включений из вмещающих пород разреза в стратотипической местности.

Перераспределение металлов четвертого рода характеризуется глубокими структурно-текстурными и минеральными преобразованиями пород под влиянием тепломассопереноса разной природы (агенты дислокационного метаморфизма, гидротермально-метасоматического воздействия и др.). Происходит формирование полистадийной стратифицированной и нестратифицированной минерализации разного объема: от рудопроявлений до большеобъемных месторождений (свинца, цинка, меди, золота, сурьмы, ртути). Наблюдается наличие разных температурных групп включений в жильных и рудных минералах по отношению к вмещающей среде стратотипического разреза как совпадающих с температурой отгона включений из вмещающих пород, так и не совпадающих с ними. В составе руд отмечается наличие регенерированных свинцов Б-типа.

Таким образом, в процессе формирования руд в разрезе стратифицированной коры Восточной Якутии устанавливается неоднократный и полихронный механизм перераспределения металлов разреза стратифицированной коры, прежде чем сформировать рудные тела в мезозойский этап рудообразовния. Эволюция источников металлов во времени происходит на протяжении седиментогенеза, постседиментационных преобразований осадков под влиянием регионального метаморфизма и агентов тепломассопереноса разной природы. Наиболее мас-

штабная стратифицированная минерализация устанавливается в случае полистадийных процессов неоднократного перераспределения металлов руд в разрезе стратифицированной коры.

Литература

1. *Кокин А.В.* Химический состав стратифицированной земной коры складчатых структур юго-восточного обрамления Сибирской платформы (Южное Верхоянье) // Геохимия. 1996. № 8. С. 738–747.
2. *Кокин А.В.* Оценка перспективности рудных объектов. Ростов-на-Дону: РостИздат, 2005. 383 с.
3. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А.* Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Недра, 1990. 171 с.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ РИФТОГЕННЫЕ СИСТЕМЫ В ЭВОЛЮЦИОНИРУЮЩЕЙ СТРУКТУРЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ТИХООКЕАНСКОГО И ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

А.А. Коковкин

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН,
г. Хабаровск, e-mail – kokovkin@itig.as.khb.ru

Под рифтогенными системами и отдельными рифтогенными впадинами (рифтогенами) здесь понимаются системы и структуры, развивающиеся в режиме раздвига. По отношению к континенту и его орогенным системам с доминирующим в них режимом сжатия рифтогены выглядят как структуры инверсионные, отражающие нелинейность континентального корообразования. Исследования, результаты которых представлены в данном сообщении, выполнялись в рамках разрабатываемой автором модели волнового структурирования континентальной коры. Земная кора рассматривается в ней как барьерная зона на границе Планета-Космос – часть открытой, самоорганизующейся системы Планеты, развивающейся по волновым законам. Режим развития всех геологических систем коры, а через них организацию и индивидуальные особенности ее внутреннего строения в значительной мере определяет сложно построенная, иерархически организованная совокупность нелинейно развивающихся волновых процессов. Иерархию этих процессов возглавляют волновые движения глобального уровня, определяющиеся режимом пульсационного планетарного сжатия. Существенное влияние на процесс внутреннего структурирования континентальной коры оказывает другая разновидность волновых движений, подчиненных глобальным пульсациям – знакопеременно-сдвиговые перемещения по системам глубинных разломов. В позднем мезозое-кайнозое кора Евразийского континента устойчиво наращивалась к востоку

синхронно развивающимися и тесно взаимодействующими орогенными и рифтогенными системами с полярными по характеру геодинамическими режимами. К олигоцену фронт континентального корообразования сместился к современной границе материка, где в это время начала развиваться структура Сихотэ-Алинского орогена.

Системность наращивания континентальной коры на востоке Азии проявлена в изменчивости латерального возрастного тренда целой совокупности структурирующих ее геологических процессов. Возраст массивов гранитов, отражающий эволюцию магматогенного режима в орогенах, возраст рифтогенов и развитой в них седиментации, возраст литификации осадков рифтогенов, нефтегазообразования и эндогенного рудогенеза «скользит» с направленным омоложением к востоку. С приближением к границе континента, к палеогеновому фронту структурирования континентальной коры омоложение всех этих событий приобретает градиентный характер. С этим пространственно-временным рубежом связано резкое изменение эволюции континентальной биоты – на границе мел-палеоцен из нее исчезают динозавры, активизируется развитие млекопитающих.

Согласно с латеральным трендом омоложения коры «скользит» и возраст заложения наиболее крупных континентальных рифтогенов – от юры на территории современной Монголии к раннему мелу в Амуро-Зейской впадине и далее к палеогену-миоцену для Амуро-Ханкайского рифтогена. Наращивание континентальной коры к востоку сопровождалось соответствующим смещением широтной (поясной) климатической зональности и изменением характера седиментации. Вслед за смещавшейся к востоку границей континента мигрировала зона гумидного седиментогенеза. С запада на нее действовал пресс аридизации и соответствующим профилем осадконакопления.

Коррелятно возрасту рифтогенов меняется к востоку и положение верхней возрастной границы литификации их осадочного выполнения. В ходе развития континентальной коры в рифтогенах снизу вверх (с омоложением к востоку) наращивается объем литифицированной части осадочного разреза. Так, во впадинах Монголии нелитифицированной остается часть разреза осадков, начиная с раннего мела (с дзунбаинской свиты). В Амуро-Зейской впадине не литифицирована лишь часть разреза моложе позднего мела, а в Амуро-Ханкайском рифтогене – моложе эоцена (на западе) и миоцена-плиоцена (на востоке). На Сахалине же нелитифицированной остается лишь самая верхняя (плиоцен-четвертичная) часть разреза континентальных осадков, начиная с путинской свиты. Развитие литификации принято объяснять главным образом процессами регионального динамо-термального метаморфизма. Наиболее ярко эти процессы проявлены в областях с активной геодинамикой и аномально высоким тепловым полем. В рассматриваемом регионе такая область соответствует фронту корообразования и имеет эволюционный характер. Направленно смещавшийся к востоку фронт структурирования континентальной коры, где действовали оро-

генные системы с магматогенным режимом и формировался аномальный тепловой поток, сопровождался и наиболее интенсивной литификаций осадков. Она представляет собой своеобразный «след» этого эволюционирующего во времени и пространстве аномального теплового потока. Менее масштабные (очаговые) преобразования осадков связаны с относительно локальными, наложенными на рыхлые осадки процессами, прежде всего, эндогенной природы. В условиях данного региона с этими процессами связано действием в рыхлом обводненном осадочном чехле рифтогенов гидротермальных растворов, проникающих в него из разломных структур их фундамента.

Характерно, что в осадочных бассейнах востока Азии залежи нефти и газа локализованы в основном в нелитифицированной части осадочного разреза. В полном соответствии с характером омоложения возраста литификации «скользит» и верхний возраст нефтегазовмещающих осадков (соответственно и возраст нефтегазообразования). Если в рифтогенах Монголии он соответствует раннему мелу, то на континентальном шельфе основная часть нефтяных и газовых месторождений датируется уже миоцен-плиоценовым возрастом (Л.И. Красный, 2001), а в бассейне Бохайвань возраст нефтегазообразования поднимается до плейстоцена. Положение нефтяных и газовых залежей в более «молодом» (относительно литификации) возрастном поле можно интерпретировать как признак развития нефтегазообразования на фронте теплового потока и рассматривать как аргумент в пользу эндогенной природы этого процесса.

Развитие внутренней структуры континентальной коры, и в том числе рифтогенных систем, контролируют зоны глубинных разломов, которые принадлежат к системам обоих подвижных поясов. На расшифровку режима развития разломов выводит важнейшее свойство рифтогенных впадин, заключающееся в их структурно-вещественной целостности, устойчиво сохраняющейся на всем ходе их эволюции. Это свойство отражено в характере непрерывно (с нелинейной ритмичностью) наращивающегося осадочного выполнения впадин. Различные по морфологии дислокации проявлены во впадинах региона достаточно широко, но они не нарушают целостности этих структур. Такая сохранность континентальных впадин в условиях характерного для востока Азии сдвигового режима, с разной к тому же ориентировкой контролирующих их разломных систем, может быть объяснена знакопеременным характером сдвиговых перемещений с периодической сменой активности по системам разломов разного направления. Амплитуда сдвиговых перемещений должна быть при этом значительно (по крайней мере на порядок) меньше латеральных параметров этих впадин. В среднем она не должна превышать 10–20 км. Формирование наложенных на структуры впадин дислокаций определяется в этом случае нелинейным характером знакопеременного сдвига с проявлением сдвиговых перемещений, не компенсированных движениями противоположного направления.

Характер развития континентального рифтогенеза дополняет система приразломных впадин – рифтогенных инверсионных структур более локального уровня. В регионе они получили весьма широкое распространение, развиваясь в раздвиговом режиме, синхронно с вмещающими их орогенами, для которых необходим режим сжатия. Характер формирования каждой такой впадины подчинен закономерностям развития контролирующего ее разлома. Эти структуры являются, по сути, индикаторами сдвиговой активности разлома на этапе, соответствующем возрасту его приразломной впадины. По модели автора (А.А. Коковкин, 2003–2007), раздвиговый режим, необходимый для развития такой впадины, формируется в процессе знакопеременного сдвига на участке искривления плоскости разлома. Здесь в структуре разлома появляется при сдвиге открытая полость, постепенно заполняющаяся осадками. Со временем, в ходе сдвиговых перемещений, плоскость разлома выравнивается, а сама впадина по мере развития орогена выводится из седиментации и подвергается эрозии. Об этом свидетельствует реликтовый характер большинства приразломных впадин региона (Верхне-Амгуньская, Эхилканская, Верхнее-Зейская, Токская, Приоблачная, Алчанская, Сутарская впадины, прогиб Цин-Ли, Курский грабен и др.).

БАЗАЛЬНЫЕ СЛОИ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ РИФТОГЕННЫХ ВПАДИН ВОСТОКА АЗИИ: ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И НЕКОТОРЫЕ СЛЕДСТВИЯ

А.А. Коковкин

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail – kokovkin@itig.as.khb.ru

Мезозойско-кайнозойские рифтогенные впадины изучались автором в 1974–2001 гг. на территории Казахстана, Монголии и Дальнего Востока России в процессе прогнозно-поисковых работ на уран, сопровождавшихся значительными объемами бурения. При этом была получена и проанализирована весьма представительная информация по внутреннему строению рыхлого обводненного осадочного чехла и фундамента этих континентальных структур – по их литологии, гидрохимии и гидродинамике, по проявленным в них дислокациям, эпигенетическим изменениям и рудообразующим процессам [1–3]. Впадины закладывались в эволюционирующей структуре континентальной коры, направленно наращивающейся и омолаживающейся к востоку, на субстрате, сформированном орогенными системами предыдущих этапов [3]. В соответствии с общим трендом омоложения коры омолаживается и возраст заложения континентальных впадин – от поздней юры на западе Монголии до плиоцена на Сахалине.

Развитие внутренней структуры рифтогенных впадин с формированием их осадочных бассейнов проходило в ходе динамичного взаимодействия тектонических процессов с эрозионно-денудационными процессами и процессами формирования кор выветривания. Осадочные бассейны закладывались на континенте на поверхности стратиграфического несогласия, возраст которого системно омолаживается к востоку, в соответствии с общим трендом омоложения континентальной коры. Начинали они свое развитие, как и все другие осадочные бассейны, с формирования базального слоя. Обычно под ним понимается слой (горизонт), залегающий в основании какой-либо осадочной толщи, на поверхности несогласия (стратиграфического, меж- или внутриформационного). Представления о базальном слое сложились в процессе изучения морских осадков с характерными для них выдержанными по простиранию разрезами. Но в условиях современных континентов эти разрезы носят (из-за наложенных структурных трансформаций) реликтовый характер и достаточно фрагментарно представляют разрезы сформировавших их осадочных бассейнов. В результате базальный слой выглядит в них локализованным во времени и пространстве образованием уровенного характера, вырванным из эволюционного контекста соответствующего осадочного бассейна.

Для рифтогенных континентальных впадин региона также характерно наличие базального слоя в основании их осадочного разреза. Однако здесь это понятие приобретает уже несколько иное, эволюционное содержание. Причина, с одной стороны, в том, что эти впадины значительно меньше морских осадочных бассейнов, они неплохо сохранились и обеспечены достаточно представительной информацией. С другой стороны, развиваются они намного динамичнее морских осадочных бассейнов. В связи с этим и их базальный слой может и должен рассматриваться в развитии, совместно со всей вмещающей его структурой впадины. Здесь он проявляет себя уже не как уровенный горизонт, а как сложно построенное пространственно-временное образование, сформированное фациальной зоной, скользящей во времени по восстанию бортов впадины, по мере заполнения ее структуры осадками. В этих условиях верхняя граница базального слоя приобретает пилообразный (фациальный) характер, более ярко выраженный на крутых бортах впадины и менее – на пологих. Для рифтогенных впадин с ненарушенной наложенными дислокациями структурой характерно горизонтальное залегание осадков и согласная с ним ориентировка зубцов фациальной «пилы» на границе с базальным слоем. Строение базальных слоев рифтогенных впадин всегда индивидуально, соответствуя особенностям каждой отдельной структуры, развивающейся по собственному, непохожему на другие структуры, сценарию.

Внутренняя структура базального слоя весьма сложна, поскольку сформирована она в условиях подгорно-веерного шлейфа с напряженной, изменчивой динамикой его седиментационных ландшафтов. Здесь

ровиты многочисленные, сложно перемежающиеся линзы и прослои пестрых по составу осадков пролювиально-аллювиального комплекса фаций, неравномерно насыщенных углефицированной растительной органикой. Широкое распространение получили здесь паттумы переменного состава (от глинисто-песчаных до валунных), песчано-гравийно-галечные отложения. Реже встречаются линзы глин с той или иной примесью обломочного материала. Общее преобладание в базальном слое обломочных разностей обусловило его высокую в целом проницаемость. По этой причине базальный слой рифтогенной впадины выступает в качестве единого для нее водоносного горизонта, в значительной мере определяющего характер ее гидродинамики. В действующих гидродинамических моделях это качество базального слоя должного отражения, к сожалению, не находит. Положение базального слоя на границе с фундаментом впадины, в зоне плотностного градиента с контрастным комплексным барьером (P, T, pH, Eh), обеспечивает оптимальные условия для развития в нем наложенных эндогенных процессов, в том числе и рудообразующих.

Роль базального слоя как водоносного горизонта существенным образом возрастает во впадинах, испытавших в новейшее время дополнительную активизацию по системам контролирующих их глубинных разломов. Напорные трещинно-жильные воды, заполняющие в фундаменте впадин раскрытые в ходе активизации структуры этих разломов, разгружаются в базальный слой, смешиваясь с его нисходящим инфильтрационным потоком. Гидродинамика базального слоя (а через него и всего осадочного выполнения впадины) при этом существенным образом активизируется. Модель гидродинамики активизированных рифтогенных структур разработана на примере Средне-Амурской впадины, при выполнении научно-технического проекта «Разработка геодинамической модели Хабаровско-Хехцирской системы поднятий с выделением зон разломов, перспективных на водоснабжение» (А.А. Коковкин, 2006). Активизированные в новейшее время разломы и (особенно) узлы их пересечения контролируют здесь ареалы смешения трещинно-жильных и пластовых вод с аномально высоким пластовым давлением. В условиях Хабаровска с его наболевшей проблемой обеспечения питьевой водой выделенные структурные узлы, отличающиеся высокой водонасыщенностью, представляются весьма перспективными источниками водоснабжения.

В период новейшей активизации, проходившей в регионе на мантийном уровне в сопровождении базальтоидного магматизма, контролирующие рифтогенные впадины разломы служили поставщиками термальных растворов. И в первую очередь эти растворы поступали в базальные слои этих впадин. В водонасыщенной, проницаемой среде базального слоя гидротермы приобретают «разбавленный» характер. Здесь, в зоне комплексного барьера, под действием «разбавленных» гидротерм формируются объемные очаги низкотемпературного гидротермального метасоматоза с изменениями аргиллизитового ряда

(кварц-халцедон-опал, карбонаты, гидрослюды, монтмориллонит, каолинит, сульфиды). Характер этих процессов был исследован в структурах Амуро-Ханкайской рифтогенной системы (впадины Средне-Амурская, Раковская, Павловская, Реттиховская и др.), в Амуро-Зейской и Эхилканской впадинах, во впадинах Монголии (Чойренская, Ульдзуйтинская). С действующими в базальных слоях «разбавленными» гидротермами связано функционирование рудообразующих систем, формирующих в континентальных рифтогенных впадинах полиэлементные месторождения. Модель формирования такой системы разработана автором на примере Раковской впадины с локализованными в ней месторождениями урана и германия [2].

Литература

1. *Коковкин А.А.* Кайнозойские экзогенные рудообразующие системы востока Азии // Отечественная геология. 2005. № 4. С. 60–69.
2. *Коковкин А.А.* Эндогенные уран-полиэлементные рудообразующие системы в рифтогенных структурах юга Дальнего Востока России // Отечественная геология 2006. № 2. С. 5–12.
3. *Коковкин А.А.* Геодинамическая модель кайнозойского этапа развития континентальной коры юга Дальнего Востока России и уран-полиэлементное рудообразование. Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. М.: РИС ВИМС, 2007. 50 с.

ФЛЮОРИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В НИЖНЕПЕРМСКИХ КОНГЛОМЕРАТАХ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

Л.В. Кокшина

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Флюорит широко распространен в составе земной коры, в том числе и на Урале. Этот минерал кристаллизуется в различных условиях, что приводит к значительному разнообразию его выделений. Тем не менее гнезда флюорита, встречающиеся в Предуральском прогибе, в толще известняковых конгломератов нижнепермского возраста, заслуживают внимания. Лучшее обнажение конгломератов, содержащих флюорит, находится на правом берегу речки Сыра (левого притока р. Сылва), ниже плотины пруда, практически на границе Свердловской и Пермской областей. Конгломераты плохо сортированные, валунные и валунно-галечные, местами переходящие в мелкогалечные. Валуны (размером до 30–40 см, иногда до 60–70 см) и крупные гальки сложены в основном известняками. Мелкие гальки имеют полимиктовый состав – кварциты и кварцитовидные песчаники, кислые и основные вулканиты, кремни. Матрикс представлен песчанистой глинисто-карбонатной массой. В целом толща относится к флишевой формации [2].

Валуны и гальки известняков часто окремнены и содержат пустоты (жеоды) различных размеров и формы. Небольшие каверны при-

ствуют и в матриксе. Очень часто жеоды выполнены щетками кварца (в том числе слабо окрашенного аметиста), кальцита, корками халцедона, встречаются сростки кристаллов барита, целестина, флюорита. Последний в работах геологов-съемщиков и стратиграфов из-за своеобразной окраски обычно фигурирует как доломит. В типичном виде такая минерализация наблюдается только в обнажении по речке Сыра, хотя ее следы можно встретить и в других разрезах этого же стратиграфического уровня.

Кристаллы флюорита в жеодах имеют кубический габитус с ребрами 2–2.5 мм, в отдельных случаях до 3.5 мм, характерны двойники прорастания. Минерал непрозрачный, светло-бежевый с матовым блеском. Поверхность кристаллов неравномерно покрыта черным тонкодисперсным веществом в виде небольших неправильных пятен, сгустков и пленок. На свежих сколах окраска минерала светлее, чем на поверхности кристаллов. При ударе чувствуется резкий запах битума. По данным термического анализа, выполненного в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик В.Г. Петрищева), количество органического вещества составляет 1.6 %. По-видимому, желтоватая окраска минерала связана именно с примесью битумов. Здесь следует отметить, что среди нижнепермских отложений Предуральского прогиба постоянно встречаются небольшие нефте- и газопроявления, в том числе в пределах существенно терригенных толщ кунгурского яруса Сылвинской впадины, в составе которых присутствует метан, водород и тяжелые углеводороды [1].

Флюорит в жеодах обычно ассоциирует с кварцем и кальцитом. Причем кристаллы кальцита имеют более крупные размеры (до нескольких сантиметров), чем кварц и флюорит. Кварц (молочно-белый, молочно-прозрачный, иногда слабо фиолетовый) в виде короткостолбчатых кристаллов длиной в 1–2 мм тяготеет к стенкам жеод, очевидно, он образовался первым. Последним кристаллизовался кальцит, на поверхности которого так же как у флюорита нередко имеется темное неравномерное напыление.

Изучение флюорита под оптическим микроскопом показал слабое аномальное двупреломление, но остальные оптические характеристики соответствуют стандартному флюориту. Окраска у минерала распределена неравномерно, хотя в целом она желтоватая, более светлая, чем при макроскопическом наблюдении. У многих кристаллов мономинеральным веществом представлено только ядро, размером 0.2–0.5 мм, в то время как внешняя часть имеет тонкое зональное строение (рисунок). Зоны шириной до 0.05–0.08 мм подчеркиваются прерывистой пленкой органического вещества, они параллельны граням кристаллов и характеризуются игольчатой (волокнистой) структурой, причем иголки ориентированы перпендикулярно границам зон. Нередко зоны расщепляются или объединяются, но в целом очень хорошо прослеживаются. Органическое вещество располагается не только между зонами, оно образует расплывчатые пятна независимо от мик-

Зональное строение кристалла флюорита. Длина ребра ядра 0.5 мм. Николи параллельны.

роструктуры минерала, заполняет радиальные трещинки в монокристаллическом ядре. Иногда на поверхности зональных зерен наблюдаются длиннопризматические кристаллы, более крупные, чем игольчатые формы, слагающие зоны.

Концентрация редких элементов в изученном флюорите чаще всего значительно ниже кларка в карбонатных породах. В то же время содержание меди и молибдена на два порядка выше упомянутого кларка. Эти данные, по-видимому, говорят об отсутствии прямого влияния вмещающих карбонатов на кристаллизацию рассматриваемого минерала. Уровень концентрации таких типохимических для флюорита элементов, как стронций (467.09 г/т), барий (2.73 г/т), марганец (6.15 г/т), иттрий (15.26 г/т), может свидетельствовать, согласно сводке А.Р. Файзиева [3], о его гидротермальном происхождении. Следует отметить также, что для природных флюоритов обычно характерны высокие концентрации урана и тория, цезия и рубидия, германия и галлия, гафния и бериллия, в то же время в изученном нами минерале указанные элементы содержаться в очень небольших количествах, особенно торий, уран и галлий. По сравнению с флюоритами из рудопроявлений восточного края Русской платформы, в том числе Ординского [5], значительно ниже концентрация Ga, Zr, Ba.

Содержание редкоземельных элементов также низкое – 8.64 г/т, причем легких элементов существенно больше, чем тяжелых (отношение La/Yb = 6), при равномерно наклоненной кривой распределения нормированных на хондрит лантаноидов, что, по мнению И.И. Чайковского с соавторами [5], свойственно для минералов, кристаллизовавшихся из ионных гидротермальных растворов. Наблюдается ярко выраженная отрицательная аномалия европия (Eu/Eu* = 0.38), которая, может указывать на генетическую связь с гранитоидами и довольно характерна для флюоритов западного склона Урала и Предуралья [4, 5]. На связь с гранитами указывает и отношение Y/Ce = 3. Эти особенности позволяют предположить, что рассматриваемая флюоритовая минерализация может быть связана с разломом фундамента, к которому приурочен такой структурный элемент, как Тулумбасовский вал, существовавший в виде поднятия, по-видимому, уже в кунгурское время. Состав проникающих в осадочные толщи глу-

бинных флюидов со временем, возможно, изменялся. Сначала они были кислыми – происходило выщелачивание карбонатного материала (образовались каверны в гальках и матриксе), а также окремнение известняков и кристаллизация кварца в жеодах. В дальнейшем, в более щелочной среде уже кристаллизовался кальцит и, местами, флюорит. При этом глубинные газы, очевидно, содержали углеводороды. Зональное строение и пленки битумного вещества между зонами, вероятно, свидетельствуют о прерывистом формировании кристаллов флюорита.

Литература

1. *Красильников Б.В., Оборин А.А., Сиринов А.В., Калачникова И.Г.* Нефтегазоносность нижнепермских отложений Пермского Предуралья // Нижнепермские отложения Камского Предуралья. Пермь: Пермское книжное издательство, 1973. С. 327–354.
2. *Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.
3. *Файзиев А.Р.* Элементы–примеси как индикаторы генезиса флюоритов. Душанбе: Деваштич, 2002. 185 с.
4. *Чайковский И.И., Андреичев В.Л.* Изотопная геохронология гранитоидов Вишерского Урала // Вестник Пермского университета. Геология. 2001. Вып. 3. С. 129–137.
5. *Чайковский И.И., Крупенин М.Т., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г.* Онтогения и геохимия флюорита из проявлений западного склона Северного, Среднего и Южного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Изд-во ПГУ, 2005. С. 81–108.

ФОРМИРОВАНИЕ ТЕРРИГЕННОГО СОСТАВА ВЕРХОЯНСКОГО ОСАДОЧНОГО МЕГАБАССЕЙНА В ТРИАСЕ

И.И. Колодезников, В.П. Семенов

Якутский государственный университет, г. Якутск, e-mail – mineralogyGGI@mail.ru

Триасовый верхоянский мегабассейн сложен генетически разнородным обломочным материалом: петрогенным, апосапрогенным, карбонатным, литокластогенным и эксплозивно-обломочным. В его мобилизации и последующей полициклической аккумуляции принимали участие совместно или раздельно континент, внутрибассейновые источники питания и субаэральный, локально субаквальный вулканизм. Разнообразная петрогенная кластика, которая поступала главным образом в процессе денудации гранитоидных магматитов и кислых метаморфитов периферийных докембрийских выступов Сибирского континента, участвует в формировании аркозовой и аркозово-граувакковой ассоциации Западно-Верхоянской зоны осадочного палеобассейна, а гомолитичный материал питающих провинции горных сооружений юго-вос-

тока континента и Охотский массив определяли существенно мезомиктовый состав терригенных ассоциации южной зоны мегабассейна. Преимущественно кластогенную природу имеют харчанские слои: микритовые илы, глинистые микриты и ритмититы карбонатной обломочной ассоциации этой части седиментационного бассейна.

В результате размыва внутрибассейновых выступов Сетте-Дабанских потенциально рудоносных палеозоид связано накопление в позднем триасе своеобразных существенно гранитоидных конгломератов с вкрапленностью золота, молибденита в кварцевой гальке.

Апосапрогенная кластика концентрируется в процессе перемыва выветрелых докембрийских (рифей) пород и кор выветривания, образуя высокозрелую сугубо монокварцевую или олигомиктовую ассоциацию Западного Приверхоянья – моусучанские слои. Апосапрогенный тип кластики отчетливо выражен и в составе акцессорной фракции, которая обогащена лейкоксеном, рутилом и другими устойчивыми минералами. Автохтонную природу имеют нередко участвующие в литологическом составе палеобассейна монолитическая интракластика приуроченная к внутриформационным размывам и тектоно-сейсмогенным горизонтам.

Существенный вклад в формировании грубообломочного фонда северо-хараулахского сектора Верхоянского мегабассейна внесли базальтоиды и их туфы трапповой формации северо-восточной части Сибирской платформы при подчиненной роли кислых (риолит-дациты) и средних (андезиты) вулканитов. Неоднозначна трактовка состава и природы алмазаносного петрофонда периферийных зон Оленекского, Туора-Сисского и Хараулахского поднятий, потенциальных источников формирования терригенных коллекторов позднетриасовых (карний, рэт) прибрежно-морских россыпей Нижнеленского алмазаносного поля оконтуренного в пределах северо-хараулахского сектора мегабассейна.

Интенсивное поступление в Верхоянский седиментационный бассейн вулканокластики определялась активным проявлением двух возрастных уровней основного вулканизма: раннетриасового базальтоидного и позднетриасового (норий) андезит-базальтового, а локально субэффузивного кислого. В пестроцветной вулканогенно-терригенной ассоциации (инд-оленекское время) нередко преобладает базальтовый туфогенно-тефроидный материал разнообразный по размерности, сортировке, составе и структуре. В акцессорной части вулканогенно-обломочных компонентов постоянно присутствует цоизит, эпидот, реже авгит, а геохимический спектр характеризуется повышенным содержанием титана и суммарного железа. Источником такой пирокластики был архипелагово-островной трещинный тип вулканизма и редко подводные эксплозии. В составе позднетриасовых вулканогенно-терригенных ассоциаций восточного ограничения Западно-Верхоянской зоны мегабассейна преобладает вулканокластический материал, который имеет свои отличительные особенности. Он представлен в основ-

ном аллохтонной тонкодифференцированной телевитрокластикой, а автохтонная седиментационная пирокластика имеет ограниченное распространение и связана с локализованными подводными излияниями, продукты которых слагают дулгалахский эффузивный комплекс. Возможным источником таких тонких пепловых дифференциатов могли быть пространственно удаленные ареалы андезит-базальтового вулканизма Алазейского и Приколымского поднятий.

В геологической истории Верхоянского палеобассейна выделяются равной длительности ранний и средний этапы эволюции терригенного состава с широким участием петрогенной и карбонатной кластики и активным проявлением эксплозивного основного вулканизма. Заключительный – поздний, более продолжительный интервал эволюции характеризуется масштабным развитием апосапрогенного фонда и эпизодическим (на востоке) поступлением позднетриасовой телепирокластики.

ТЕКСТУРА КЛИН-В-КЛИН В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

В.Г. Колокольцев

ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, e-mail – Kolokoltsev@rambler.ru

В процессе изучения нефтяных месторождений в мезозойских осадочных толщах Западно-Сибирского бассейна обнаружена текстура, описание которой не удалось найти в опубликованной литературе. Встречена на двух месторождениях Сургутского свода в керне нескольких скважин.

На Тевлинско-Русскинском месторождении она развита в верхнеюрских углеродисто-серицитовых аргиллитах (рис. 1). В темно-серых почти черных апопелитах контрастно выделяется светло-серым цветом зона кальцитизации толщиной 0.18 м. В вертикальном срезе кальцитового агрегата отчетливо проявлена структурно-вещественная

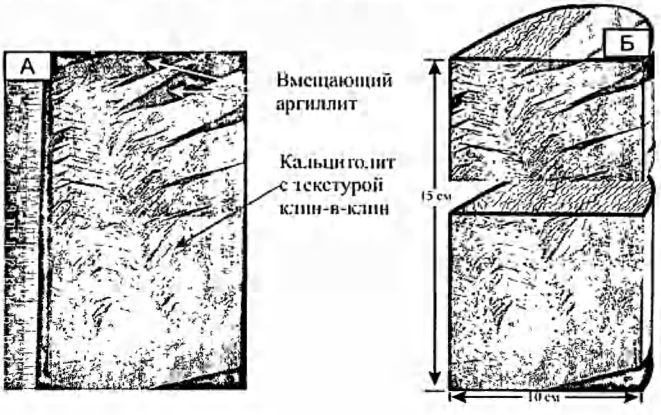


Рис. 1. Текстура клин-в-клин в верхнеюрском углеродисто-серицитовом аргиллите Тевлинско-Русскинского месторождения.

А – фото керна, Б – блок-диаграмма из фотографии и рисунка. Сургутский свод.

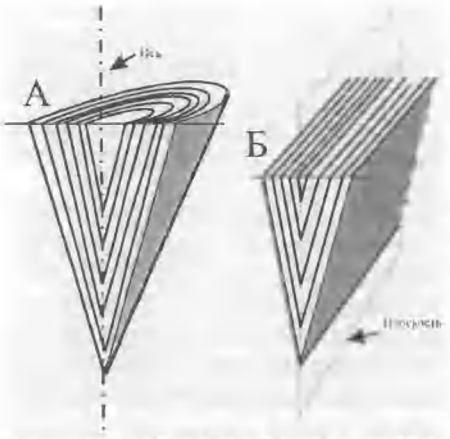


Рис. 2. Схематическое изображение текстур конус-в-конус (А) и клин-в-клин (Б).

неоднородность (рис. 1, А), которая, на первый взгляд, может быть принята за текстуру конус-в-конусе, но в горизонтальной плоскости (рис. 1, Б) обнаруживается кардинальное отличие ее пространственной организации от последней. Если конус-в-конусе – это осесимметричная природная конструкция, идеализированная форма которой имеет ось симметрии $L\infty$ (рис. 2, А), то обсуждаемая структурно-вещественная неоднородность в горизонтальном срезе характеризуется параллельно-полосчатым строением, свидетельствующем о близости фигуры диэдру с характерной «плоскостью симметрии» (рис. 2, Б). В трехмерном пространстве эта кальцитовая постройка напоминает странички приоткрытой книжки, а вернее серию вложенных друг в друга клиньев. Поэтому мы назвали эту структурно-вещественную неоднородность текстурой клин-в-клин. На Тевлинско-Русскинском месторождении угол между поверхностями клина составляет около 90°.

На Южно-Ягунском месторождении текстура клин-в-клин задокументирована в зонах кальцитизации раннемеловых (берриас-валанжин) гидрослюдистых слабо алевритистых аргиллитоподобных глин. На эпигенетический характер кальцитизации указывает ее четкий контроль трещинами внутрипластового кливажа. В зонах кальцитизации (вертикальной мощностью 0.4–0.8 м) текстура клин-в-клин прослеживается в тонких (около 1 см) слойках. Угол между поверхностями этих клиньев составляет около 120°.

Для решения задач нефтяной геологии было важно понять механизм образования такой текстуры. Поскольку генетическая близость обсуждаемой текстуры с текстурой конус-в-конусе почти не вызывает сомнений, мы обратились к опубликованным гипотезам механизма формирования последних.

Привлекательность флюидно-конвективной метасоматической гипотезы образования конус-в-конусе [2] в том, что она объединяет практически все существующие генетические представления (газовое, кристаллизационное, давления), превращая их в довольно согласованные частности более сложно организованного геологического явления.

В соответствии с ней [2], конус-в-конусе – это былые самоорганизующиеся системы термоградиентного поля, формировавшиеся за счет энергии тепломассопотока. Углекисло-кальциевый тепломассопоток рождает в донном осадке бассейна конвективную структуру сходную

с ячейками Бенара. Вихри Бенара обусловливают кристаллизацию кальцита в виде шестоватых агрегатов. При возникновении в точечных участках донного осадка со стационарной конвекцией более контрастного вертикального температурного градиента неустойчивая структура конвективного потока начинает флуктуировать [3], а затем разрушается и поток переходит в турбулентный режим. Турбулентные микропотоки (микроструи) создают латеральную температурную неоднородность в донном осадке. Направленный по радиусу от оси струи горизонтальный температурный градиент приводит к подъему жидкости вдоль теплой границы и опусканию вдоль холодной. Не уравновешивающие друг друга силы создают крутящий момент [1], обусловливающий появление симметрии конуса, которая подчеркивается отложением перемещенных легких глинистых частиц.

Иными словами, текстуры конус-в-конусе – это былые самоорганизующиеся системы, возникавшие в капиллярно-пористой среде под воздействием осесимметричных конвективных флюидных факелов, образующихся над точечным источником тепла.

В зонах деструкции трещины выступают в роли линейных проводников тепла и являются причиной возникновения плоских факелов [4]. Текстуры клин-в-клин – это и есть диссипативные структуры, возникавшие в далеком прошлом за счет привноса вещества и энергии конвективными тепломассопотоками, но не из точечных (как конус-в-конусе), а из линейных флюидопроводников.

Та и другая текстуры могут использоваться в качестве индикаторов флюидопроводных систем. Их вещественное выполнение отражает состав флюида, а ориентировка несет информацию о динамике тепломассопотока: острие клина всегда обращено в сторону более высокой температуры и полярно противоположно вектору формирующего тепломассопотока.

Зарождаясь в трещиноватых породах, т.е. в породах, способных к хрупким деформациям, клин-в-клин открывает принципиальную возможность по морфологии заполняемых трещин определять стадию литогенеза, на которой произошло внедрение флюида.

Причина отсутствия к настоящему времени описания такой текстуры в мировой литературе кроется не в супермалой распространенности, а в ее частичном морфологическом сходстве с текстурой конус-в-конусе.

Литература

1. *Берже П., Помо И., Видаль К.* Порядок в хаосе. О детерминистском подходе к турбулентности. М.: Мир, 1991. 367 с.
2. *Колокольцев В.Г.* Текстура cone-in-cone и ее происхождение // Литология и полезн. ископаемые. 2002. № 6. С. 612–627.
3. *Пригожин И., Стенгерс И.* Порядок из хаоса (Новый диалог человека с природой). М.: Прогресс, 1986. 431 с.
4. *Себиси Т., Брэдшоу П.* Конвективный теплообмен. М.: Мир, 1987. 499 с.

ПРИРОДА ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА В НИЖНЕМЕЛОВЫХ НЕФТЯНЫХ КОЛЛЕКТОРАХ ЮЖНО-ЯГУНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СТАДИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

В.Г. Колокольцев[1], А.И. Ларичев[1], К.Г. Скачек[2], С.Б. Шишлов[3]

[1]ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, e-mail – Kolokoltsev@rambler.ru
[2]ТПП «Когалымнефтегаз»
[3]Санкт-Петербургский государственный горный институт, г. Санкт-Петербург, e-mail – sshishlov@mail.ru

С целью уточнения строения резервуаров на Южно-Ягунском месторождении комплексировались методы седиментологического и успешно развиваемого О.В. Япаскуртом [4] стадиального анализов, что позволило охарактеризовать три этапа становления нижнемеловых (берриас-валанжин) алевролито-песчаных нефтяных пластов групп БС-10–БС-11: седиментационный, катагенетический и этап наложенного эпигенеза.

Основная масса изучаемых песчаников, представленных средне-, мелко- и тонкозернистыми разностями (по классификации [2]), сформировалась на мелководном шельфе в зоне перемещающихся подводных песчаных валов, осложненной продуктами выдвижения, отмирания и волновой переработки фронтов дельтовых лопастей. Информация о фильтрационно-емкостных свойствах (ФЕС) этих отложений на седиментационном этапе не сохранилась и может быть получена лишь методом аналогии с современными осадками сходного генезиса.

Структурно-петрографическими и электронно-микроскопическими методами стадиального анализа дифференцированы этапы катагенеза и наложенного эпигенеза.

Для оптико-микроскопических исследований использовались шлифы, изготовленные из образцов, предварительно пропитанных (в вакууме) крашеной смолой. Высокая интенсивность катагенетических изменений определяется в шлифах с реликтовыми площадками аркозов, в которых сохранились припаи, выпукло-вогнутые, зубчатые (рис. 1) и иногда микростилолитовые (сутурные) границы между зернами. Перечисленные структуры гравитационной коррозии являются результатом очень сильного механического уплотнения твердых минераль-

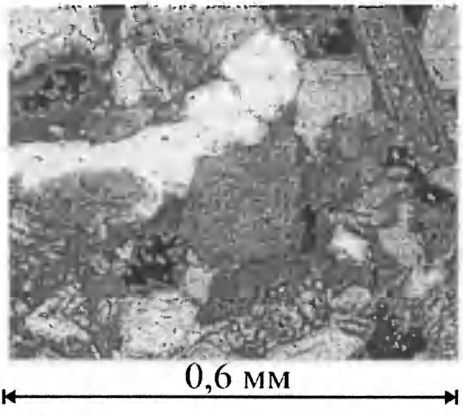


Рис. 1. Границы зерен в песчанике пласта БС-10. Скв. 4746. Южно-Ягунское месторождение. Фото шлифа (+).

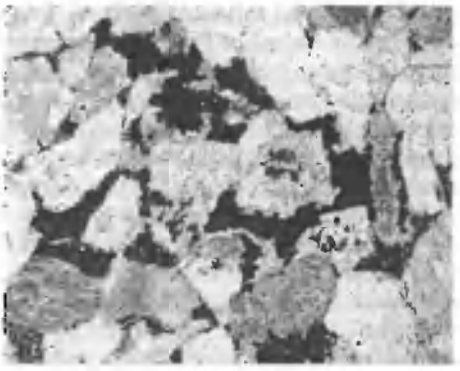


Рис. 2. Морфология открытых межзерновых и внутризерновых пор (черное) в песчанике пласта БС-10. Зарисовка пор по фото шлифа, пропитанного смолой. Скв. 4746. Южно-Ягунское месторождение.

ных частиц с их частичным растворением. Характер сохранившихся типов цементации свидетельствует, что на финальных этапах катагенетических преобразований открытая пористость изучаемых песчаников составляла первые проценты, а проницаемость не превышала единиц миллидарси. Пласты групп БС-10–БС-11 в пределах месторождения залегают на глубинах 2350–2450 м и, с учетом региональной поправки (+0.5 км), указывают на то, что максимальная глубина их погружения составляла около трех километров. Такая глубина соответствует зоне очень сильного уплотнения аркозовых песчаников [1], что подтверждает былую (эпигенетически обусловленную) принадлежность изучаемых псаммитов к слабо пористым коллекторам с очень низкой проницаемостью.

Судя по шлифам, открытые поры в псаммитах, не затронутых второй кальцитизацией, распределены неравномерно, потому и ФЕС песчаников в одном пласте варьируют в очень широких пределах, соответствующих диапазону коллекторов от II до V классов (по [3]). Уже сам этот факт является косвенным свидетельством наложенно эпигенетической природы пустотного пространства. Кроме того, намечается устойчивая прямая связь увеличения пустотного пространства с интенсивностью избирательного растворения компонентов породы (и выноса растворенного вещества). Количество открытых межзерновых пор прямо коррелирует с количеством внутризерновых пор. Признаки процесса наложенного эпигенеза, приводящего к формированию пустотного пространства за счет взаимодействий агрессивных флюидов с разнообразными компонентами сильно уплотненных песчаников, фиксируются электронно- и оптико-микроскопическими наблюдениями (рис. 2).

Межзерновые поры имеют полигональные, треугольные и более сложные очертания, соответствующие разнообразным пространственным комбинациям геометрических форм скелетных элементов песчаника, ранее прошедшего высокую стадию катагенеза. Геометрический (в плоскости шлифа) рисунок открытых межзерновых пор полностью вписывается в представление об их формировании за счет растворения мало устойчивых компонентов в сильно уплотненном песчанике. Морфологические особенности внутризерновых пор отражают кристаллофизические свойства растворяющихся минералов. В ка-

лиевых полевых шпатах внутризерновые поры обычно имеют геометрически правильные изометричные очертания, контролируемые плоскостями спайности минералов этой группы. Для плагиоклазов более характерны линейные формы внутризерновых пор, обусловленные ориентировкой плоскостей спайности и двойниковых швов. РЭМ-снимки демонстрируют результаты зонального растворения зерен плагиоклазов, частично превращенных в ажурный скелет.

В сохранившихся от растворения обломках слюд линейные пустоты подчеркивают избирательное растворение слоистого алюмосиликата по плоскостям весьма совершенной спайности. В обломках вулканических пород морфологическая гамма внутризерновых открытых пор очень обширна, что обусловлено разнообразием микроструктурных разновидностей производных кислой, средней и основной магмы. Нередко обломки вулканитов оказываются почти полностью растворенными, сохранившими лишь тончайшую оболочку зерна, позволяющую реконструировать его былые очертания.

В изучаемых нефтяных коллекторах стенки всех пустот инкрустированы новообразованными нанокристаллами разнообразных минералов, среди которых доминирует железистый хлорит. Поры при тысячекратных увеличениях обнаруживают сложную пространственно-минеральную организацию. Обычно их внешняя зона сложена агрегатом нанокристаллов хлорита, а внутренняя нередко представляет собой ажурный агрегат едва соприкасающихся гексагональных пластинок каолинита.

Результаты проведенного стадиального анализа позволяют утверждать, что на Южно-Ягунском месторождении эффективная пористость гранулярных нефтяных коллекторов в нижнемеловых пластах сформирована на стадии наложенного эпигенеза.

Литература

1. *Лебедев Б.А.* Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.
2. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / В.Н. Шванов, В.Т. Фролов, Э.И. Сергеева и др. СПб: Недра, 1998. 352 с.
3. *Ханин А.А.* О классификации пород – коллекторов нефти и газа // Разведка и охрана недр. 1956. № 1. С. 7–16.
4. *Япаскурт О.В.* Стадиальный анализ литогенеза. М.: Изд-во МГУ, 1995. 142 с.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ МУЙСКО-КУАНДИНСКОЙ ВПАДИНЫ (БАЙКАЛЬСКАЯ СИБИРЬ)

В.Л. Коломиец

Геологический институт СО РАН,
г. Улан-Удэ, e-mail – kolom@gin.bscnet.ru

Муйско-Куандинская впадина относится к северо-восточному флангу Байкальской рифтовой зоны. В результате сложного геологического

развития в процессе рифтогенеза на протяжении квартера в депрессии сформировался полигенетический комплекс мощных осадочных толщ. Так, в присклоновых частях котловины происходило образование конусов выноса, которые привели к возникновению подгорных пролювиальных равнин вдоль подножья Северо- и Южно-Муйского хребтов. Здесь же весомая роль принадлежит и отложениям флювиогляциального, а также коллювиального происхождения. Напротив, днище впадины в течение этого времени являло собой бассейн седиментации главным образом озерно-речных отложений, слагающих не менее 8-ми аккумулятивных и эрозионно-аккумулятивных террасовых уровней.

Самый высокий *VIII уровень* эоплейстоцен-нижнечетвертичного возраста высотой 160–200 м сформирован мелко-среднезернистыми песками (средневзвешенный диаметр частиц x = 0.2–0.5 мм) с субгоризонтально-волнистой текстурой. Коэффициент сортировки σ = 0.1–0.3 определяет хорошую и умеренную их отсортированность. Коэффициент асимметрии $S_k < 1$ со сдвинутой модой в сторону крупных частиц оценивает энергетические уровни живых сил седиментации как относительно высокие. Значения эксцесса положительны (τ = 1.1–6.5), что свидетельствует о стабильной динамике вещества, превышении скорости обработки поступающего в бассейн материала над его приносом и относительно спокойном тектоническом режиме. Показатели коэффициента вариации (ν = 0.4–0.9) подтверждают аквальное происхождение песков (поле смешанного аллювиально-озерного генезиса). По палеопотамологическим данным, накопление совершалось в условиях обширных слабопроточных неглубоких (до 2–3 м) озерных водоемов с умеренным гидрологическим режимом водотоков, транспортировавших сюда обломочный материал. Палеореки характеризуются равнинным (число Фруда Fr < 0.1) типом естественных русел в благоприятных условиях состояния ложа. По числу Лохтина (Λ = 1.5–2.5), такие водотоки приближались к конечному водоему, φ-критерий устойчивости русел определяет их как слабоподвижные (< 100). По фациальной природе осадки имеют двойственный характер: горизонтально-слоистые разности отлагались в прибрежной полосе акватории мелководных стационарных водоемов со слабым волнением и придонным течением, а наклонно-слоистые пески – блуждающими потоками с замедленными скоростями движения воды.

Отложения *VII террасы* ранне-среднечетвертичного возраста (100–140 м) представлены тонко-мелко-среднезернистыми (x = 0.1–0.6) песками. По стандартному отклонению (σ = 0.07–0.46) осадки хорошо и умеренно сортированы, асимметричны ($S_k < 1$), эксцесс плюсовой, значения ν = 0.4–0.85 определяют смешанный озерно-аллювиальный генезис. Глубины палеобассейнов не превышали 2.5–3.5 м, впадающие в озера реки, ввиду подпора, характеризовались равнинными, реже полуторными (Fr = 0.1–0.3), слабоподвижными (φ < 100), хорошо разработанными руслами в благоприятных условиях состояния ложа (речная и лимническая макрофации).

Среди отложений *VI* (50–80 м) и *V террас* (40 м) среднеплейстоценового возраста преобладают горизонтально-, косо- и волнисто-слоистые мелко-среднезернистые (x = 0.2–0.6) пески хорошей и умеренной сортировки (σ = 0.13–0.4), асимметричные (S_k < 1) с положительным эксцессом и значениями ν = 0.4–1.0, соответствующим области озерно-речного и аллювиального генезиса. Аккумуляция происходила в стационарных проточных водоемах с некоторым увеличением их осредненных глубин до 15–20 м. Реки, доставлявшие сюда наносы, имели слабоподвижные (< 100) русла равнинного и полугорного типов с площадью водосбора > 100 км^2 в естественных условиях состояния ложа со свободным течением воды. Следовательно, осадки террас отлагались в проточных озерах и однонаправленных слаботурбулентных речных потоках.

По гранулометрическим характеристикам отложения *IV террасы*, образовавшейся в начале верхнего плейстоцена (25 м), подразделяются на две толщи. Нижняя сложена горизонтально- и косослоистыми мелко-среднезернистыми песками с прослоями галечно-гравийного материала (x = 0.3–0.7 мм). Сортировка – от хорошей до умеренно-плохой (σ = 0.15–0.5), асимметрия и эксцесс положительны, величины ν > 0.8, что сопоставляется с полем стационарных потоков, принадлежащих полугорному с развитыми аккумулятивными формами типу постоянного, сравнительно чистого русла и площадью водосбора > 100 км^2. Верхняя толща представлена субгоризонтально-волнистыми тонкослоистыми алевритами и тонко-мелкозернистыми песками (x = 0.07–0.25). Отсортированность материала абсолютная и хорошая (σ = 0.03–0.18), модальность распределений сдвинута как в сторону крупных, так и мелких частиц (S_k > 1), эксцесс резко положителен (τ ≈ 0). Подобная ситуация свойственна осадконакоплению в более глубоких, озеровидных водоемах с ламинарным и переходным типами осаждения при критически малых скоростях движения наносов.

Верхнечетвертичные *III* (15–18 м) и *II* (10–12 м) *террасы* выполнены горизонтально- и косослоистыми средне-мелкозернистыми песками (x = 0.2–0.4) и горизонтально-тонкослоистыми крупными алевритами (x = 0.09–0.1). Отложениям присуща хорошая и умеренная сортировка (σ = 0.1–0.4), тектонические условия осадконакопления были как стабильными с некоторым дефицитом поступающего вещества (S_k < 1, τ > 0), так и превышением привноса материала над скоростью его переработки (τ < 0, S_k > 1). Коэффициент вариации определяет речной генезис данных осадков (ν = 0.6–1.34). В палеогидрологическом режиме не наблюдается каких-то резких отличий от схожих сценариев седиментогенеза, свойственного IV террасе.

Строение *I террасы* (7–9 м) раннеголоценового возраста двучленно: верхняя часть сложена горизонтально- и волнисто-слоистыми алевритистыми песками (x = 0.07–0.1), в низах толщи присутствуют косослоистые крупно-среднезернистые пески с примесью псефитовых включений (x = 0.62–7.2). Сортировка – от умеренной до отсутствия

таковой (σ = 0.28–9.8), асимметрия положительна, эксцесс отрицателен (τ = -0.09… -1.77), что указывает на нестабильные динамические условия в среде седиментации, ее высокий энергетизм и «мутность» текущих с окружающих хребтов потоков. Аккумуляция осуществлялась постоянными слабоподвижными – подвижными извилистыми потоками полугорного и горного грядового типа в обычных условиях состояния ложа. По гидродинамическим показателям подобные потоки близки параметрам сегодняшних основных рек Муйско-Куандинской впадины – Муи, Муякана, Куанды.

Таким образом, установлено, что наибольшее развитие в плейстоцене Муйско-Куандинской депрессии получили накопления аквального парагенетического ряда континентальных осадочных образований (фоновиальная и лимническая группы). Начиная с верхнего эоплейстоцена, в котловине имели место несколько крупных озерных проточных водоемов, сменяемых циклами их уменьшения с последующими эрозионными врезами. К финалу неоплейстоцена озерный режим постепенно переходит в реликтовое состояние и сменяется рекой как главным гидрологическим фактором.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ И ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБЪЕКТА САЛХИТ (МОНГОЛИЯ)

В.Л. Коломиец[1], **С.А. Гладышев**[2]

[1]Геологический институт СО РАН,
г. Улан-Удэ, e-mail – kolom@gin.bscnet.ru
[2]Институт археологии и этнографии СО РАН,
г. Новосибирск, e-mail – Gladyshev@archaeology.nsc.ru

В рамках выполнения Международного проекта «Становление и эволюция палеолитических культур Северной, Центральной и Юго-Западной Азии» (Россия, Монголия, США) было проведено детальное изучение геоархеологического объекта Салхит (Хэнтэйский аймак, Норовлин сомон). По геолого-геоморфологическому районированию данный объект находится на стыке двух регионов – Северо-Востока Монголии и Восточно-Монгольской равнины, и входит в Керулен-Ульдзинский район. Это восточные отроги Хэнтэйского нагорья, которые являют собой совокупность всхолмленных поверхностей, мелкосопочников, массивов низких гор, разделенных между собой областями денудации и плоскими впадинами с озерными котловинами.

Разрез Салхит-1 (С-1) расположен на правом склоне долины выположенного одноименного лога. Вскрытую толщу до глубины 4.25 м по структурно-текстурным особенностям отложений можно подразделить на 6 слоев. Разрез Салхит-2 (С-2) мощностью 2.2 м находится на ле-

вом склоне и представлен 4 слоями, резко отличающимися по вещественному составу.

Представленные разрезы имеют сходное строение. В основании толщи находится кора выветривания. Выше ее залегают горизонты (слой 4 (0.45 м) – С-1; слой 3 (0.6 м) – С-2), выполненные из песчано-дресвяно-щебнистой смеси (средневзвешенный диаметр частиц x = 6.47–12.20 мм). Коэффициенты сортировки осадков Траска S_0 и стандартное отклонение s находятся в пределах 5.88–7.56 и 9.67–20.31 соответственно, характеризуют их как абсолютно несортированные, что отражает предельно малое расстояние транспортировки в довольно динамичной среде седиментации (статистический коэффициент асимметрии $\alpha > 0$), но достаточно хорошую обработку грубообломочной части спектра (коэффициент асимметрии Траска $S_k = 0.7$), свойственен смешанно-фракционный гранулометрический тип гетеромодального открыто-двустороннего эмпирического полигона распределения (ЭПР). Судя по значению коэффициента вариации ($\nu = 1.66$), участие свободно текучей воды в этом процессе было значимым, что подтверждается слабой окатанностью отдельных обломков, но полное отсутствие текстурных качеств отложений определяет делювиально-пролювиальное происхождение данных слоев. Для эксцесса характерно очень малое его значение ($\tau = 1.1–3.13$), прямо указывающее на достаточно подвижный характер аккумуляции, обусловленный как внутрикоровой, так и внешней (климатической) составляющей морфогенеза, которые в совокупности привели к усилению эрозионно-денудационных процессов в исследуемом районе. Разрушенного материала становилось все больше, склоновые литопотоки, а также перегруженные дезинтегрированным веществом эпизодические водные потоки не успевали обрабатывать его, и он быстро отлагался под новыми порциями субстрата – и, как следствие, в разрезе превалируют несортированные осадки. Причиной таких изменений могли быть вариации климата в сторону потепления (каргинская эпоха позднего неоплейстоцена), что привело к росту увлажненности и обводненности данной территории. Достаточное количество свободной воды способствовало к формированию на этом уровне аллювиально-пролювиального вложения, представляющего собой бывшее русло небольшого водотока, заполненное наклонно-слоистым песчаным материалом (слой 5, мощность 0.25 м – разрез С-1).

Следующими горизонтами, перекрывающим каргинскую толщу, являются слои 3 (разрез С-1) и 2 (С-2). Они также коррелируются между собой: залегают почти на одном гипсометрическом уровне, имеют близкую мощность, сложены осадками с примерно равными статистическими параметрами. Слой 3 (0.7 м) сформирован сцементированным алевритисто-дресвянистым мелко-среднезернистым песком (x = 1.99 мм) с включением мелких и средних глыб. Отложения имеют полимодальный правосторонне-открытый ЭПР разнофракционного типа, характеризуются очень плохой сортировкой ($S_0 = 2.68$; $\sigma = 4.25$) (недалекий перенос в турбулентной среде без должной динамической обработки),

мода ($\alpha > 0$, $S_k > 1$) сдвинута в сторону мелких частиц (условно повышенный энергетизм среды седиментации). Рост числовых показателей эксцесса ($\tau = 19.40$) свидетельствует о продолжающейся относительной стабильности протекания неотектонических явлений на данной территории, но уже с наметившейся тенденцией в сторону усиления процессов эндо- и экзогенеза. Происхождение этих осадков преимущественно склоновое, так как значения коэффициента вариации ($\nu = 2.14$) выходят за рамки аквального парагенетического ряда и могут соотноситься с делювиально-коллювиальным характером осадконакопления.

Слой 2 (0.45–0.75 м, разрез С-2), выполнен облессованным, плотным, алевритово-дресвянистым средне-мелкозернистым песком ($x = 1.19$ мм) с включением обломочного материала в виде небольших глыб, характер распределения которого хаотичный, толща в целом массивная, бестекстурная. ЭПР принадлежит бимодальному правосторонне-открытому смешанно-фракционному типу. Вещество характеризуется недостаточной сортировкой ($S_0 = 1.79$; $\sigma = 3.37$, – укороченный путь его перемещения перед отложением). Кроме того, оно имеет несимметричное распределение со сдвинутой в сторону мелких ($S_k > 1$, $\alpha > 0$) частиц модой. Энергетизм живых сил седиментации при его образовании обладал некоторым динамизмом, тектонические условия осадконакопления были относительно стабильными с определенным дефицитом поступающего материала ($\tau = 35.19$). Коэффициент вариации определяет происхождение данных осадков ($\nu = 2.84$) как склоновое с незначительным участием однонаправленно-текучей свободной воды (парагенетическая группа коллювия смывания) и возможной последующей сингенетической или эпигенетической эоловой трансформацией материала, нашедшей отражение в некотором улучшении его сортировки. Что касается времени формирования данных горизонтов, то это сартанское время, для которого было свойственно понижение общего температурного фона, недостаток количества свободно-движущейся воды (неаквальное происхождение данных слоев) и прогрессирующая аридность.

Особняком является слой 2 (0.4 м) из разреза С-1, аналог которого не обнаружен в разрезе С-2, сложен мелко-крупно-среднезернистым алевритистым песком ($x = 0.65$ мм), интенсивно карбонатизированным, бестекстурным, сцементированным. Осадки плохо сортированы ($S_0 = 2.11$, $\sigma = 0.87$ – показатели незначительной длины транспортировки частиц). Бимодальный (второй модальный пик слабо выражен) ЭПР несимметричен, мода осадка положительна ($\alpha > 0$) и по отношению к медиане находится в левой его части ($S_k < 1$). Эксцесс также склоновой ($\tau = 82.84$), что указывает на некую тектоническую стабильность, поступление небольших порций обломочного субстрата в седиментационный бассейн, а также превышение скорости его обработки над приносом. Кроме того, пески имеют параметры коэффициента вариации осадков ($\nu = 1.34$), сопоставимые с флювиальным характе-

ром среды аккумуляции. Но, учитывая внешний облик породы – лессовидность, пылеватость, плохую сортировку материала, можно констатировать смешанный характер седиментогенеза (смешение групп коллювия смывания и временных русловых потоков), а именно – делювиально-пролювиальный с квазипостоянным перемещением вещества и обязательным участием в этом процессе текучей воды. Период накопления – голоценовый. С голоценом связано и формирование венчающих разрезы почвенно-растительных горизонтов.

ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУРЫ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКОГО ФАКТОРА

А.Н. Кольчугин

Казанский государственный университет,
г. Казань, e-mail – Anton.Kolchugin@ksu.ru

Объектом исследования являлся керновый материал карбонатных пород турнейского яруса ряда месторождений нефти юго-востока Республики Татарстан. Турнейский регионально нефтеносный комплекс среди карбонатных коллекторов нижнего и среднего карбона в указанном регионе содержит основные промышленно значимые скопления нефти. Детальное изучение керна и образцов, оптико-микроскопическое изучение шлифов, анализ данных ГИС, данных по емкостно-фильтрационным свойствам известняков показали, что разрез турнейского яруса существенно неоднороден. Неоднородность разреза проявляется по структурно-текстурным характеристикам слагающих его известняков, коллекторским свойствам пород, характеру и степени их флюидонасыщенности и др., что определяется наличием различных структурно-генетических типов известняков и характером их вторичных изменений, связанных с наложенными процессами.

Разрез турнейского яруса указанного региона сложен известняками преимущественно двух типов: биокласто-зоогенными и биокластово-фитогенными. Указанные типы известняков сформированы в условиях осаждения биокластового и илового материала в обстановке регрессирующего морского бассейна и последующего диа- и катагенеза. Коллекторские свойства таких известняков весьма малы [1].

Проведенные исследования показали, что высокие коллекторские свойства известняков связаны с реализацией в них выщелачивания, являющегося вторичным процессом, имеющим наложенный характер. Однако процессу выщелачивания подвержены лишь биокластово-зоогенные известняки, тогда как биокластово-фитогенные не испытали такое преобразование. Этот фактор вместе с наличием в разрезе двух названных структурно-генетических типов известняков и определяет неоднородность разреза.

Анализ неоднородного строения разреза по типам слагающих его известняков, характеру их вторичного изменения, структуре пустотного пространства и флюидонасыщенности позволил выделить три основных зоны в пределах залежей углеводородов: сверху вниз – собственно нефтяную, водонефтяную и зону водонефтяного контакта, являющуюся разрушенной частью залежи [3]. Важной отличительной особенностью выделенных зон следует признать установленное различие в структуре пустотного пространства – пористости и кавернозности.

В нефтяной части залежи, приуроченной к биокластово-зоогенным известнякам, кавернозность развита равномерно. Здесь же наблюдается и равномерная нефтенасыщенность.

Водонефтяная часть залежи приурочена к биокластово-фитогенным известнякам, видимая под оптическим микроскопом пористость в которых не обнаруживается. По коллекторским свойствам породы этой части залежи однородны. Однако здесь наблюдается неравномерно пятнистое и пятнисто-полосчатое распределение нефтенасыщенных и водонасыщенных участков.

Зоны водонефтяных контактов (ВНК), современных и древних, приурочены к биокластово-зоогенным известнякам. В отличие от аналогичных известняков нефтяных зон здесь наблюдается неравномерно развитая кавернозность: под микроскопом наблюдаются как реликты неизмененных пород, так и кавернозные участки. Важным фактом является постоянное наличие вторичного доломита в зонах как древних, так и современных ВНК, тогда как в кавернозных породах нефтяных залежей он практически отсутствует [2].

Наше объяснение изложенным фактам следующее.

Равномерную кавернозность в пределах собственно нефтяной части залежи можно объяснить относительной закрытостью термодинамической системы, в которой реализуются процессы выщелачивания в условиях равномерного распределения агрессивных растворяющих компонентов флюида. Тогда флюид, сдерживаемый покрышкой, равномерно распределяется в объеме ловушки, а сброс растворенного вещества происходит в вышележащие горизонты за счет пульсационной разгерметизации залежи во времени, при этом гидростатическое давление превышает литостатическое.

Отсутствие кавернозности в водонефтяной части залежи следует связывать с литологическими особенностями биокластово-фитогенных известняков, которые характеризуются низкими значениями проницаемости, изолированностью и малыми размерам пор.

Неравномерную кавернозность в зонах ВНК можно объяснить большей открытостью термодинамической системы, когда преимущественно латеральная миграция флюида осуществляется лишь по ослабленным зонам, что, например в зонах древних ВНК, сопровождается формированием латерально ориентированных мономинеральных линз и прослоев вторичных доломита и кальцита, которые чередуются с практически неизмененными биокластово-зоогенными известняками [2].

В зонах современных ВНК доломитизация отмечается спорадически в виде небольшой примеси, что фиксируется на рентгеновских дифрактограммах. Можно предположить, что формирование зон ВНК в карбонатных коллекторах или разрушение нефтяных залежей с образованием битумов происходит на заключительных стадиях флюидодинамических процессов, когда последние порции флюида уже не способны создать необходимые давления для прорыва покрышки. В силу этого наиболее предпочтительной для них становится латеральная или сублатеральная миграция, которая и приводит к неравномерной кавернозности и формированию вторично полосчатых текстур за счет неравномерного выщелачивания, перекристаллизации и замещения.

Литература

1. *Морозов В.П., Козина Е.А.* Карбонатные породы турнейского яруса нижнего карбона. Атлас (в печати).
2. *Морозов В.П., Королев Э.А., Кольчугин А.Н.* Минералого-литологичевкие критерии выделения зон древних и современных водонефтяных контактов в связи с формированием нефтяных залежей в известняках турнейского яруса Волго-Уральской антеклизы // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 9. С. 31–38.
3. *Сахибгареев Р.С.* Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Л.: Недра, 1989. 260 с.

К ПЕТРОХИМИИ РАННЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКОГО ТЕРРИГЕННОГО ОСТРОВОДУЖНОГО КОМПЛЕКСА В ВЕРХОВЬЯХ р. АБАКАН (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

В.И. Копорулин

Геологический институт РАН,
г. Москва, e-mail – stukalova@ginras.ru

Верховья р. Абакан, располагающиеся в северо-западной части современного Западного Саяна, в раннем и среднем кембрии составляли часть островодужной системы, отделявшей древнюю Сибирскую платформу от центрально-Азиатского палеоокеана. В пределах последнего во второй половине раннего кембрия фаза растяжения земной коры сменилась фазой сжатия. Это привело к перемещению блоков коры в направлении Сибирской платформы, оформлению по ее периферии островной дуги и зоны субдукции, смене толеитового вулканизма спилит-кератофировым [3].

Островная дуга включала ряд поднятий и впадин с накоплением в первых вулканитов, а во вторых продуктов их разрушения и переотложения в виде флиша. К некоторым поднятиям были приурочены острова или участки мелководий, где накапливались органогенные известняки. В составе флиша развиты микститы, конгломераты, слабо сортированные гравелиты, песчаники, алевролиты, туфы, потоки лав [1].

В разрезе выделены (снизу вверх) нижнемонокская, верхнемонокская, чеханская и курчепская свиты. Первая отвечает атдабанскому, вторая и третья соответственно ботомскому и тойонскому ярусам нижнего кембрия, а курчепская – началу среднего кембрия.

Минералого-петрографическое изучение пород флиша в шлифах показало присутствие среди породообразующих минералов обломков магматических пород, плагиоклазов, кварца, хлорита, редко биотита. Различия в количественных соотношениях кварца, плагиоклазов, различных типов пород в песчаниках позволили выделить 4 терригенных минеральных ассоциации.

I-я ассоциация содержит кварц в количестве 0–5 %, плагиоклазы – 5–25 %, обломки пород – 75–95 %. Кварц представлен изверженной разностью неправильной формы изометричные зерна с включениями рудной пыли, пузырьков газа и жидкости. Среди обломков плагиоклаза резко преобладает андезин, а среди обломков пород – основные и средние эффузивы (базальты, андезиты) – 95–100 % всех обломков пород с редкими зернами кремней и кислых эффузивов (фельзитов) – до 5 %.

II-ой ассоциации свойственны вариации содержаний обломков кварца от 0 до 8 %, плагиоклазов от 40 до 80 % и различных пород от 20 до 70 %. В ней кварц, как и в предыдущей ассоциации, представлен изверженной разностью, а среди обломков плагиоклазов преобладает андезин, при заметной примеси основного, реже кислого, олигоклаза. Содержание основных и средних эффузивов среди обломков пород варьирует от ~ 10 до 60 %, а кремней и кислых эффузивов (фельзитов, фельзит-порфиров) – от ~ 10 до 55 %.

III-я ассоциация характеризуется содержаниями кварца в количестве 10–37%, полевых шпатов 34–65 %; обломков пород 20–57 %. Кварц принадлежит изверженной разности; среди плагиоклазов встречаются андезин, основной и кислый олигоклаз, а среди обломков пород: андезиты, базальты, кремни и фельзиты или фельзит-порфиры. В группе обломков пород на долю кремней и кислых эффузивов приходится 70–95 %, а основных и средних эффузивов 10–20 %.

В IV-ой ассоциации содержание кварца варьирует от ~ 25 до 70 %, плагиоклазов от ~ 20 до 60 % и обломков пород от ~ 10 до 35 %. Среди зерен кварца, как и в вышеописанных ассоциациях, преобладает кварц изверженных пород, полевые шпаты представлены главным образом кислым, реже основным, олигоклазом. Среди обломков пород установлены плагиограниты (~ 22–60 % всех обломков пород), кремни и кислые эффузивы (~ 15–45 %) и основные-средние эффузивы (~ 12–38 %).

Во всех четырех ассоциациях обломочные зерна имеют плохо окатанную форму, плагиоклазы и породы отличаются заметной выветрелостью, содержат тонкодисперсные, глинистые минералы, основная масса основных и средних вулканитов заметно хлоритизирована. Породы I-ой ассоциации приурочены в основном к верхней части нижнемонокской свиты, породы II-ой и III-ей ассоциаций характерны для верхнемонокской и чеханской свит, а IV-ой – курчепской свиты. По

данным полного силикатного анализа, в породах указанных ассоциаций содержание SiO_2 возрастает при снижении элементов групп M (TiO_2 + + Fe_2O_3 + FeO +MgO + MgO) и группы F (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) от I-ой ассоциации к II-ой и от II-ой к III-ей и IV-ой. При этом I-ая и II-я ассоциации по содержанию SiO_2, элементов групп M и F отвечают вулканомиктовым граувакам, а III-я и IV-я – кварц-полевошпатовым граувакам схемы А.Г. Коссовской, М.И. Тучковой [2].

Набор породообразующих компонентов в I-ой, II-ой и III-ей ассоциациях тождественен набору пород и слагающих компонентов эффузивной спилит-кератофировой формации, включающей базальты, андезиты, кератофиры и кварцевые кератофиры и относимой к позднему венду–раннему кембрию [4]. Признаки активной вулканической деятельности в ботомский и тойонский века свидетельствуют о формировании ее вплоть до конца раннего кембрия. Изменение минерально-петрографического и химического состава пород флиша снизу вверх по разрезу связано с ростом кремнекислотности магматических расплавов во времени, что указывает на гомомодромный характер эволюции вулканизма. Появление во флише обломков гранитоидов на рубеже раннего и среднего кембрия и последующее возрастание в нем их роли отразило разрушение островной дуги с выходом на поверхность плагиогранитных интрузий в ней самой и/или за ее пределами.

Литература

1. *Копорулин В.И.* Фации и условия накопления ранне-среднекембрийского комплекса в верховьях р. Абакан (Западный Саян) // Литология и полезн. ископаемые. 1998. № 1. С. 65–77.
2. *Коссовская А.Г., Тучкова М.И.* К проблеме минерало-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полезн. ископаемые. 1988. № 2. С. 9–24.
3. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
4. *Херасков Н.Н.* Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 117 с.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КИММЕРИЙСКИХ РОССЫПЕВМЕЩАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

А.В. Коркошко

Южный Федеральный Университет.
г. Ростов-на-Дону, e-mail – akorkosh@mail.ru

На сегодняшний день в России нет эксплуатируемых россыпных титан-циркониевых месторождений, а спрос на титановые и цирконии-

евые концентраты продолжает расти. В связи с этим существует острая необходимость изучения и освоения новых перспективных россыпных объектов. Нами в результате выполненных на территории Предкавказского россыпного бассейна поисково-оценочных работ установлено, что в киммерийской терригенной толще Таманского полуострова практически повсеместно фиксируется естественный шлих титан- и цирконийсодержащих минералов (3.0–4.5 кг/м^3). На отдельных участках их концентрации увеличиваются и достигают 34.5–50.7 кг/м^3, что является титан-циркониевой россыпью [7].

Титан-циркониевые россыпи и россыпевмещающие отложения на Таманском полуострове приурочены к пантикапейским слоям киммерийского яруса и представлены псаммитовыми и алевритовыми породами, а также переходными между ними разностями [3]. Россыпи обладают достаточно устойчивой ассоциацией тяжелых минералов, в состав которой входят помимо ильменита, рутила, лейкоксена, сфена и циркона (суммарное содержание которых колеблется в пределах 5.4–19.5 %), сопутствующие дистен, ставролит, гранат, амфиболы, турмалин, лимонит и магнетит.

Киммерийские отложения Таманского полуострова являются частью киммерийской терригенной толщи Азово-Кубанского региона. Для определения литолого-фациальной принадлежности титан-циркониевых россыпей и россыпевмещающих отложений Таманского полуострова были проанализированы палеогеографические реконструкции Азово-Кубанского региона в киммерийское время предыдущих исследователей [1, 2, 6]. В результате возникла необходимость выделения в пределах территории Таманского полуострова нового литолого-фациального комплекса отложений палеопролива.

В составе киммерийского яруса Азово-Кубанского региона выделены следующие литолого-фациальные комплексы отложений: прибрежно-мелководных, мелководного шельфа, палеопролива, глубоководного шельфа.

Литолого-фациальный комплекс прибрежно-мелководных отложений формировался в непосредственной близости от береговой линии, положение которой в течение киммерийского века постоянно менялось. На близость берега указывает укрупнение зернистости песчаных отложений и появление обломков раковин.

Литолого-фациальный комплекс отложений мелководного шельфа представлен глинами, переходящими вверх по разрезу в песчаные и алевритовые породы. Комплекс вскрыт многочисленными скважинами в Западно-Кубанском и Индольском прогибах и распространен на всей территории, занимаемой Азово-Кубанским бассейном в киммерийское время.

Литолого-фациальный комплекс отложений палеопролива занимает всю территорию Таманского полуострова и северо-восточную часть Керченского полуострова. Комплекс представлен мелкозернистыми песками и крупнозернистыми алевритами, реже песчаниками и

алевролитами, местами с тонкими прослоями глин. Отложения литолого-фациального комплекса палеопролива отличаются от отложений мелководного шельфа лучшей сортировкой терригенного материала и текстурами, характеризующими постоянное действие направленных донных течений. Комплексное рассмотрение данных текстурного и структурного анализов [5] позволяет выделить в составе литолого-фациального комплекса палеопролива фации мелководья с развитием волнений и слабых течений и фации донных течений.

Отложения фаций мелководья с развитием волнений и слабых течений приурочены к наиболее возвышенным частям антиклинальных гряд в центральной и южной частях полуострова. В присводовых частях антиклиналей отлагались в основном пески. Для киммерийских отложений фаций мелководья с развитием волнений и слабых течений характерны различные комбинации полого-волнистой и волнистой слоистости, а также сложные типы слоистости (волнистая многостепенная и косо-волнистая).

Отложения фаций донных течений были распространены в более глубоководных областях на нижних частях склонов антиклинальных гряд, в прогибах между грядами, а так же в западной части полуострова, где амплитуда складок уменьшалась и направленные донные течения достигали максимальных скоростей. В данной фациальной зоне накапливались преимущественно алевриты и переходные от песков к алевритам разности. И только в западной части полуострова, под действием наиболее сильных течений отлагались пески. В отложениях фаций донных течений были отмечены диагональная слоистость, однонаправленная s-образная косая, горизонтальная и различные комбинации полого-волнистой слоистости.

Литолого-фациальный комплекс глубоководного шельфа расположен южнее Таманского и Керченского полуостровов в пределах акватории Черного моря. В нижней и средней частях разреза данного комплекса наблюдаются глинистые отложения, а в верхней – мелкозернистые пески с прослоями глин.

Обломочный материал поставлялся на Таманский полуостров двумя путями – основным течением с севера и течениями с северо-востока, непосредственно из мелководной и прибрежно-мелководной части Азово-Кубанского бассейна. Последние образовывали вдоль синклинальных прогибов полуострова донные потоки, насыщенные терригенным материалом. Эти потоки предшествующими исследователями были приняты за отложения палеодельты. Данное суждение возникло по той причине, что киммерийские отложения Таманского полуострова рассматривались как морские и прибрежно-морские, что существенно меняло взгляд на основные механизмы их формирования. Автор не исключает существование дельты крупной реки, но расположенной северо-восточнее Таманского полуострова. Текстурные особенности отложений донных потоков действительно сходны с дельтовыми (диагональная слоистость и волнистая многостепенная слоистость), но

были образованы под действием незначительно менявших направление и силу течений в области палеопролива.

Изменение направления течений было обусловлено сложной гидродинамической обстановкой на Таманском полуострове в киммерийское время. Течения с северо-востока осложнялись основным течением с севера на юг, которое особенно ярко проявилось в западной части полуострова. Но не менее важную роль в распространении течений играло сложное геоморфологическое строение полуострова. Антиклинальные гряды располагались параллельно северо-восточным течениям, что приводило к образованию достаточно устойчивых донных потоков, и практически перпендикулярно течению с севера на юг. Это в свою очередь обуславливало возникновение всевозможных волнений, действие которых усиливалось в присводовых частях антиклиналей.

Пульсационный характер тектонических колебаний в киммерийское время также влиял на распространение и интенсивность течений в области палеопролива. Но в первую очередь его действие отразилось в вещественном составе киммерийских отложений. Ряд сменяющих друг друга регрессий и трансгрессий привел к естественному обогащению осадка рудными минералами и захоронению россыпей.

Немаловажную роль в образовании киммерийских титан-циркониевых россыпей палеопролива играли геоморфологически выраженные мэотические мшанковые постройки [4], расположенные преимущественно в южной части полуострова. Течения теряли силу перед подобными выступами дна и происходило массовое осаждение обломочного материала, из которого формировались подводные аккумулятивные формы рельефа (донные валы, косы, пересыпи т.д.). Аккумулятивные формы рельефа в свою очередь способствовали сортировке киммерийских осадков в процессе их накопления. Этим объясняется приуроченность киммерийских титан-циркониевых россыпей к аккумулятивным формам, развитым в области предшествующего мэотического биогермообразования.

Установленные условия образования и закономерности распространения киммерийских титан-циркониевых россыпей Таманского полуострова пополняют традиционные представления о формировании россыпей, которые и могут быть использованы при выполнении аналогичных исследований в областях палеопроливов.

Литература

1. *Бойко Н.И.* Литолого-фациальные особенности и условия образования мэотических отложений Азово-Кубанского региона // Литология и полезн. ископаемые. 2001. № 2. С. 182–186.
2. *Бойко Н.И., Коркошко А.В.* Киммерийские титан-циркониевые россыпи Таманского полуострова // Изв. вузов. Геология и разведка. 2007. № 1. С. 22–27.
3. *Бойко Н.И., Коркошко А.В.* Минерагения киммерийских титан-циркониевых россыпей Таманского полуострова // Вопросы геологии и освоения недр Юга России. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2007. С. 72–79.

4. *Бойко Н.И., Коркошко А.В.* О влиянии органогенных построек на формирование неогеновых титан-циркониевых россыпей юга России // Геология рифов. Материалы межд. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 27–29.
5. *Ботвинкина Л.Н.* Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965. 259 с.
6. *Холодная И.А., Хардиков А.Э.* Критерии прогнозирования киммерийских титан-циркониевых россыпей юга России // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 6. С. 31–34.
7. *Шило Н.А.* Учение о россыпях. М.: Изд-во Академии горных наук, 2000. 632 с.

ГЕНЕЗИС ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ И ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОРОК В ПРЕСНОВОДНОМ ОЗ. БОЛЬШОЕ МИАССОВО (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Ю.Б. Корнилов[1], П.М. Вализер[2], Т.Ю. Веретенникова[3]

[1]РИО УрО РАН, г. Екатеринбург
[2]Ильменский заповедник УрО РАН, г. Миасс
[3]Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Оз. Бол. Миассово, расположенное в межгорной котловине в центральной части Ильменского заповедника, имеет площадь 11.4 км^2, вытянуто в меридиональном направлении на 8 км при средней ширине 1.5 км (рис. 1). Максимальная глубина составляет 25, средняя – 11.2 м. Донные отложения в мелководных заливах (курьях) и в глубоководной части озерной ванны на глубинах, превышающих 8–10 м, представлены сапропелями. Минерализация воды колеблется по годам и сезонам года: общая от 153 до 250 мг/л (1.5–2.5·10^{-1}%), Mn – 1–15·10^{-6}, Fe – 1.5–5·10^{-6}%. Содержания микроэлементов на сухое вещество сапропелей Mn – 1.1–7.2·10^{-2}, Fe – 3.3–8.0·10^{-1}%.

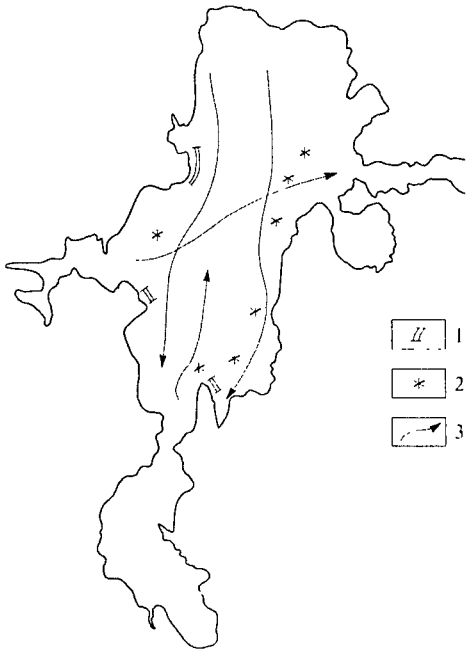


Рис. 1. Карта оз. Б. Миасово.
1 – участки водолазных работ; 2 – участки с признаками омарганцеваний; 3 – основные направления сгонно-нагонных течений.

Первые, чисто марганцевые, конкреции в оз. Бол. Ми-

Рис. 2. Железо-марганцевые корки, нарастающие на обломки гнейсов (залив Узкая Курья): *а* – вид сверху; *б* – вид снизу.

всего были обнаружены в 1996 г. в южной его части (залив Узкая Курья) в процессе изучения донных отложений (Корнилов, Веретенникова, 1998). Эпизодические исследования, проводившиеся по всей акватории в последующие годы, позволили установить значительные по площади зоны омарганцевания. Конкреции при этом ни разу не извлекались, омарганцевание фиксировалось по наличию на поверхности пробоотборника (донная трубка диаметром 30 мм) сажистых примазок и отдельных зерен марганцевым минералов в песчаных донных отложениях. Лишь в летние сезоны 2006–2007 гг. сотрудники подводного клуба «Ихтиандр» (г. Челябинск) А.С. Седякин (инструктор CMAS*M1 #US284) и В.Ю. Коновалов при спонсорской помощи директора фирмы «Абиком» Б.В. Азаркевича провели водолазные работы на нескольких участках озера, в результате которых было извлечено большое количество железо-марганцевых конкреций (ЖМК) и железо-марганцевых корок (ЖМКО), ядрами которых являются породы самого разнообразного состава (гнейсы, граниты, пегматиты, мраморы и др.).

Установлена локализация ЖМК и ЖМКО полосами вдоль скальных берегов озера и в окантовке гольцов (подводных скальных выступов дна). Они приурочены к участкам песчано-щебнистых отложений, сформированных под действием сгонно-нагонных и вдольбереговых течений, на границе их с сапропелями на глубинах 8–12 м.

Морфология этих образований самая разнообразная. В южной части озера (Узкая Курья, мыс Страшной) в зоне мощных сгонно-нагонных течений, создающих турбулентность в придонном слое на глубинах 10 -12 м, преобладают округлые чисто марганцевые конкреции диаметром 3–5 см. В зонах более слабых вдольбереговых течения вдоль западного и восточного берегов формируются ЖМКО лепешковидной и реже причудливой формы размером до 20–30 см в поперечнике толщиной до 5 см. Субстратом, на который нарастают ЖМК и ЖМКО всегда являются обломки пород из близлежащих коренных выходов (рис. 2). Во многих случаях, когда обломки пород, торчащие в песчаном грун-

те, имеют большие вертикальные размеры, железо-марганцевые образования формируют вокруг них кайму в виде «козырька» шириной до 5–7 и толщиной до 3–5 см. Нижняя часть «козырька» находится на поверхности песка, верхняя, так же как и оставшаяся свободной поверхность обломка, покрыта зелеными нитчатыми водорослями. Обломки пород не несут никаких следов омарганцевания и ожелезнения.

Железо-марганцевые корки в поперечных разрезах и на нижней части в местах соприкосновения их с песчаным грунтом имеют слоистое строматолитоподобное строение (см. рис. 2). Нижняя и центральная часть корок сложена чисто марганцевыми сажистыми слойками, верхняя, внешняя – железистыми охристыми. Часто между слоями гидроксидов наблюдаются присыпки песка, образующиеся в результате намыва донными течениями. Поверхность корок обрастает зелеными нитчатыми водорослями. Таким образом, рост ЖМКО ограничивается 5–6-ю-сантиметровым придонным слоем воды.

Чисто марганцевые конкреции, встреченные только в южной части озера, имеют округлую форму, слабовыраженное концентрическизональное строение и лишены железистой оболочки. Лишь изредка на периферии наиболее крупных конкреций наблюдаются изогнутые линзочки (1·3–4 мм) железистых охр. Все это указывает на перекатывание (и окатывание) конкреций интенсивными донными течениями.

Вместе с прочими образцами были извлечены железная лопата и коровий колокольчик (ботало), также покрытые ЖМКО толщиной 3–5 см, т.е. полное формирование их осуществлялось всего за несколько лет. Для изучения динамики и механизма формирования ЖМКО в настоящее время на озере закладывается экспериментальный полигон.

Рентгенограммы гидроксидов Mn соответствуют вернадиту (анализ выполнен на кафедре кристаллографии СпбГУ Т.А. Сметанниковой). Исследования конкреций на сканирующем микроскопе обнаружили их бактериоморфную структуру, аналогичную той, что наблюдается как в океанических (Батурин, 1986), так и в пресноводных (Дубинина, Дерюгин, 1971) марганцевых конкрециях.

Гидрохимические анализы показывают, что имеющиеся концентрации Fe и Mn полностью исключают возможность их химического осаждения из воды. В то же время коэффициенты концентрации Fe и Mn в сапропелях составляют 10^5 и 10^4 соответственно. Концентрирование их объясняется тем, что исходную основу сапропелей составляют микроводоросли (диатомовые, сине-зеленые и др.), а фотосинтез невозможен без этих элементов (Уильямс, 1985; Саут, Уиттик, 1990), невозможен без Mn и фосфатный цикл (Хьюз, 1983). Таким образом, получает объяснение и источник Mn и Fe (сапропели) и условия локализации конкреций – контакт сапропелей с хорошо аэрируемой зоной водоема на гольцах и в прибрежной зоне, промываемой ветровыми течениями, где происходит активное разложение органики, высвобождение Fe и Mn и утилизация их биотой в виде нарастаний на поверхности породных обломков.

Потенциальными «строителями» ЖМК и ЖМКО могут оказаться микроводоросли. Описана эвгленовая водоросль рода Trachelomonas (Саут, Уиттик, 1990), образующая панцирь, содержащий до 60 % Mn. По данным Л.В. Снитько (2000 г.) это широко распространенный вид в озере. На возможное бактериальное происхождение конкреций указывает вернадитовый состав марганцевых прослоев. По данным Г.Н. Лысюк (1996), образование вернадита возможно лишь при быстром окислении Mn^{2+} до Mn^{4+}. Абиогенное окисление растворенным в воде кислородом протекает очень медленно и не приводит к образованию вернадита. Решить окончательно вопрос, кто принимает участие в образовании ЖМК и ЖМКО, возможно лишь после детальных микроскопических исследований.

Не имеет внятного объяснения зональность строения железо-марганцевых образований: ядерные части ЖМК и нижние и центральные части ЖМКО сложены гидроксидами Mn, а соответственно периферические и верхние части – гидроксидами Fe. Неясно также, что ограничивает рост ЖМК и ЖМКО придонным слоем воды мощностью 4–5 см.

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ САПРОПЕЛЕВО-ФТАНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ КЕМБРИЯ КЫЛЛАХСКОГО ПОДНЯТИЯ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

А.В. Коробицын, А.И. Старников

Пермский государственный университет, г. Пермь

Минерагеническую специализацию архейско-фанерозойских углеродистых формаций установил в 1984 г. О.В. Горбачев. Он обобщил сведения об их составе и полезных ископаемых 70 регионов мира и выявил, что с терригенными формациями связаны месторождения Ni, Co, P, карбонатными – Pb, Cu, Zn, кремнистыми – V, Mo, Ag, Fe, а терригенно-карбонатными – Mn и полиметаллов. При этом наиболее продуктивными были раннепротерозойская (Cu, Ni, Co), позднепротерозойская (Pb, Zn, Cu) и раннепалеозойская (V, Mo, Ag) металлогенические эпохи [1]. Поликомпонентная металлоносность (Mo до 18.28 и Ni – 5.15%, а также Pt – 0.3, Pd – 0.38, Os – 0.15; Au – 2.49 г/т) выявлена в слое (толщиной 0.1–0.3 м) пиритизированного углеродистого сланца нижнего кембрия и прерывисто прослежена в юго-восточной части КНР на расстоянии до 2000 км [2]. Высокие концентрации U, Mo, Ni, P известны в аналогичных по возрасту углеродистых сланцах в Пхеннамском прогибе Сино-Корейского щита КНДР [5]. Углеродистые глинисто-кремнистые нижне-среднекембрийские отложения металлоносны (V, Ni, Mo, Co, U, Cr, Au) и на востоке Сибирской платформы [3]. Они обнажены здесь на склонах Анабарского массива и Оленекского поднятия (куонамская свита), а также на площади Кыл-

лахского поднятия и прилегающей к нему части Сетте-Дабанского антиклинория (иниканская свита).

При проведении тематических исследований в ПГО «Якутскгеология» в 1980-х гг. по металлоносности осадочных формаций Верхоянья и составлению металлогенической карты масштаба 1:100 000 Кыллахского поднятия нами была изучена также литология и геохимия углеродистых пород иниканской свиты нижнего-среднего кембрия. Предварительно полученные при этом сведения о металлоносности этих пород в 1993 г. были дополнены детальным изучением их петрографического и химического состава и результатами количественных определений содержаний рудных, редких, радиоактивных и благородных металлов спектральным, атомно-адсорбционным, нейтронно-активационным и пробирным анализами [4]. В результате исследований был установлен поликомпонентный металлоносный горизонт в сапропелевых лидитах, залегающих в нижней пачке свиты на конкреционных фосфоритах.

Типовой разрез иниканской свиты был изучен и послойно опробован штуфными пробами в карьере 109 км автодороги Эльдикан-Югоренок. В связи с преобладающим составом формациеобразующих пород (сапропелевые фтаниты и лидиты, а также ассоциирующие с ними конкреции фосфоритов, прослои сапропелевых кремнистых известняков, доломитов и редких кислых туфов) формация названа сапропелево-фтанитовой. Черной и темно-серой окраской, углеродистым глинисто-кремнистым составом и тонкоритмичным строением она визуально резко выделяется от согласно подстилающих и перекрывающих зеленоцветных карбонатных пород нижнекембрийской пестроцветной и среднекембрийской чайской свит. Возраст формации охватывает позднеботомское время и тайонский век ранней эпохи и раннеамгинское время средней. Мощность формации 100–200 м на площади поднятии и до 400 м в антиклинории.

Сапропелевые фтаниты серые улеродисто-гидрослюдисто-халцедоново-кварцевые микрозернистые с остатками спикул кремнистых губок и радиолярий, содержат кремнезема до 84.95 % и отличаются высокими, превышающими кларк от 5 до 11 раз, содержаниями W, Sr, Mo, Cr (соответственно возрастанию). Сапропелевые лидиты черные, обогащены дисперсной органикой (10–20 %) гидрослюдистые с примесью алевритовых зерен кварца, кремней и плагиоклазов. Они в среднем содержат (%) 52.5 кремнезема, 18.29 глинозема, 5.63 и 0.67 оксидов K и Na и концентрируют в 5-30 раз выше кларка Sr, W, Mo, U, а редкие прослои сапропелитов – W, Mo, V (от 5 до 13 раз). Кремнистые спонголитовые известняки серые и темно-серые содержат примесь дисперсной органики, гидрослюды, зерен кварца и состоят из остатков кальцитовых и кремнистых губок. Они содержат 21.74 кремнезема, 5.11 и 34.67 оксидов Mg и Ca, а также 29.21 диоксида C. Относительно кларка карбонатных пород они концентрируют от 8 до 154 раз W, Ba, Mo, V, C, Cr, Ni, Co. Кремнистые доломиты серые тонко- и

мелкозернистые содержат остатки спикул кремнистых и кальцитовых губок, примесь органики и состоят из 41.34 кремнезема, 10.14 и 16.53 оксидов Mg и Ca, а также 23.55 диоксида C. Средние содержания Cu, Cr, Ni, Co превышают кларковые от 18 до 117 раз. Конкреции фосфоритов сложены пятнистыми выделениями бурого фосфата с примесью зерен кремней, кварца, органики и пирита. Они в среднем (7 проб) содержат 24.20 кремнезема, 31.67 оксида Ca, 21.28 пентоксида P и концентрируют (от 10 до 146 раз выше кларка) наибольшее число элементов – Sn, Ag, Mo, Zn, W, Cu, U, Ni, Ba, Co. Кислые туфы состоят из пирокластов трахита и альбита, погруженных в связующую массу альбита и гидрослюды, и содержат 63.80 кремнезема, 14.60 глинозема, 0.92 и 7.05 оксидов K и Na и другие компоненты.

Металлоносный горизонт нижней пачки формации, детально изучен и опробован в обнажении по р. Акра вблизи одноименного поселка. Горизонт залегает на сапропелевых аргиллитах и лидитах, насыщенных конкрециями фосфоритов. Внизу его резко выделяется пласт пиритизированных сапропелевых аргиллитов (0.33 м), выше которого находятся оруденелые углеродистые аргиллиты и лидиты с редкими тонкими прослойками фтанитов (2.5 м). Нижняя часть этого слоя (1 м) была опробована бороздовыми пробами интервалами по 0.1 м, а баритовые пириты и верхняя часть слоя – штуфными пробами через 0.5 м. По результатам количественного спектрального анализа данный горизонт резко выделяется максимальными содержаниям V (2.6–4 кг/т); Mo (50–82 г/т) и Ag (1–2.8 г/т). По данным пробирного анализа валовой пробы (интервал 0–0.5 м) содержание Au в 3 навесках составило по 0.2 г/т, а Ag – 2.9; 2.6 и 1 г/т. Все бороздовые пробы были проанализированы в ИГГ СО РАН на благородные металлы атомно-адсорбционным методом. Максимальные концентрации их установлены (мг/т) в интервале 0–0.1 м для Pd (56) и Pt (14.8), а в интервале 0.2–0.3 м – для Au (41), Ag (1500) и Ir (5). Помимо этого, внизу слоя высокие содержания (до1 %) Ti и Mn получены по данным спектрального анализа.

Таким образом, рассмотренные результаты свидетельствуют о реальных перспективах выявления промышленной рудоносности данной формации в Южном Верхоянье, поскольку в антиклинории в ее пределах по р. Суордах известно несколько рудопроявлений Au и давно отработана его россыпь, а на юге поднятия по р. Ытыга есть рудопроявление Mo.

Литература

1. *Горбачев О.В.* Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя как возможный источник для формирования стратиформных месторождений // Всес. конф. по проблеме «Условия образования и закономерности размещения стратиформных месторождений цветных, редких и благородных металлов. Фрунзе: Илим, 1984. С. 18–19.
2. *Гурская Л.И., Кутырев Э.И., Ляхницкий Ю.С. и др.* Прогнозирование новых типов платинометальных руд в черносланцевых комплексах осадочных бассейнов: метод, рекомендации. СПб.: ВСЕГЕИ, 1997. 111 с.

3. *Каширцев В.А.* Органическая геохимия нафтидов востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2003. 160 с.
4. *Коробцын А.В.* Поликомпонентная металлоносность углеродистой аргиллитово-фтанитовой формации кембрия Сете-Дабана // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т. I. М.: ГЕОС, 2000. С. 363–364.
5. *Созинов Н.А., Лазур О.Т.* Роль углеродистого вещества в формировании полиэлементной минерализации // Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование). Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 179–182.

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ЗОН РАЗГРУЗОК ЭЛЛИЗИОННЫХ ФЛЮИДОВ

Э.А. Королев, В.П. Морозов, И.А. Хузин

Казанский государственный университет, г. Казань, e-mail – Edik.Korolev@ksu.ru

Развитие осадочных бассейнов на определенном этапе сопровождается формированием элизионных растворов, которые под действием гидростатического напора испытывают восходящую миграцию. Обычно миграция флюидов осуществляется по простиранию полого поднимающихся пластов с хорошими фильтрационными свойствами, которые сверху экранированы флюидоупорами. В зонах развития региональных разломов эллизионные флюиды часто прорываются через породы флюидоупоры в вышележащие горизонты, образуя так называемые зоны разгрузки, которые фиксируются по локальным гидрогеохимическим аномалиям [1].

Нефтяные залежи являются типичными проявлениями внедрившихся углеводородсодержащих элизионных флюидов. Находясь в неравновесном состоянии по отношению к вмещающим породам, флюиды активно участвуют в их преобразовании. Таким образом, в области внедрения и локализации углеводородов формируются локальные зоны наложенного эпигенеза отличные от фонового.

Характер изменения вмещающих пород определяется как химизмом флюида, так и его физическими параметрами (Т и Р). Так, в пределах восточного склона Южно-Татарского свода с внедрением элизионных флюидов связано интенсивное окремнение аргиллитов тульско-бобриковского горизонта, являющихся покрышками нефтяных залежей. Окремнение проявляется в полном либо частичном замещении исходных минералов глинистой породы тонкозернистым халцедоном и опалом. При этом полностью наследуется текстура аргиллитов. Интенсивность окремнения уменьшается по мере удаления от нефтяных залежей, т.е. снизу вверх по разрезу.

В незначительном объеме окремнение проявляется в нижерасположенных карбонатных коллекторах. Здесь зоны окремнения приуро-

чены к границам плотных и относительно проницаемых структурно-генетических типов известняков.

Характер окремнения показывает, что привнос кремнистого материала осуществлялся восходящими глубинными растворами. Известно, что в углекислых флюидах миграционная способность кремнезема возрастает. Флюидоупор из аргиллитов в данном случае одновременно является и геохимическим барьером, где происходит осаждение кремнезема.

В пределах западного склона Южно-Татарского свода с внедрением глубинного флюида связана локальная доломитизация органогенных известняков тульского горизонта. Доломитизация приурочена главным образом к крыльям брахиантиклинальных поднятий. В разрезе зоны доломитизации представляют собой линзовидные тела, залегающие среди биогенных известняков. Подобный характер преобразования исходных пород обусловлен пульсационными прорывами магнийсодержащего флюида, обладающего высоким парциальным давлением углекислого газа.

По-видимому, аргиллитовая покрышка бобриковского горизонта не обладала хорошими экранирующими свойствами. При создании аномально высоких пластовых давлений она периодически прорывалась, что сопровождалось внедрением флюида в известняки тульского возраста. Таким образом сформировались зоны локального метасоматоза, где исходные породы в различной степени оказались замещенными доломитами.

Скопления углеводородов сами по себе тоже являются вторичными очагами генерации флюидов. В случае разгерметизации покрышек, например при активизации разлома, углеводороды и продукты их преобразования (H_2O, CO_2, H_2S, органические кислоты и др.) вновь мигрируют к поверхности Земли, образуя при окислении битумные залежи. Полигенный состав флюида, характер и интенсивность его притока обусловливают различные вариации эпигенетических преобразований осадочных пород.

Так, в пределах Сюкеевского битумного месторождения можно выделить несколько отличных друг от друга зон внедрения глубинных флюидов, которые по относительному времени образования подразделяются на ранние, средние и поздние.

Ранние зоны внедрения приурочены к сводовой части Сюкеевской брахиантиклинали. Они представляют собой вертикальные штокверкообразные каналы диаметром до 3.0 м, в пределах которых осадочные породы в различной степени катаклазированы. Угловатые обломки исходных доломитов и доломитовых мергелей сцементированы натечными корочками эпигенетического кальцита.

По-видимому, образование штокверков происходило в результате локальных гидропрорывов пород-покрышек первыми порциями приходящих флюидов, насыщенных углекислым газом. В определенные моменты времени давление углекислого газа, выделявшегося из вод-

ного раствора, превышало пределы прочности пород-покрышек, следствием чего являлись локальные прорывы флюида в вышерасположенные доломиты и доломитовые мергели. Мигрируя под большим давлением, флюиды взламывали и частично выщелачивали исходные карбонатные породы. Однако, по мере снижения давления, процесс выщелачивания сменялся осаждением кальцита, который цементировал обломки раздробленной породы. Таким образом, в осадочных толщах образовывались штокверкоподобные тела катаклазированных пород.

Следы следующего по времени этапа внедрения флюидов также фиксируются в апикальных частях брахиантиклинальной структуры. Наиболее характерными морфологическими формами его проявления являются субвертикальные трещины, полости которых выполнены волокнистым гипсом – селенитом. Характерной особенностью селенитовых прожилков является повсеместная пиритовая вкрапленность и зеленая оторочка вдоль их границ, обусловленная наличием сульфатов железа.

Селенитовые прожилки образовывались в результате внедрения в породы-покрышки глубинных растворов, в составе которых уже присутствовали легкие углеводороды. Внедрение сопровождалось перераспределением вещества. Из доломитового слоя-коллектора шло выщелачивание гипсовых линзочек с образованием каверн и вынос растворенного вещества по трещинам в породы-покрышки, где оно осаждалось в виде селенитовых прожилков. Наличие в составе растворов углеводородов обусловливало восстановительную обстановку в системе. Поэтому одновременно с гипсом шло образование агрегатов пирита. По краям селенитовых прожилков, где возрастал окислительный потенциал, железо связывалось в сульфатные соединения, формируя зеленую оторочку вокруг зон внедрения.

Поздний этап внедрения флюидов связан с раскрытием тектонических трещин в кровле уже сформированной залежи углеводородов. По-видимому, в это время окисление углеводородов до битумов еще не было настолько глубоким, чтобы флюид потерял свою подвижность. Поэтому разгерметизация флюидоупора сопровождалась интенсивной струйной фильтрацией растворов по трещинным каналам вверх по разрезу до ближайшего глинистого слоя. Фильтрация, с одной стороны, сопровождалась процессами выщелачивания карбонатных пород, с другой – отложением кремнезема и кальцита.

Как видно из приведенных примеров характер литолого-минералогических преобразований исходных пород определяется физико-химическими характеристиками глубинных растворов. По этим критериям можно судить об эволюционном развитии элизионных флюидов.

Литература

1. *Павлов Д.И. Карцев А.А.* Зоны катагенной разгрузки подземных вод нефтегазоносных бассейнов и осадочный рудогенез // Геология рудных месторождений. 1995. № 2. С. 122–131.

РОЛЬ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В ФОРМИРОВАНИИ РУД МАНГАЗЕЙСКОГО СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЯКУТИЯ)

А.В. Костин

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, e-mail – kostin@diamond.ysn.ru

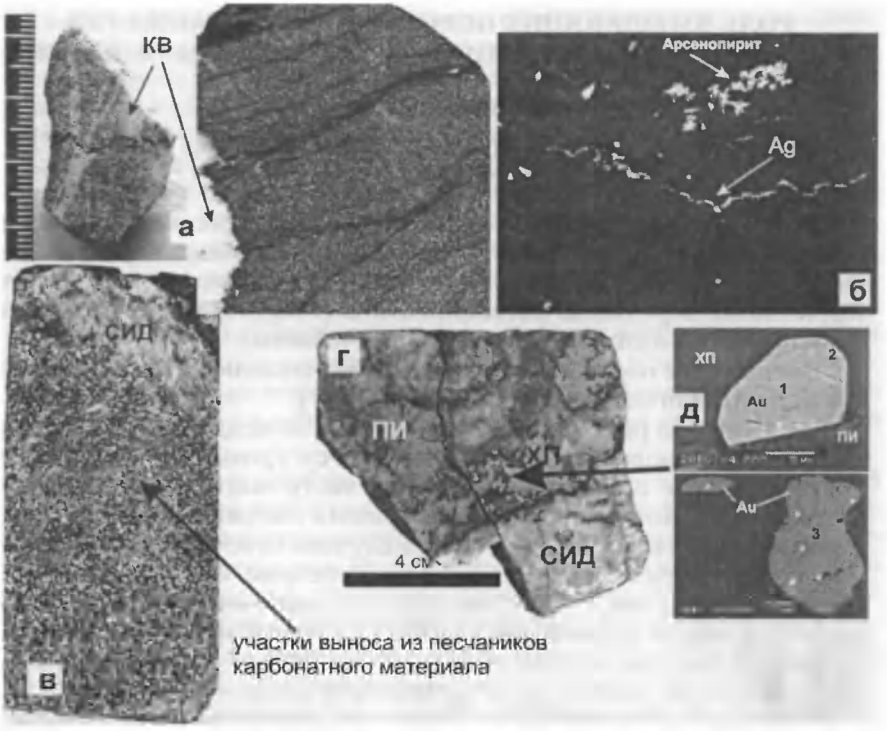
Мангазейское серебряное месторождение является одним из крупных на северо-востоке России. В его строении принимают участие как пластовые, так и секущие рудные тела. Слагающие месторождения терригенные породы кыгылтасской свиты (P_1kg) характеризуются повышенными концентрациями металлов (таблица).

Вмещающие породы месторождения интенсивно пиритизированы, а сам пирит обогащен Au, Ag, Pb, Zn и Cu [1].

На процессы ремобилизации материала из осадочных пород указывают многочисленные стилолитовые и сутуровые (рисунок) швы, представленные сильно извилистыми, часто зазубренными зонами растворения и выполненные нерастворимым глинисто-углистым, реже рудным, веществом. В экзотических случаях отмечается заполнение микростилолитовых швов самородным серебром. Стилолиты формируются параллельно слоистости при постдиагенетическом уплотнении пород или под большими углами к слоистости при складкообразовании. В участках интенсивного стилолитообразования отмечаются многочисленные кварцевые и карбонатные прожилки, а вмещающие их песчаники характеризуются пятнистой текстурой, обусловленной полным выносом растворимых минералов и переотложением кварца в мономинеральные тонкозернистые агрегаты светло-серого цвета.

Стилолитовые швы экранируют распространение рудной минерализации, вблизи от них наблюдается повышенная концентрация сульфидов, преимущественно пирита и халькопирита, в которых установлены кюстелит, электрум и самородное золото. Спорадическое появление золота свидетельствует о необходимости изучения характера его распределения вблизи и внутри многочисленных стилолитовых швов, где оно может концентрироваться вместе со слаборастворимым органическим материалом. Подобные примеры имеются – по данным компании BMA Gold Ltd., на золоторудном месторождении Твин-Хиллс

Порода (количество определений)	Ag (г/т)	Cu (%)	Pb (%)	Zn (%)
Черный алевролит (353)	6.265	0.007	0.049	0.073
Темно-серые алевропесчаники (222)	4.504	0.006	0.028	0.051
Тонкозернистый песчаник (195)	9.275	0.0032	0.122	0.082
Мелкозернистый песчаник (358)	16.30	0.010	0.080	0.101
Среднезернистый песчаник (254)	28.62	0.017	0.046	0.075
Крупнозернистый песчаник (56)	16.76	0.005	0.027	0.062
Грубозернистый песчаник (81)	65.26	0.015	0.033	0.040



Разновидности измененных песчаников Мангазейского месторождения и связанная с ними рудная минерализация:

а – серый среднезернистый песчаник со стилолитовым швом и среднезернистый песчаник с сутуровыми швами (черное); б – микростилолитовый шов в песчанике, выполненный самородным серебром; в – крупнозернистый песчаник с осветленными в результате растворения и перегруппировки карбонатного материала в прожилок участками; г – стилолитовый шов экранирует сидерит-пирит-халькопиритовую с золотом минерализацию; д – разновидности самородного золота 1 – электрум, 2 – кюстелит, 3 – золото. ПИ – пирит, ХП – халькопирит, Au – золото, КВ – кварц, СИД – сидерит.

(штат Квинсленд, Австралия) высокопродуктивные золоторудные зоны приурочены именно к стилолитовым швам в песчаниках [2].

Таким образом, стилолитообразование в рудовмещающих песчаниках подтверждает, что вмещающие породы могли служить источником рудного и жильного материала рудных тел Мангазейского месторождения.

Литература

1. *Костин А.В., Зайцев А.И., Шошин В.В. и др.* Сереброносная провинция Западного Верхоянья. Якутск. Изд-во СО РАН, 1997. 155 с.
2. Initial drilling results at Twin Hills, Highlights of initial results from anomaly 309. BMA Gold Limited. Archived Announcements 2004, 13 February 2004.

ПЕСЧАНИКИ КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК КАРБОНАТОВ МАНГАЗЕЙСКОГО СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЯКУТИЯ)

А.В. Костин, Н.Н. Емельянова

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, e-mail – kostin@diamond.ysn.ru

Одна из широко обсуждаемых проблем серебряных месторождений Западного Верхоянья, локализованных в терригенных толщах C_3–P_1, – источник карбонатов рудных жил. Как правило, доминируют гипотезы об эндогенном источнике карбонатов, связанном с олово-серебряными рудно-магматическими системами.

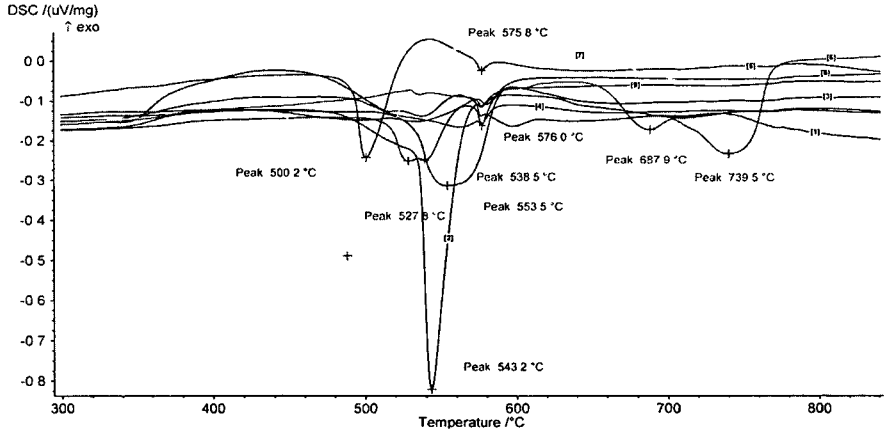
По результатам исследования изотопии Sr в жильных карбонатах Мангазейского месторождения [1] величины изотопного состава Sr варьируют в них от 0.7130 до 0.7282 и находятся в пределах значений для терригенных пород C_3–P_1 южного обрамления Хобояту-Эчийского массива (0.7123–0.7299) и значительно выше, чем для гранитоидов этого массива (0.7065).

Химический анализ терригенных пород кыгылтасской свиты (P_1kg) на Мангазейском серебряном месторождении показал, что в них имеются высокие концентрации MnO, MgO, CaO, FeO, Fe_2O_3 и CO_2, из которых могли образоваться карбонаты рудных жил (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав песчаников кыгылтасской свиты Мангазейского месторождения

Образец	7обр1	7обр2	7/39	с 5/89	с 5/144	с 7/276	с 7/136а	с 7/136б	с 3/216а
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	62.95	62.94	60.19	79 23	72.23	66.34	59.18	70.72	54.12
TiO_2	1.45	0.53	0.68	0.34	0.71	0.42	0.21	0.28	0.51
Al_2O_3	11.7	11.07	15.22	7.44	10.59	7.63	6.82	9.61	16.96
Fe_2O_3	2.32	2.85	0.44	0.49	0.59	1.6	1.42	3.93	2.35
FeO	6.59	6.97	5.42	3.91	4.88	2.92	14.81	3.88	5.16
MnO	0.6	1.18	1.05	0.49	0.52	1.23	1.76	0.45	0.78
MgO	0.49	0.25	1.07	0	0	1.57	0.58	0.51	0.82
CaO	1.58	1.58	1.88	1.31	1.31	5.6	0.71	0.48	1.1
Na_2O	0.08	0.03	0	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.08
K_2O	3.16	2.44	5.05	2.4	3.26	2.62	2.27	3.29	6.12
HDO	0.08	0.22	0.01	0.04	0	0	0.16	0	0.02
H_2O^+	3	2.06	2.9	0.75	1.32	1.34	0.78	0.89	2.88
п.п.п.	0.15	0.95	0.91	1.4	1.68	0	4.26	3.85	4.04
P_2O_5	0.15	0.2	0.14	0.26	0.27	0.23	0.15	0.22	0.21
CO_2	5.13	5.58	4.82	1.56	2.12	7.38	6.65	1.63	3.32
S	0.9	1.22	0.23	0.27	0 17	1.01	0.16	0 21	1.47
Сумма	100.33	100.07	100	99.91	99.67	99.92	99.95	99.98	99.94



Термограммы песчаников (номера соответствуют номерам в таблицах).

Таблица 2

Результаты интерпретации термического анализа песчаников

Номер пробы	Термический анализ, пик°С	Минерал	Изменение массы (ТГ)
1	575,5 *516,0	Кварц	-7,81 %
	*536,5 *596,1	Сидерит	
2	*543,0	Сидерит	-8,34 %
3	*554,0	Сидерит	-7,77 %
4	576,4 *528,0	Кварц	-3,59 %
	538,5	Сидерит	
5	575,8	Кварц	-4,87 %
	*500,2	Сидерит	
6	576,1	Кварц	-6,34 %
	*687,9 739,5	Доломит	
7	575,4	Кварц	-10,02 %
	*488,0	Сидерит	
8	576,0 *560,4	Кварц	-5,48 %
	994,7	Родохрозит	
9	*495,8	Кварц	-4,44 %
	579,4 533,6	Сидерит	

* – эндотермический эффект.

Для песчаников характерна повышенная марганцовистость, а в рудах мангансидерит ассоциирует с богатой серебряной минерализацией.

Термический анализ терригенных пород, проведенный на приборе NETZSCH STA 449 C, позволил установить в них ряд карбонатов – сидерит, доломит, родохрозит (рисунок, табл. 2).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что жильные карбонаты Мангазейского месторождения образовались в результате эпигенетического преобразования песчаников.

Литература

1. *Костин А.В., Зайцев А.И., Шошин В.В. и др.* Сереброносная провинция Западного Верхоянья. Якутск. Изд-во СО РАН, 1997. 155 с.

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД АМУРСКОЙ СЕРИИ БУРЕИНСКО-ЦЗЯМУСИНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

А.Б. Котов[1], С.Д. Великославинский[1], А.А. Сорокин[2], Л.Н. Котова[1], А.М. Ларин[1], В.П. Ковач[1], Н.Ю. Загорная[1]

[1]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail – akotov@peterlink.ru
[2]Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, e-mail – sorokin@ascnet.ru

Буреинско-Цзямусинский террейн является одной из главных тектонических структур восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. С севера и юга он обрамлен складчатыми сооружениями соответственно Монголо-Охотского пояса и Солонкерской зоны, а на западе граничит с эпипалеозойскими структурами южной Монголии и Аргунским террейном. Восточная окраина Буреинско-Цзямусинского террейна, обращенная в сторону Тихого океана, перекрыта позднемезойскими осадочно-вулканогенными отложениями. В настоящее время наименее изученным «звеном» этого террейна являются метаосадочные и метавулканические породы амурской серии, которые рассматриваются как его фундамент.

Наиболее полно разрез амурской серии представлен в береговых обнажениях р. Амур, в интервале от пос. Радде на западе до устья р. Туловчихи на востоке. Впервые эта серия выделена Л.В. Эйрихом в 1961 г. при среднемасштабном геологическом картировании в составе (снизу вверх) туловчихинской, дичунской и урильской свит. *Туловчихинская свита* сложена биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами с редкими прослоями гранат-биотитовых гнейсов, амфиболовых кристаллических сланцев, амфиболитов и кварцитов. В составе *дичунской свиты* преобладают амфиболиты с отдельными прослоями гнейсов и амфиболовых, биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых кристаллических сланцев. В верхней части разреза этой свиты встречаются

горизонты мраморов, а в средней – маломощные прослои мусковитовых сланцев, биотитовых и двуслюдяных гнейсов. *Урильская свита* представлена биотитовыми и двуслюдяными сланцами; в подчиненном количестве присутствуют биотитовые гнейсы, биотитовые, мусковитовые и биотит-мусковит-гранатовые сланцы, амфиболиты, кварциты и мраморы. Условия метаморфизма пород амурской серии соответствуют эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям. Возраст этой серии традиционно считается позднеархейским, хотя какие-либо данные, позволяющие подтвердить или опровергнуть это предположение, отсутствуют. Для решения этого вопроса выполнены Sm-Nd изотопно-геохимические исследования слагающих ее метатерригенных пород.

Для большинства изученных образцов метатерригенных пород амурской серии получены оценки $T_{Nd}(DM)$ в интервале 1.0–1.5 млрд лет. Только некоторые образцы характеризуются значениями $T_{Nd}(DM)$ в интервале 1.7–1.8 млрд лет. Это свидетельствует о том, что амурская серия имеет возраст не древнее 1.0 млрд лет. Иными словами, накопление протолитов метаосадочных пород этой серии не соответствует позднеархейскому этапу геологического развития Буреинско-Цзямусинского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса, как это принято в существующих стратиграфических схемах.

О верхней возрастной границе накопления метаосадочных пород амурской серии можно судить на основании результатов U-Pb геохронологических исследований магматических пород амурского комплекса. Этот комплекс представлен довольно крупными линзообразными телами метагаббро, которые совместно с вмещающими породами амурской серии участвуют в структурно-метаморфических преобразованиях в условиях амфиболитовой фации. Согласно существующим представлениям метагаббро амурского комплекса, так же как и амурская серия, имеют позднеархейский возраст. Однако U-Pb методом по циркону для них получена оценка возраста кристаллизации 486 ± 18 млн лет [1]. Отсюда следует, что метаморфизм, наложенный как на габброиды амурского комплекса, так и на породы амурской серии, имеет не позднеархейский, как это предполагалось ранее, а, по-видимому, раннепалеозойский возраст. Учитывая эти данные, есть все основания полагать, что возраст амурской серии находится в интервале 0.5–1.0 млрд лет. Накопление протолитов метаосадочных пород этой серии скорее всего произошло в течение рифея или венда, а возможно и в начале кембрия. При этом главными источниками осадочного материала послужили породы, образование которых было связано с проявлением рифейских корообразующих событий.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 07-05-00627, 07-05-00147), Научной школы НШ-4732.2006.5, Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Изотопные системы и изотопное фракционирования в природных процессах», «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и Президиума ДВО РАН (проект 06-1-ОНЗ-115).

Литература

1. *Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др.* Новые данные о возрасте реперных магматических комплексов Амурского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Тез. докл. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 118–119.

ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ АРГИЛЛИТОВ ВАНАВАРСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА ВНУТРЕННИХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Б.Б. Кочнев

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – KochnevBB@ipgg.nsc.ru

Ванаварская свита, залегающая в основании вендского осадочного чехла внутренних районов юго-запада Сибирской платформы, представляет собой сложно построенную осадочную последовательность, сложенную различными по составу и генезису терригенными отложениями. Верхняя часть нижней подсвиты, сложенная в основном аргиллитами и являющаяся наиболее глубоководной по генезису [1], содержит наиболее разнообразный из известных для данного уровня и района комплекс растительных микроостатков. В средней части тонкослоистой пачки наблюдается разнообразная биота, включающая в себя остатки нитчатых цианобактерий, зеленых водорослей, а также сложные эукариотические формы, в том числе крупные оболочки с коническими и дугообразными выростами. В верхней части аргиллитовой пачки состав ископаемой биоты существенно меняется: пропадают крупные эукариоты с шиповатыми выростами, характерные для позднепротерозойских открытоморских ассоциаций, а в биоте преобладают крупные (до первых мм) ветвящиеся нитчатые формы со спорангиеподобными утолщениями *Vanavarataenia insolata* [3].

Для выяснения причин смены ископаемых ассоциаций, происходящей в практически однородной по составу толще, была сделана попытка оценить условия осадконакопления с помощью литохимических данных. Для изучения были выбраны скв. Деликтуконская-1, находящаяся в наиболее дистальной части рассматриваемого участка палеобассейна, и скв. Собинская-15, расположенная ближе к береговой линии. Пробы аргиллитов были подвергнуты 3-кратной промывке в дистиллированной воде для очистки от бурового раствора, затем измельчены до крупности < 0.1 мм. Далее порошки отмучивались с последующим выделением фракции < 2 мкм. Глинистая фракция, как наиболее информативная для реконструкции геохимических условий седиментации, была подвергнута спектральному количественному анализу методом AES (аналитик С.Б. Заякина, АЦ ИГМ СО РАН, г. Ново-

№	Скважина, интервал	B	Ga	V	Sr	Ba
1	С-15-2617	258	3,66	45,1	491	148
2	С-15-2617,5	260	5,72	46,6	220	98,8
3	С-15-2618	255	5,02	40,6	124	68,5
4	С-15-2618,5	277	5,11	58,6	224	77,3
5	С-15-2619	340	9,33	70,8	98,9	91,2
6	С-15-2620,5	228	4,45	63,4	105	93,4
7	Д-1-2855	302	8,33 [30]	64,5 [165]	111 [179]	133 [242]
8	Д-1-2857	227	5,12	71,8	183	162
9	Д-1-2858	236	5,82	76,5	122	204
10	Д-1-2859	136	3,74	52,3	90,8	55,9
11	Д-1-2861	148	5,07	53,7	298	159
12	Д-1-2863	179	5,65	59,8	199	81,7
13	Д-1-2864	185	8,01	67,6	132	76,8
14	Д-1-2866	157	6,42	60,5	106	39,1
15	Д-1-2867	133	4,83	34,7	72,2	36,4
16	Д-1-2868	132	4,43 [35]	38,5 [214]	159 [237]	37,8 [402]

сибирск) для определения содержаний B, V, Ba, Sr и Ga. Две пробы были проанализированы методом ICP-MS (аналитик С.В. Палесский, АЦ ИГМ СО РАН). Данные концентраций элементов в г/т приведены в таблице, результаты анализа ICP-MS даны в квадратных скобках. Результаты аналитических исследований сводятся к следующему.

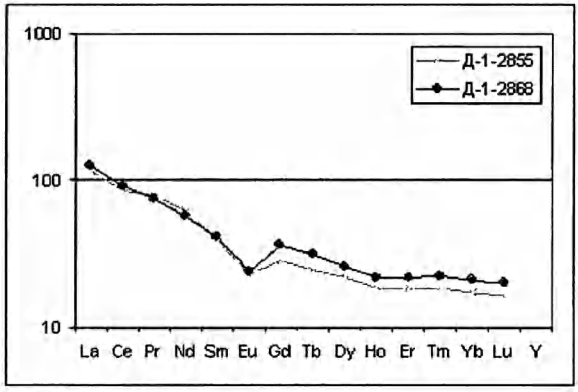
Изученные отложения имеют высокие содержания бора, (130–340 г/т), которые характерны для бассейнов с нормальной и повышенной соленостью [2], а также высоким значением отношения B/Ga. Оба этих показателя в скв. Д-1 возрастают вверх по разрезу, что может свидетельствовать об увеличении палеосолености.

Соотношение Ba/Sr вверх по разрезу в скв. Д-1 уменьшается от 4.2 до 0.5, в скв. С-15 – от 1 до 0.4, что, наоборот, может указывать на опреснение бассейна.

Наблюдается резкое, иногда достигающее одного порядка, несовпадение содержаний элементов, измеренное методом ICP-MS, с данными спектрального анализа, что указывает на необходимость усовершенствования аналитической методики для данных конкретных литотипов.

Не выявлено четкой корреляции между содержанием проанализированных элементов, их соотношениями и окраской аргиллитов (красная, зеленая либо серая), что может указывать на отсутствие значимых постседиментационных изменений.

Нормализованные по хондриту спектры распределения РЗЭ (рисунок) указывают на преобладание источника сноса с раннепротерозой-



Спектры распределения РЗЭ в аргиллитах ванаварской свиты.

ского кристаллического фундамента (выраженная отрицательная Eu аномалия, резкое преобладание легких РЗЭ).

Исходя из наблюдаемых концентраций бора, который является наиболее четким показателем палеосолености [2], можно предположить, что резкая смена ископаемых микробиот в верхах нижневанаварской подсвиты связана скорее с повышением солености данного участка палеобассейна и увеличением его изоляции от открытого моря, а не с опреснением, как мы предполагали ранее [3]. Однако несовпадение данных по различным геохимическим индикаторам приводят к выводу о том, что более объективным индикатором палеосолености для тонкотерригенных морских толщ неопротерозоя могут являться растительные микрофоссилии.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 06-05-65087) и гранта Президента РФ (МК-1253.2007.5).

Литература

1. *Кочнев Б.Б.* Обстановки осадконакопления ванаварской свиты венда Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 1. С. 22–33.
2. *Маслов А.В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург.: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.
3. *Nagovitsin K.E., Kochnev B.B.* Ecological specialization of microbiotas in the Vendian evolution of the biosphere // II International Conference «Biosphere Origin and Evolution». Loutraki, Greece. Abstracts. Novosibirsk: Boreskov Institute of Catalysis, 2007. P. 192–193.

ИЗУЧЕНИЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ВЗВЕСИ В ТОЛЩЕ ВОД МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

М.Д. Кравчишина

Институт океанологии РАН, г. Москва, e-mail – kravchishina@ocean.ru

Доклад посвящен важной и актуальной теме в седиментологии: распределению и гранулометрическому составу морской взвеси. Пло-

щадь поверхности взвешенных частиц, находящихся под 1 м^2 океана, составляет 40 тыс. м^2, а с учетом коллоидной части – сотни тысяч квадратных метров [7]. Таким образом, перенос вещества взвесью в сорбированном виде имеет большое значение. В океане в 1 л воды содержится примерно 5–6 млн частиц (биогенных и терригенных); в Белом море – в среднем около 25 млн частиц/л. Все эти частицы объединяются понятием «морская взвесь». Она является исходным материалом для образования донных осадков. В океанологии взвесью принято считать частицы разнообразного происхождения, пассивно взвешенные в морской воде и имеющие размеры от 0.5 мкм до 1 мм [6]. Крупность частиц предопределяет распределение вещества в динамической системе моря, в том числе и загрязнений.

Успех изучения взвеси во многом определяется наличием необходимой аппаратуры и сопоставлением разных методов. «Старые» методы гранулометрического анализа взвеси (микроскопический и гидравлический) на современном этапе развития морской геологии утратили актуальность. Изобретение кондуктометрического метода (счетчика Коултера в 1960–1965 гг.) произвело революцию в исследовании гранулометрии. Преимуществом метода является быстродействие и высокая точность измерений. В настоящее время этот метод считается эталонным для определения размеров частиц. Во второй половине XX века начал разрабатываться лазерный дифракционный анализ дисперсных систем. Однако ни один из существующих методов нельзя назвать универсальным [8].

В морской геологии исследование гранулометрии взвеси до сих пор имело подсобное значение при изучении химического и минерального состава. Однако этот вопрос требует более пристального внимания. Изучение взвеси как дисперсной системы требует комплексного подхода – соединения воедино биологических, гидрологических, оптических и геохимических параметров морской среды. Такие уникальные работы только начинаются, и мы внедряем их в практику судовых океанологических исследований в Белом море (экспедиции 2001–2007 гг. в рамках программы «Исследование системы Белого моря» под руководством академика А.П. Лисицына), в Атлантическом океане (экспедиции в 2002 и 2003 гг.), в Карском море (экспедиция 2007 г.) [1–5]. Изучение гранулометрического состава взвеси необходимо при решении основных вопросов литологии, важных разделов океанологии, морской геологии и экологии. Оно актуально для развития методов исследования микро- и наночастиц. Результаты гранулометрического анализа позволяют видеть весь процесс формирования типов донных осадков.

Исследование морской взвеси проведено с помощью счетчика Коултера моделей Zbi и Multisizer II. По результатам измерений были вычислены следующие характеристики взвеси: объемная концентрация, площадь поверхности, численная концентрация, статистические гранулометрические коэффициенты (Md, So и другие).

Примененная методика исследования объемных концентраций показала хорошую сходимость с классическим методом выделения взвеси с помощью вакуумной фильтрации. Коэффициент корреляции между двумя параметрами (объемной и массовой концентрацией) тем больше, чем выше содержание терригенной составляющей. Между оптическими данными (показатель ослабления света) и объемной концентрацией выявлена линейная зависимость. Коэффициент аппроксимации увеличивается (до $R^2 = 0.9$) для тонких пелитовых фракций (менее 5 мкм).

Гранулометрический состав взвеси весьма разнообразен, он существенно меняется в пространстве [7]. С помощью счетчика Коултера в Атлантическом океане на двух меридиональных разрезах, пересекающих разные климатические зоны, выполнены уникальные исследования взвеси. В ее распределении и составе прослеживается влияние широтной климатической и циркумконтинентальной зональности. Исследования гранулометрии показали, что в продуктивных районах Атлантического океана, как правило, преобладают частицы мелкоалевритовой размерности. Олиготрофные районы отличаются более высоким содержанием пелитовой фракции: до 50 % и выше.

Впервые изучен гранулометрический состав водной взвеси Белого и Карского морей – дисперсной системы целого водоема. Получены новые данные о ходе осадочного процесса, начиная от устья реки до морских донных осадков. Впервые применен системный подход к исследованию процессов распределения и свойств гранулометрических фракций. Экстремумы в распределении частиц взвеси по размерам обусловливаются как гранулометрическим составом исходного материала, так и ходом его трансформации в водной толще. На примере Белого моря исследовано влияние приливных движений воды на гранулометрический состав.

Впервые рассмотрены вопросы взаимосвязи таких важнейших компонентов экосистемы Белого моря, как взвесь и бактериопланктон [3]. На большом фактическом материале показана положительная линейная зависимость между площадью поверхности взвеси и общей численностью микроорганизмов, проявляющаяся тем больше, чем сильнее влияние речного стока. В то же время величина этой зависимости может увеличиваться или уменьшаться, вплоть до полного исчезновения в зависимости от фенологических сезонов года.

Изучены процессы трансформации гранулометрического состава взвеси в маргинальном фильтре рек Северной Двины и Оби. Гранулометрический состав взвеси устья Северной Двины исследован в разные сезоны года тремя независимыми методами: кондуктометрическим (счетчик Коултера), лазерным (Malvern 3600Ec) и гидравлическим (водно-механический анализ по В.П. Петелину). Совместное применение разных методов анализа позволило на современном уровне оценить влияние различных факторов на формирование гранулометрического спектра взвеси.

Автор выражает благодарность академику А.П. Лисицыну, В.П. Шевченко, Н.В. Политовой, А.А. Клювиткину, А.С. Филиппову и А.Н. Новигатскому за помощь в работе.

Исследования поддержаны Президиумом РАН (проект 4.4 программы № 17) и ОНЗ РАН (проект «Наночастицы ...»), грантами РФФИ 06–05–64423 и 06–05–64815, грантом поддержки ведущих научных школ № НШ–2236.2006.5, проектом INTAS MACRO 06–1000025–9142.

Литература

1. *Демидова Т.А., Бортников Н.С., Сколотнев С.Г. и др.* Проявления гидротермальной активности в южном секторе впадины Маркова (приэкваториальный участок САХ) // Комплексные исследования Мирового океана – проект «Меридиан». Ч. I. 2008. *В печати.*
2. *Клювиткин А.А., Зернова В.В., Кравчишина М.Д. и др.* Распределение фитопланктона и взвеси в Атлантическом океане в октябре-ноябре 2002 г. // Комплексные исследования Мирового океана – проект «Меридиан». Ч. I. 2008. *В печати.*
3. *Кравчишина М.Д., Мицкевич И.Н., Веслополова Е.Ф. и др.* Взаимосвязь взвеси и микроорганизмов в водах Белого моря // Океанология. 2008. *В печати.*
4. *Кравчишина М.Д., Шевченко В.П.* Первые определения гранулометрического состава взвеси Белого моря // Докл. АН. 2005. Т. 400. № 3. С. 387–391.
5. *Лаврушин В.Ю., Демидова Т.А., Кравчишина М.Д.* Газо-химические признаки гидротермальной активности в осевой части Срединно-Атлантического хребта (впадина Маркова, 5°50′ с.ш. и 33°10′ з.д.) // Докл. АН. 2005. Т. 403. № 2. С. 224–230.
6. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
7. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
8. *McCave I.N.* Size sorting of fine sediment during transport and deposition: difficulties with mud // From particle size to sediment dynamics // Int. Workshop HWK. Delmenhorst, 2004. P. 111–113.

ИЗМЕНЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО И МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА ЮРСКО-МЕЛОВОЙ УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ БУРЕИНСКОГО БАССЕЙНА В ЛИТОГЕНЕЗЕ И КАТАГЕНЕЗЕ (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

В.В. Крапивенцева

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail – karpova@itig.as.khb.ru

Особенность юрско-меловой угленосной формации Буреинского бассейна является, с одной стороны, высокое содержание органического вещества, присутствующего как в концентрированной (до 100 угольных пластов и пропластков), так и в рассеянных формах, с

другой – повышенное (до 30 %) содержание в разрезе пирокластического материала. Характерная черта буреинских углей – повышенное содержание в их составе дисперсного глинистого и обломочного материала пирокластического и в меньшей мере терригенного происхождения, обусловливающего их повышенную зольность (в среднем около 28–30 %). Полифациальный состав вулканогенно-осадочной угленосной формации Буреинского бассейна, большое разнообразие типов пород усложняют вопрос о взаимосвязях изменений органического и минерального вещества в литогенезе.

Угли с повышенным содержанием минеральных включений, каковыми являются в своем большинстве угли Буреинского бассейна, характеризуются при определенном петрографическом составе и данной степени катагенеза ($МК_1$, $МК_2$), сверху вниз по разрезу повышением содержания углерода и уменьшением кислорода, водорода, уменьшением выходом летучих веществ [2, 3].

Влияние органического вещества на преобразование терригенного и пирокластического материала в катагенезе в Буреинском бассейне (при изменении стадии углефикации углей от 1Д до 2Г) по-разному проявляется в осадочных и вулканогенно-осадочных породах, с различным содержанием органического вещества и относящихся к различным фациальным комплексам – торфяно-болотному, озерно-болотному, озерному, руслово-пойменному и аллювиально-лагунному.

Для вмещающих алеврито-песчаных и песчаных пород кровли пластов характерно развитие гидрослюды, реже – каолинита; для мелкогалечных породных прослоев и пород почвы – каолинита, карбонатов (сидерита, кальцита) и хлорита. Изменения тем интенсивнее, чем больше органического и пирокластического материала в составе пород и чем сильнее катагенез пород органического вещества. Различный характер изменений при примерно одинаковом содержании, но разной стадии разложения и окисления органического материала отмечается для углистых осадочных и осадочно-пирокластических пород. В составе цемента и обломков пирокластов преобладают вторичные диагенетические минералы – каолинит, карбонат (сидерит), монтмориллонит, реже – гидрослюда. В цементе (по вулканическому стеклу) в незначительном количестве иногда отмечаются цеолиты (анальцим).

Измененные туфы из отложений средней пачки ургальской (солонинской) свиты восточной части бассейна чаще относятся к каолинито-карбонато-гидрослюдистой или монтмориллонито-каолинито-гидрослюдистой породе. Основной компонент в сильно разложенных туфах (бентонитовой глине) – вулканическое стекло чаще полностью замещено смесью каолинита и монтмориллонита (в различных соотношениях) или гидрослюдой с карбонатом (в пепловых туфах дацитов). В количестве 5–10 % в туфах присутствует органическое гелифицированное вещество с нередко развитым по трещинам халцедоновидным кварцем.

В западной части бассейна, в междуречье Ныpты-Ургала, пепловые туфы обычно изменены и превращены в бентонитовую глину («ныртиты» по [1]) карбонат-монтмориллонитового состава нередко с примесью цеолитов (анальцима) и галлуазита. С увеличением содержания органического вещества в туфах или во вмещающих породах степень их изменения усиливается.

В северо-западной части бассейна (междуречье Большого и Малого Йорика) среди туфов в зависимости от их первичного состава и степени вторичных диа- и катагенетических изменений выделяются туфы липарито-дацитов карбонатизированные и частично цеолитизированные; туфы пелитизированные (бентонитовая глина); туфы карбонатизированные (сидеритизированные) и пепловые туфы дацитов и липарито-дацитов слабо измененные – последние в удалении от угольных пластов или с незначительной примесью растительного материала.

Рассмотрение характера изменений пород Буреинского бассейна в стратиграфическом разрезе (сверху вниз) показало следующее. Катагенетические преобразования в нижнемеловой прибрежно-морской песчано-глинистой формации, перекрывающей угленосную формацию (иорекская и кындалская свиты), почти не затронули вещественного состава пород. Для нее характерна каолинит-монтмориллонитовая ассоциация глинистых минералов, отмечены палыгорскит, смешанно-слойные (гидрослюдисто-монмориллонитовые) минералы, присутствие карбонатных конкреций.

Для прибрежно-мелководно-морских и лагунно-континентальных отложений верхней части угленосной формации (чагдамынской и чемчукинской свит), характеризующейся более значительным присутствием полимиктовых пород, наличием длиннопламенных углей (подстадия катагенеза $МК_1$), характерны смешанно-слоистые минеральные ассоциации глинистых минералов (монтмориллонит-гидрослюдистые в различных соотношениях), а также чистый монтмориллонит (бентонитовые глины), развитый по туфам. Отмечены палыгорскит, присутствие глауконита, хлорит, редко – гипс. Количество карбонатной примеси увеличено по сравнению с низами основного разреза угленосной формации.

Катагенетические изменения песчаников и алевролитов талынджанской и ургальской (солонийской + дубликанской) свит выразились в образовании коррозионной структуры и элементов регенерационной. Большую активность проявляет кальцит и каолинит. Кальцит корродирует и часто замещает кварц, полевые шпаты и обломки эффузивов. Каолинит корродирует полевые шпаты изнутри, оставляя от них лишь тонкую корочку.

Регенерация кварца происходит в виде вторичного окварцевания вокруг основного зерна. Аутигенный хлорит появляется лишь в верхах ургальской свиты, развиваясь в основном по биотиту. Сидерит характерен для отложений ургальской и талынджанской свит.

Среда, богатая гуминовыми кислотами, способствовала новообразованию сидерита не только по пепловым породам, но и обусловила его образование среди терригенных пород, особенно при переходе от торфяно-болотной к озерной обстановке, где сидериты иногда замещают угольные пласты. Нередко сидерит развивается и по биотиту, а также заполняет поры в виде микро- и тонкозернистых неправильных образований, стяжений.

Изучение минеральных новообразований полимиктовых песчаников и алевролитов ургальской свиты позволяет сделать вывод, что обстановка опресняющегося бассейна, установившаяся в талынджанское время, сохранялась на протяжении формирования нижней части свиты (каолинит-сидеритовая парагенетическая минеральная ассоциация). Последовавшее вслед за этим превращение бассейна в солоноватоводный характеризовалось формированием минералов группы палыгорскит-сепиолита, возрастанием роли хлорита, наличием зерен глауконита. Количество первичного карбоната сокращено по сравнению с выше- и нижележащими отложениями. В восточной части бассейна установлено присутствие доломита в отложениях ургальской и талынджанской свит.

Более сложными являются катагенетические изменения пород свиты, содержащих в той или иной мере примесь туфогенного и органического материала, для которых характерно развитие по вулканическому стеклу монтмориллонита, гидрослюды, новообразований каолинита, сидерита, цеолитов с преобладанием ассоциаций гидрослюды и смешанослойных (монтмориллонит-гидрослюдистых) фаз.

Для изменений терригенных пород средне- верхнеюрской талынджанской свиты в литогенезе более характерны новообразования сидерита по биотиту, каолинита по полевым шпатам и в цементе, доломита, а также последующая лимонитизация вследствие гипергенеза. Отличительная черта – незначительное содержание хлорита до полного его отсутствия. Породы, содержащие примесь пеплового материала, характеризуются ассоциацией каолинита и гидрослюды с примесью смешанно-слойных глинистых минералов, монтмориллонита, а также цеолитов (анальцима).

Установление масштаба цеолитообразования по пепловым породам и минерального состава цеолитов меловой угленосной и юрской песчано-алевритовой морской формации Буреинского бассейна заслуживает постановки специальных исследований.

Литература

1. *Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л.* Литологические исследования в Буреинском бассейне. М.: Госгеолиздат, 1949. 306 с.
2. *Крапивенцева В.В.* Угленосная формация Буреинского бассейна. М.: Наука, 1979. 148 с.
3. *Крапивенцева В.В.* Атлас типов углей Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 2007. 312 с.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕПЛОВОГО РЕЖИМА СРЕДНЕАМУРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА ПУТЁМ АНАЛИЗА КАТАГЕНЕЗА ПОРОД (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

В.В. Крапивенцева

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail – karpova@itig.as.khb.ru

Катагенез неогеновых, палеогеновых и в меньшей мере меловых отложений Среднеамурского бассейна, с целью реконструкции теплового режима, был изучен по комплексу признаков – от использования и интерпретации данных по определению отражательной способности витринита углей в Бирофельдском и Переяславском грабенах, данных технического и элементного анализов бурых углей по Ушумунскому, Хабаровскому, Мухенскому буроугольным месторождениям и Переяславской (Оборо-Уссурийской) угленосной площади, а также – элементного состава нерастворимого органического вещества (НОВ) для меловых пород и в большей степени по петрофизическим характеристикам пород (плотности, общей пористости и проницаемости) Бирофельдского (для юго-западной части бассейна (СОБ) и Переяславского (для его восточной части) грабенов.

По отражательной способности витринита (R_o = 0.32–0.39 %) палеоген-неогеновые бурые угли Среднеамурского бассейна относятся к стадии протокатагенеза градации $ПК_2$. На большей глубине залегания (более 1000 м) палеогеновые (олигоценовые) угли чернореченской свиты, судя по уменьшению выхода летучих на горючую массу (V^{daf} до 46–49 % (на Хабаровском, Мухенском, Ушумунском, Литовском месторождениях и в Переяславском грабене), относятся к градации катагенеза $ПК_3$ (группе 3Б). Выход летучих веществ из концентрата нерастворимого органического вещества (НОВ) по палеогеновому разрезу скв. 1Е составляет в среднем 43.7 %, что отвечает градации катагенеза $ПК_3$. Содержание углерода (C^{daf}) и водорода (H^{daf}) на горючую массу в углях месторождений восточной части СОБ изменяется от 53.67 до 76.69 % (в среднем 66–69 %), а водорода – от 3.47 до 7.09 % (в среднем 5.3–6.5 %), что также отвечает изменениям градации катагенеза от $ПК_2$ до $ПК_3$ [2].

В скв. 1Е Переяславского грабена среднее содержание углерода в НОВ в палеогеновых породах составляет 72.1 %, а водорода – 4.8 % [3], что характеризует градацию катагенеза $ПК_3$ для палеогенового разреза этой скважины.

Для юго-западной части СОБ (в Бирофельдском грабене) на Ушумунском месторождении содержание углерода в углях (C^{daf}) изменяется от 66.2 до 68.7 %, а водорода (H^{daf}) от 5.9 до 6.5 %. Повышенные содержания выхода летучих веществ (до 68.7–69.3 %) в углях и водорода (до 6.6–7.0 %) в целом в углях СОБ обусловлены высоким (до 30 %) содержанием мацералов группы липтинита и сапропелевого ОВ.

Петрофизические характеристики пород осадочного выполнения СОБ палеогенового и неогенового возраста также подтверждают установленные выше изменения градаций катагенеза от $ПК_2$ до $ПК_3$.

Для меловых пород СОБ (на примере Переяславского грабена по скв. 1Е, 2Е и 1В) преобразования рассеянного органического вещества (РОВ) гумусового и сапропелево-гумусового состава в процессе катагенеза более значительны и отвечают градациям катагенеза $МК_1$ (марки Д по угольной шкале), $МК_2$ (Г), $МК_3$ (Ж) и $МК_4$ (К).

В разрезе скв. 1В верхнемеловые отложения до глубины 1800 м находятся на градации $МК_1$ (длиннопламенных углей), при этом зона начального катагенеза отличается растянотостью и ее мощность составляет 1400 м [3]. Нижняя граница отложений, находящихся на градации катагенеза $МК_2$ (газовых углей) установлена по этой скважине до глубины 2600 м. Далее, вниз по разрезу катагенез пород нарастает довольно интенсивно и в интервале 2600–2900 м для нижнемеловых пород соответствует градациям катагенеза $МК_3$-$МК_4$ (жирных и коксовых углей по угольной шкале). Для концентрата нерастворимого органического вещества (НОВ) меловых пород, имеющих градацию катагенеза $МК_1$ по скв. 1В, среднее содержание углерода по элементному составу составляет 79.4 %, водорода – 3.9 % с выходом летучих 23 %. В породах, катагенез которых соответствует градации $МК_2$ (скв. 1В), среднее содержание углерода НОВ равно 80.6 %, а водорода – 4.4 % с выходом летучих 22.5 %.

Для меловых пород Переяславского грабена по Екатеринославской площади, залегающих на глубине 600–1250 м по скв. 2Е для градации катагенеза $МК_{1-2}$, содержание углерода составляет в НОВ в среднем 84.2, а водорода – 3.9 %, при выходе летучих 14.8 % [3].

Палеотемпературный режим осадконакопления СОБ в соответствии с изменениями градаций катагенеза также претерпевал существенные изменения. Если для палеогеновых и неогеновых отложений СОБ при катагенезе пород соответствующих градиции $ПК_2$-$ПК_3$ палеотемпературы составляли 60–70°С (до глубины 912 м по скв. 1Е), то для верхнемеловых пород (в восточной части СОБ в Переяславском грабене) они составляли в среднем 110° (при градации катагенеза $МК_1$).

Для верхнемеловых пород по скв. 2Е градация катагенеза $МК_1$ отмечена на глубинах от 600 до 1250 м при температуре в 110°С (в среднем), а для пород верхнего мела по скв. 1В градация $МК_1$ отмечена на глубинах 1408–1653 м. Породы нижнего мела, находящиеся на градации катагенеза $МК_2$, сформировались при палеотемпературах осадконакопления в пределах 135–170°, залегая в скв. 1В на глубинах 2143–2600 м, что отвечает главной фазе нефтеобразования [1]. Отложения нижнего мела, вскрытые здесь на глубине от 2600 до 2900 м, достигли градаций катагенеза $МК_3$-$МК_4$ (жирных и коксовых углей), которым соответствуют палеотемпературы от 180 до 220°С.

Выделенным градациям катагенеза и палеотемператур вполне соответствуют изменения петрофизических свойств пород (плотности,

общей пористости и проницаемости), рассмотренные нами для восточной части СОБ (в Переяславском грабене) по ряду скважин.

Литература

1. *Вассоевич Н.Б., Корчагина Ю.И., Лопатин Н.В. и др.* Главная фаза нефтеобразования // Вестник МГУ. Сер. геол. 1969. № 6. С. 3–27.
2. *Крапивенцева В.В.* Атлас типов углей Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 2007. 312 с.
3. *Рязанова Т.А.* Закономерности нефтегазообразования в мезозойско-кайнозойских впадинах юга Дальнего Востока. Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: СНИИГиМС, 1996. 19 с.

РЕАЛЬНАЯ СТРУКТУРА И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ СЛЮД В ЛИТОГЕНЕЗЕ

Г.А. Кринари

Казанский государственный университет,
г. Казань, e-mail – krinari@kzn.ru

Слюды превалируют в дисперсной составляющей осадочных толщ, но структурный облик этой группы минералов изучен в основном для изверженных пород, либо годротерм. В осадочных образованиях, как было принято считать, политип $2M_1$ – мусковит, и биотит с 1M, $2M_1$ или 3T структурой всегда являются высокотемпературными аллотигенными. Все другие диоктаэдрические слюды рассматривались как продукты процессов катагенеза, реализуемых либо путем трансформации через смешаннослойные фазы иллит-смектит, тогда формируются так называемые «фундаментальные частицы» тонких, двумерно протяженных пластин, или в ходе прямого синтеза, тогда частицы слюд представлены пластинками, вытянутыми в одном направлении. Подразумевалось, что упорядоченный 1M политип всегда отвечает конечным стадиям обоих механизмов. Это позволяло, в принципе, использовать толщину кристаллов у вторичных слюд в качестве геотермометра, или оценивать уровень катагенеза содержанием компоненты слюды в смешаннослойной фазе. Неупорядоченный однослойный политип – $1M_d$ трактовался как метастабильное образование, его структуру принято было считать в полной мере турбостратической, в связи с чем, ее детальное изучение теряло реальный смысл. Этим собственно и ограничивался список структурных разностей слюд и их генетических типов.

Однако природа реализующихся в осадочных толщах процессов, как оказалась, много сложнее, сильно зависит от их кинетики, и вести стадиальный анализ литогенеза на основе изложенного выше подхода можно только в относительном плане. Нами было показано, что при резкой смене Eh переход смектита в слюду может начаться уже в неконсолидированном осадке, сразу приводя к появлению в структуре

вторичных слюд трехмерной периодичности. При таком процессе источником энергии является снижение удельной поверхности системы, ее минимализация требует снижения количества случайных ориентаций соседних слоев, что достигается их взаимным разворотом на угол, не превышающий ± 30°, приводя к появлению последовательностей, отвечающих любым возможным политипам слюд, включая $2M_1$, $2M_2$ и 1M, из транс-вакантных 1M*tv* и цис-вакантных 1M*cv* слоев, который имеет меньший угол b. В итоге то, что именуется политипом $1M_d$, на самом деле является последовательностью из слоев и трехмерно упорядоченных блоков разных политипов. С уплотнением пород разворот слоев становится все менее вероятным, и структуру формирует главным образом частичное растворение с одновременным ростом по дислокационному механизму, в котором участвуют все фрагменты или последовательности слоев, при сохранении многих кристаллохимических особенностей. Только в таком случае могут возникать «фундаментальные частицы» слюды, толщина которых должна подчиняться логнормальному закону, что и было показано ранее.

Следовательно, реальная структура вторичных слюд, которая будет отражаться на их картинах трехмерной дифракции, должна содержать сведения обо всех этапах геологической истории, включая состав исходного материала, особенности седиментации и катагенеза, а так же наличие гипергенных воздействия на уже сформировавшуюся породу. Пока мы способны показать и обосновать лишь некоторые из этих возможностей. Основной вклад в дифракцию от любых осадочных слюд даёт политип $2M_1$, но положения его HKL рефлексов не являются кратными L. Они отвечают правилам трехмерной дифракции для смешанослойных структур Меринга-Дрица, которые требуют локализации максимумов в обратном пространстве между положениями рефлексов от тех регулярных структур, которые осуществляют перемешивание. Амплитуды таких максимумов определяются как расстояниями между рефлексами исходных фаз, так и их интенсивностью, что наблюдается на спектрах зоны 13L-20L как смещение 13L рефлекса $2M_1$ политипа к позициям отражений 13-L политипа 1M*tv* и их заметное усиление. Трехмерное упорядочение разных политипов требует полного совпадения метрик, значений d и пространственных ориентаций хотя бы для одной из их систем плоских сеток hkl. Тогда аналогичные, но имеющие несколько иные величины d системы их плоских сеток образуют закономерную трехмерную смешаннослойность. Прежде всего, это обеспечивается взаимным разворотом на +60° или -60° 1M и $2M_1$ элементарных ячеек, который одновременно приводит в соответствие конфигурацию соседних сеток базальных кислородов присутствующих фаз. В принципе, оба направления разворота равновероятны, но в природных объектах преобладает +60°, при котором 13-L рефлексы 1M*cv* политипа совпадают с 13+L от $2M_1$ структуры, хотя ранее показано, что значения d_{hkl} и d_{hk-l} для $2M_1$ и 1M*cv* политипов очень близки. Совпадение не может быть случайным, так как оно со-

храняется и для образцов с заметно варьирующими метриками элементарных ячеек обоих политипов, что указывает на совместную реализацию трехмерного упорядочения слоев с процессом частичного изменения их состава и структуры. Как правило, размеры слоев смектита несколько больше, чем у диоктаэдрических слюд. При его иллитизации сближение метрик неких систем плоских сеток hkl идет по направлению от больших значений d_{hkl} к меньшим. Процесс осуществляется путем удаления Mg^{2+} и Fe^{2+}, для иллитов «лишних», при котором происходит такое перераспределение катионов по транс- и цис- октаэдрам, которое обеспечивает величину межслоевого сдвига (угла b), которая нужна для создания некоторыми сетками у *cv* слоев единой последовательности с сетками $2M_1$. Так как при близких значениях d_{hkl} величина $d_{13\text{-}L}$ (1M*tv*) > d_{13+L} ($2M_1$), а d_{13+L} (1M*tv*) < $d_{13\text{-}L}$ ($2M_1$) ближайшие значения d для *tv* слоев должны остаться больше, чем у $2M_1$ структур, что задает преимущественное направление разворота. Его величина должна задаваться соотношением транс- и цис- вакансий в структуре исходного смектита. Действительно, рефлекс 139 ($2M_1$) всегда вырождается в широкую полосу между отражениями 13-5 (1M*cv*) и 13-5 (1M*tv*). Его локальные максимумы у разных образцов смещены к одному из них: для образцов с высокой долей «пеплового» смектита, которые часто характеризуются повышенной концентрацией цис- вакантных октаэдров, основной максимум почти совпадает с положением 13-5 (1M*cv*). У тех пород, где большая часть исходного смектита возникла за счет диоктаэдритизации и деградации триоктаэдрических слюд, что фиксируется и по смещениям рефлексов 11L, этот максимум смещен к 13-5 (1M*tv*). Но преимущественный разворот ячеек на + 60° сохраняется для осадочных пород всегда, в отличие от гидротермальных слюд. Поэтому рефлексы 13-L ($2M_1$) не усиливаются и почти никогда не смещаются в сторону 13+L (1M*tv*). Несоответствие экспериментальных амплитуд $2M_1$ рефлексов, по сравнению с теоретическими, крайне резко проявляется в дублетах: 13-3 ($2M_1$)+131 (1M*tv*) ослаблен, а 133 ($2M_1$)+13-2 (1M*tv*) – усилен.

Нарастание степени катагенеза сопровождает увеличение интенсивностей рефлексов 11L от 1M*tv* структуры, при одновременном снижении вклада от 1M*cv* политипа, что наверно обязано увеличению количества и толщины фундаментальных частиц, но смешаноблочность политипов сохраняется. Связанные с ней эффекты, прежде всего – аномальное соотношение интенсивностей в названном дублете, могут постепенно снижаться только в ходе обратной трансформации вторичных слюд в смектит, но смещения $2M_1$ рефлексов, при уменьшении их величины, продолжает фиксироваться и в том случае, если отношение амплитуд отражений 001 смектита и слюды становится равным 10:1. При этом отражения 1M*tv* политипа 13L-20L зоны, инвариантной к регулярным дефектам, появляются только в том случае, если их можно отнести к частицам, бывшим ранее биотитом. Отсюда следует, что при диспергации блоков разных политипов за счет огромных механи-

ческих напряжений, сопровождающих внедрение воды по их границам, мобилизованные частицы имеют столь малую толщину, что не могут дать своего вклада в дифракцию. Возможно, обратная трансформация имеет гораздо большее прикладное значение, чем прямая. Ранее нами было показано, что она способна иногда резко снижать нефтедобычу электрокинетическими эффектами при технологическом заводнении нефтяных пластов. За счет очень большого количества новообразованных частиц слюды с некомпенсированным и высоким поверхностным зарядом торможение фильтрации происходит и при содержании в коллекторе глинистой компоненты, не превышающей первых процентов. Кроме того, только такой механизм мог формировать месторождения бентонитов Татарстана за счет переотложения пород верхней перми в акчагыльском бассейне. Выявление размывов глинистой толщи имеет самостоятельное значение. На примере неогеновых врезов показано, что трехмерная структура слюд меняется в ходе перемыва, а вид 00L рефлексов сохраняется.

К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ЛИТОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ АНИЗОТРОПИИ НЕФТЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Л.А. Краснощекова

Томский политехнический университет,
г. Томск, e-mail – KrasnoshekovaLA@ignd.tpu.ru

Объектом исследований явилось Крапивинское нефтяное месторождение, расположенное на южном склоне Каймысовского свода (Западная Сибирь). Месторождение по литологической характеристике и петрофизическим свойствам сложнопостроенное. Неоднородность в его пределах проявляется серией участков, различающихся по фильтрационно-емкостным свойствам, дебитам эксплуатационных скважин и высотным отметкам ВНК. Изменение этих параметров по площади создает своеобразную зональность, одной из возможных причин формирования которой может быть пространственная литолого-петрофизическая анизотропия продуктивного горизонта $Ю_1^{3-4}$.

Для выявления и оценки этого явления на Крапивинском месторождении был использован комплекс методов, позволяющих осуществить определение анизотропных литологических, петрофизических (упругих, магнитных) и фильтрационных характеристик предварительно ориентированных в пространстве образцов керна продуктивного пласта $Ю_1^{3-4}$.

Интервал отбора керна коллектора $Ю_1^{3-4}$ (отложения баженовской, георгиевской и васюганской свит) из скв. 187 составил 40 м с шагом отбора 0.5 м. Пласт представлен преимущественно мезомиктовыми песчаниками, реже аркозами и кварцевыми граувакками. Цемент пред-

ставлен глинистыми минералами, гидрослюдами, каолинитом, реже кальцитом и регенерационным кварцем.

Каолинит отмечается практически на всех изученных интервалах пласта $Ю_1^{3-4}$. Высокая степень его раскристаллизации и образование кристаллоподобных сростков способствуют сохранению свободного порового пространства, что ведет к увеличению фильтрационно-емкостных свойств. Для верхней части пласта отмечается возрастание пористости до 18–24 % и проницаемости до 100–200 мД. Появление кальцита в составе песчаников нижней части разреза пласта привело к ухудшению ФЕС коллектора и падению пористости до 8–10 % и проницаемости до первых единиц миллидарси.

Пространственное ориентирование керна, предназначенного для изучения анизотропных характеристик пород, производилось палеомагнитным методом с измерением составляющих: Rz (направленной вдоль оси керна) и Rx, Ry (расположенных перпендикулярно направлению Rz). Анизотропия физических свойств изучена в горизонтальной плоскости системы координат. Измерения магнитных и упругих параметров были проведены в единой системе координат с одним и тем же шагом 22.5°, нормировались на максимум и сводились в одной полярной проекции для каждого изучаемого образца.

Магнитные свойства песчаников пласта $Ю_1^{3-4}$ варьируют в пределах от 5×10^{-5} СИ до 40×10^{-5} СИ, скорости продольных упругих волн – от 2100 до 3800 м/с. Оба параметра изменяются по разрезу согласованно с поведением фильтрационно-емкостных свойств. Относительным понижением магнитной восприимчивости и скорости продольных волн отмечаются верхняя и средняя части пласта, характеризующиеся повышенной проницаемостью.

Значения коэффициента анизотропии магнитных и упругих свойств по образцам отобранной коллекции в среднем составляет 10–20 %, достигая в некоторых случаях 30 %. Для магнитных параметров характерно северо-восточное, а для упругих – северо-западное направление главной оси эллипса анизотропии. В пределах коллектора $Ю_1^{3-4}$ направление максимумов магнитной и упругой анизотропии разворачиваются на угол, близкий к 90°.

Фактор Кенигсбергера песчаников изменяется в полном соответствии с поведением фильтрационно-емкостных свойств, и его значения, превышающие 1.2, коррелируются по разрезу с зонами наилучшей проницаемости в коллекторе. Учитывая, что обычные для осадочных пород значения фактора Кенигсбергера не превышают 1, это может свидетельствовать о химической намагниченности, соотносимой с вторичными изменениями пород, что согласуется с данными петрографического анализа.

Определение литологической анизотропии проводилось в ориентированных шлифах микроструктурным и морфологическим методом (анализ пространственного распределения удлиненных кварцевых частиц и выходов оптических осей этих же зерен). Полученные данные

позволяют оценить эволюцию удельной пористости и ее направленность на разных гипсометрических уровнях и различных фациальных обстановках. В результате измерений и статистической обработки данных построены круговые диаграммы распределения оптических осей кварца и удлинений частиц на полярной проекции в принятой системе координат.

Практически для всех образцов плоскость, перпендикулярная напластованию и косой слоистости, характеризуется бимодальным распределением удлиненных кварцевых зерен. Интенсивно проявленный максимум соответствует удлинению в плоскости напластования, подчиненный сопоставляется с косой слоистостью или аналогичными ей структурными элементами.

Наиболее типичными являются узоры ориентировок оптических осей кварца, характеризующиеся поясовым распределением осей в плоскости напластования либо с тенденцией распределения максимумов выхода осей вдоль дуги большого круга, соответствующей плоскости косой слоистости.

Сопоставление диаграмм по удлинению и оптической ориентировке кварцевых зерен предполагает формирование средне-мелкозернистого песчаника в условиях руслового потока и умеренного течения, а средне-крупнозернистого песчаника в условиях шельфа с умеренными до сильных течениями. Направление береговой линии по данным микроструктурного анализа определяется как северо-восточное.

По образцам, для которых определялись литологические и петрофизические характеристики, произведено определение открытой пористости, газопроницаемости и кривых капиллярного давления. Для опыта из каждого образца керна изготавливалось по два экспериментальных цилиндра, ориентированных взаимно перпендикулярно в соответствии с ранее вычисленными характеристиками литолого-петрофизической анизотропии.

Комплексная обработка данных в одной системе координат, общей как для частного образца, так и для всей отобранной коллекции, выявила эффект анизотропности отложений, имеющий своё отражение не только в микроструктуре породы, характере распределения порового пространства, но и в петрофизических свойствах.

Для всех образцов коллекции наблюдается систематическое превышение проницаемости, определенной по цилиндрам, выпиленным в северо-восточном направлении, по сравнению с цилиндрами, выпиленными ортогонально (в северо-западном направлении). Соотношение проницаемостей по разным направлениям изменяется от 1.5 до 5, составляя для наиболее проницаемых разностей в среднем 2, несмотря на то, что коэффициент пористости отличается только десятыми долями. По данным капилляриметрии установлено, что в направлении наилучшей проницаемости количество пор наибольшего радиуса может достигать соотношения 1:6 по сравнению с ортогональным направлением.

Таким образом, ориентировка наилучшей проницаемости в образце хорошо согласуется с направлениями предпочтительной ориентации удлинений частиц, оптических осей кварца и главной оси эллипса анизотропии магнитных свойств. Главная ось эллипса анизотропии упругих свойств направлена ортогонально. В сопоставлении с материалами капиллярометрии взаимоотношения указанных анизотропных параметров обусловлены пространственным распределением пор различного диаметра и преобладанием связанных пор наибольшего радиуса в северо-восточном направлении. В свою очередь становится очевидным влияние фациальных условий осадконакопления на структуру осадка, распределение пор и соответствующую литолого-петрофизическую анизотропную характеристику.

ТИПЫ РАЗРЕЗОВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ХМАО

Л.А. Кроль[1], Н.В. Нассонова[2], С.В. Остапенко[3], Е.А. Предтеченская[1], В.В. Сапьяник[1], П.Н. Суров[1]

[1]ФГУП «СНИИГиМС», г. Новосибирск, e-mail –geology@sniiggims.ru
[2]ООО «Тюменский нефтяной научный центр» ТНК-ВР, г. Тюмень, e-mail – nvnassonova@tnk-bp.com
[3]ОАО «ТНК-ВР Менеджмент», г. Москва, e-mail – svostapenko@tnk-bp.com

В многочисленных исследованиях породного состава баженовской свиты отмечается высокая выдержанность глинисто-кремнистых разностей, насыщенных керогеном, которые прерывисто-линзовидно переслаиваются с известковистыми образованиями. Для решения задач прогнозирования продуктивных залежей баженовского типа (пласт $Ю_0$) необходимо районировать территорию развития баженовской свиты по типам и классам разрезов на основе установления основных литологических компонент свиты: глинистой, кремнистой и карбонатной. Необходимо также выполнить реконструкцию обстановок седиментации свиты для картирования относительно глубоководных иловых впадин, где накапливались битуминозные высококремнистые преимущественно нефтематеринские отложения, и подводных возвышенностей с ракушняковыми банками, которые рассматриваются в качестве возможных зон развития улучшенных коллекторов.

Для идентификации и картирования породных разностей баженовской свиты авторы использовали параметры записи кривых ГИС. При этом установлено, что форма каротажных кривых баженовской свиты изученной территории отличается от «классической». Для разрезов свиты характерны относительно невысокие средние значения кажущихся сопротивлений и максимумов ГК, которые приурочены к верхней и средней частям разреза. В единичных случаях повышенная радиоактивность характерна для всего разреза. Это связано с тем, что

исследуемый район находится в зоне перехода баженовской свиты в марьяновскую. Для данной зоны установлены следующие литотипы разрезов баженовской свиты: пермяковский, коликъеганский, верхнее-коликеганский, кошильский, хохряковский, межхохряковский, северо-хохряковский, северо-хохряковский аномальный, бахиловский, бахиловский аномальный.

Первые три типа развиты на Пермяковской, Коликеганской и Кошильской площадях и, по классификации Ю.В. Брадучана, соответствуют «вахскому» типу разреза баженовской свиты. Для всех этих типов характерно наличие карбонатных прослоев в подошве свиты. Различия состоят в мощности этих прослоев, значениях величины КС и ГК и расположениях интервалов с их максимальными значениями. Для кошильского типа характерно наличие отрицательной аномалии ПС в карбонатах величиной от 5 до 20 мв, а также некоторое снижение показаний по НГК, что может быть связано с кавернозностью пород. Отложения сформировались на подводных возвышенностях (ракушняковых банках) и их палеосклонах. На Верхнее-Коликеганской площади условия были более глубоководными. Разрезы слагаются переслаиванием кремнистых и известковистых аргиллитов с прослоями радиоляритов и ракушняков.

Хохряковский тип развит на Хохряковской и Сикторской площадях. Практически аналогичен пермяковскому, коликъеганскому и кошильскому типам, за исключением того, что максимальное значение КС находится не в подошве, а чуть выше, в приподошвенной части свиты. Максимум радиоактивности по ГК не имеет двух пиков. По данным ГИС, в подошве залегают аргиллиты. Данный литотип сформировался в условиях присводовой части подводной ракушняковой банки. Среди пород доминируют известковистые аргиллиты с прослоями ракушняков.

Межхохряковский тип развит на юге Северо-Хохряковской и на Сикторской площадях, окаймляя с севера и северо-востока зоны развития коликъеганского, хохряковского и пермяковского типов разрезов. Максимум по радиоактивности (ГК) частично, иногда и полностью, захватывает и максимум по КС. В разрезе выделяются две пачки с повышенными значениями кажущегося сопротивления, разделенные низкоомными породами. Как и у пермяковского типа, в нижней части свиты выделяются аргиллиты и перекрывающие их карбонаты. На Северо-Хохряковской площади в нижней части разреза присутствует небольшой прослой, возможно аргиллитов, характеризующийся повышением значений по ИК, понижением – по КС, НГК и иногда по ГК. Осадконакопление происходило на палеосклонах подводной ракушняковой банки.

Северо-Хохряковский тип развит на севере Северо-Хохряковской площади. Свита здесь также залегает на аргиллитах георгиевской свиты. Ее кровля отбивается по повышению значений на кривых ГК и КС по отношению к перекрывающим породам, резкому понижению зна-

чений на кривых ИК. Для свиты характерно ярко выраженное четырехчленное строение по ГИС, что не наблюдается в других типах. Данный тип также отличается от остальных типов наличием в верхней и средней частях разреза свиты двух максимумов по ГК, разделенных менее радиоактивными породами и практически соответствующих двум максимумам по КС и двум минимумам по ИК. Данный литотип сформировался в относительно глубоководных условиях пелагиали морского бассейна. В составе пород преобладают тонкоотмученные аргиллиты с признаками нефтенасыщения.

Северо-Хохряковский аномальный тип выделен в Северо-Хохряковской скв. 111, где под аргиллитами в нижней части свиты установлены карбонатные песчаники мощностью около 6 метров с аномалией ПС около 75 мв.

Бахиловский тип развит в северо-западной и, частично, в юго-западной частях Бахиловской, центральной и северо-западной частях Верхнеколикъеганской, а также на Сусликовской и Приозерной площадях. Отличается от других типов наличием двух минимумов по ИК в подошве и в кровле свиты. Первый обусловлен наличием в разрезах карбонатных разностей, второй – битуминозностью пород. Аргиллиты в подошве свиты отсутствуют.

Бахиловский аномальный тип отличается от бахиловского повышенными мощностями пород в нижней части свиты, залегающими под пачкой пород с повышенными значениями по ГК. Формирование отложений бахиловского типа происходило в условиях присводовой части относительно глубоководного поднятия дна и его палеосклонов.

Верхне-Колик-Еганский тип развит в западной части Верхнее-Колик-Еганской, на западе Сусликовской, юге и востоке Бахиловской площадей. Свита залегает на георгиевской свите, где, наряду с аргиллитами небольшой мощности, часто выделяются песчаники и алевролиты барабинской пачки. Отличается от других типов тем, что в подошве по ГИС не выделяются ни карбонатные разности, ни аргиллиты. Для этого типа характерно двучленное строение разрезов баженовской свиты, которое отражается на кривых ИК, ГК, НГК и КС. В некоторых скважинах породы более битуминозные, что фиксируется по возрастанию величины значений радиоактивности по ГК. Отложения формировались в условиях присводовой части подводной возвышенности (ракушняковой банки) и ее палеосклонов, в том числе их погруженных и удаленных от свода частей с застойным режимом придонных вод.

Таким образом, с помощью комплексного анализа каротажных кривых на северо-востоке ХМАО выделены типы разрезов баженовской свиты и соответствующие им литотипы. Реконструированы условия формирования последних, выявлены закономерности распределения литотипов по латерали, закартированы подводные возвышенности различной амплитуды и граничащие с ними иловые впадины, что позволяет осуществлять прогноз зон развития улучшенных коллекторов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЭВАПОРИТОВОЙ ПРИРОДЫ МАГНЕЗИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНО-УРАЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ

М.Т. Крупенин[1], В. Прохаска[2]

[1]Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail – krupenin@igg.uran.ru
[2]Университет Леобена, Австрия, e-mail – walter.prochaska@unileoben.ac.at

Проблема генезиса месторождений кристаллического магнезита – основного промышленного генетического типа для получения металлургической огнеупорной продукции, активно дискутируется в научной литературе. Основными генетическими подходами являются седиментогенный (источник магния из кор выветривания основных пород (Урасина и др., 1993), осаждение в прибрежно-морских бассейнах), гидротермально-метасоматический (магний из постмагматических или метаморфогенных (Lugli et al., 2002) флюидов), элизионно-катагенетический (магний из рассеянного магнезита вмещающих карбонатных толщ (Анфимов и др., 1983), а флюиды – элизионные из глинистых сланцев). Для магнезитовых месторождений Австрии и Словакии впервые получены геохимические данные об эвапоритовой природе рассолов, сформировавших метасоматические магнезитовые залежи [6]. Методика исследования заключалась во вскрытии флюидных включений в водную вытяжку при истирании образца (crush-leach analysis [5]) с последующим прецизионным хроматографическим определением индикаторных катионов и анионов (хроматограф Dionex System DX-500, Университет Леобена, Австрия). В координатах молярных концентраций Na/Br-Cl/Br магнезиты и околорудные доломиты легли на линию эвапоритового тренда (ЛЭТ), в то время как известняки из вмещающих толщ расположились в области значений, характерных для морской воды. Нами в Саткинском и Бакальском рудных полях Южно-Уральской провинции были получены аналогичные результаты [2].

Указанная методика использована нами для магнезитовых месторождений в отложениях нижнего рифея (Исмакаевское) и среднего рифея (Семибратское, Катав-Ивановское) Южно-Уральской провинции. Всего на данном этапе изучено около 40 проб.

В Исмакаевском месторождении магнезиты и околорудные доломиты в координатах молярных концентраций Na/Br-Cl/Br расположены вдоль ЛЭТ, в то время как известняки рассеяны в области значений, характерных для морской воды (соответственно 564 и 655). Наблюдается заметный сдвиг точек магнезитов и доломитов на графике к началу координат из-за высоких концентраций брома во включениях (крепкие эвапоритовые рассолы) на уровне значений Na/Br и Cl/Br соответственно 50–78 и 120–138, а также некоторый сдвиг вниз от ЛЭТ,

особенно в доломитах, что объясняется, вероятно, относительным избытком натрия в составе включений.

В Семибратском месторождении магнезиты и доломиты расположились параллельно ЛЭТ, в области умеренных значений Na/Br и Cl/Br, для магнезита соответственно 135–661 и 286–694. Доломитизированные известняки периферических зон рудного поля рассеяны вокруг области морских вод. При этом все точки в Семибратском месторождении немного сдвинуты в сторону меньших значений Na/Br относительно ЛЭТ, что может объясняться выносом натрия из флюидных включений в процессе метаморфической альбитизации (зеленосланцевая фация регионального метаморфизма). Брейнерит, развивающийся эпигенетически по магнезитам, расположен в области значений, характеризующих разбавленные рассолы. Это может быть связано с элизионной природой железистых растворов, внедрившихся в магнезит с образованием секущих зон брейнеритизации.

В Катав-Ивановском месторождении магнезиты и доломиты, в том числе известковистые, сконцентрированы в средней части отрезка ЛЭТ (область значений Na/Br и Cl/Br для магнезита соответственно 151–223 и 216–293), хотя не образуют четкого тренда. Вероятно, это связано с выветриванием образцов, взятых из естественных обнажений.

Таким образом, состав флюидных включений в магнезитах и доломитах приводит к выводу об эвапоритовой природе флюидов, формировавших магнезитовые тела и околорудные доломиты, и нормально морской природе включений во вмещающих известняковых толщах нижнего и среднего рифея. Литологические признаки подтверждают возможность существования эвапоритовых бассейнов в отложениях раннего и среднего рифея в Башкирском мегантиклинории. В саткинской свите ряд текстурных признаков доломитов магнезитовмещающего горизонта отличает их от других подразделений свиты и рассматривается нами как доказательство былого присутствия сульфатов в карбонатных породах. К этим признакам относятся: широкое развитие в магнезитоносном горизонте коллапс-брекчий (зон растворения эвапоритовых минералов); наличие шатровых структур (tepee-structure) как реликтовых признаков роста ангидрит-гипсовых конкреций; присутствие в тонкозернистых темно-серых доломитах гнезд остроугольной и клиновидной формы, выполненных белым крупнокристаллическим доломитом и кварцем (заполнение пустот растворения сульфатов). Кроме того, сульфаты (вкрапленность барита, гипса) обнаружены в доломитах саткинской и суранской свит нижнего рифея [4]. Присутствие коллапс-брекчий предполагается нами и в основании суранской свиты, кроме того, показана сульфатная природа пирита, образованного в результате сульфатредукции [1]. В авзянской свите, к которой приурочены все месторождения магнезита среднего рифея, описаны порис-

тые белые доломиты и загипсованные доломиты, отмечены высокие концентрации лития в прослоях глинистых сланцев, маломощные тела брейнеритов (магнезит с содержанием FeO до 10 %) в доломитах [4, 3]. Наличие признаков эвапоритовой седиментации в осадочных бассейнах раннего рифея Волго-Уральской области доказывается присутствием в доломитах фенестровых текстур, синседиментационных сульфатов (ангидрит), имеющих устойчивую величину $\delta^{34}S$ около 20 ‰ [1].

Изложенные данные предполагают модель катагенетического гравитационно-рассольного низкотемпературного метасоматического формирования магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции.

Исследования поддержаны грантом РФФИ 06-05-64592.

Литература

1. *Прожанин В.М., Мичурин С.В.* Изотопный состав серы сульфатов в отложениях мезопротерозоя Камско-Бельского авлакогена Восточно-Европейской платформы // XVIII Симпозиум по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова. М.: РИФ «Роза мира», 2007. С. 78–79.
2. *Крупенин М.Т., Прохаска В.* Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнезитах саткинского типа // Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 5. С. 661–663.
3. *Крупенин М.Т., Ларионов Н.Н., Гуляева Т.Я., Демчук И.Г.* Новые данные об особенностях седиментации в бассейнах авзянского времени среднего рифея // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 43–49.
4. *Филиппов В.А.* Формационные комплексы Башкирского мегантиклинория и их металлогения // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 4. С. 935–938.
5. *Bottrell S.H., Yardley B.W.D., Buckley F.* A modified crush-leach method for the analysis of fluid inclusion electrolytes // Bulletin Mineralogie. 1988. V. 111. P. 279–290.
6. *Prochaska W.* Magnesite and talc deposits in Austria // Mineralia Slovaca. 2000. V. 32. P. 543–548.

СТАДИАЛЬНОЕ ОБРАЗОВАНИЕ МАГНЕЗИТОВ ВЕНДА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

М.Т. Крупенин[1], Л.С. Чернова[2], В.А. Котляров[3], Т.Я. Гуляева[1], В.Г. Петрищева[1]

[1]Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail – krupenin@igg.uran.ru
[2]ФГУП «СНИИГиМС», г. Новосибирск, e-mail – lschernova@mail.ru
[3]Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, e-mail – kotlyarov@ilmeny.ac.ru

Магнезитоносный горизонт в подсолевых вендских отложениях на юге Сибирской платформы является уникальным слабо изученным образованием, локализован на глубинах около 2000 м в составе

ангидрит-карбонатных отложений, перекрывающих кварцевые песчаники венда. Мощность магнезитов составляет 10–25 м, горизонт прослежен на расстояние до 1000 км в составе Непско-Ботуобинской антеклизы. Горизонт является эффективным флюидоупором, что имеет значение для образования ловушек углеводородных залежей и обусловлено, вероятно, запечатыванием магнезитом пор в ангидрит-карбонатной толще. Это предполагает эпигенетическую природу магнезитов, но отмечалось максимальное обогащение магнезитом строматолитов, что указывает на возможное биохемогенное происхождение магнезита. Выделено три типа магнезита по структурно-текстурным признакам и степени насыщенности железом: 1) магнезит микрозернистый в виде гнезд с массивной гекстурой в доломит-ангидрите низкожелезистый с устойчивым химическим составом; 2) магнезит тонко-мелкозернистый, вкрапленный в виде гнезд округло-заливчатой формы в доломит-ангидритовой породе, низкожелезистый; 3) магнезит тонко-мелкозернистый, вкрапленный в строматолитовую или тонкослоистую доломит-магнезит-ангидритовую породу, низкожелезистый с зонами ожелезнения, представленными брейнеритом и сидеритом. Доломиты имеют повышенное содержание железа и повышенное отношение MgO/CaO – 0.75 за счет тонкорассеянного магнезита.

Форма выделения низкожелезистого магнезита типов 1 и 2 в виде неправильной формы гнезд в доломите не соответствует седиментогенной. Магнезит имеет однородное тонкокристаллическое сложение, железистость его близка к концентрациям FeO в седиментогенно-раннедиагенетических магнезитах. Осадочное образование магнезита дискуссионно и экспериментально не подтверждено. Предположительно, микрозернистый низкожелезистый магнезит мог быть образован в диагенезе в процессе растворения соли, гипса и раскристаллизации сульфатно-карбонатных отложений, содержащих много катионов магния. Магний мог быть накоплен как в процессе биохемогенной кристаллизации других карбонатов, так и под влиянием погружающихся высокомагнезиальных эвапоритовых рассолов солеродного бассейна. В магнезитах 2 типа, вероятно, магнезиты образовались ранее относительно доломитов в процессе растворения сульфатов, поскольку повышенная железистость присуща, как правило, не захороненным осадочным растворам, а эпигенетическим, в результате взаимодействия агрессивных рассолов с породами разреза. Зоны железистого магнезита (3 тип) с гнездами брейнерита и сидерита являются наиболее поздними эпигенетическими образованиями, связанными с катагенетической перекристаллизацией под действием высокожелезистых рассолов. Обилие тонких выделений карбонатных минералов магнезиально-железистого ряда и низкой корреляционной связью железа с марганцем указывает на низкотемпературный неравновесный характер метасоматического процесса.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ИЗ ДОННЫХ ОСАДКОВ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА КАК ПОКАЗАТЕЛИ ИЗМЕНЕНИЯ ОБСТАНОВОК СРЕДЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ (ПО МАТЕРИАЛАМ ЭКСПЕДИЦИИ IODP-302)

В.В. Крупская[1], А.А. Крылов[2], К. Вогт[3], Д.В. Борисов[4], А.В. Нечитайло[5], И.А. Андреева[2]

[1]ИГЕМ РАН, г. Москва, e-mail – vi_kru@bk.ru
[2]ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, e-mail – akrylow@gmail.com
[3]Университет г. Бремена, Германия, e-mail – cvogt@uni-bremen.de
[4]Российский государственный геолого-разведочный университет, г. Москва, e-mail – despotum@rambler.ru
[5]Университет тонкой химической технологии, г. Москва, e-mail – NechitailoAV@yandex.ru

Работа построена на детальном изучении глинистой фракции (< 2 мкм) осадков хребта Ломоносова из верхних 300 м, которые накопились за последние 50 млн лет [1]. Для анализа компонентного состава глинистой фракции использовался комплексный подход, основанный на сопоставлении данных, полученных в результате математического моделирования ИК-спектров, и анализа соотношений глинистых минералов. Анализ глинистых минералов проводился по методу Биская [2] в ориентированных препаратах. Результативность и сходимость метода было проверено на анализе 100 образцов глинистой фракции. Было использовано два метода приготовления препаратов: на стеклянной подложке [3] и методом быстрой фильтрации [4]. Также были использованы разные оптические схемы рентгеновского оборудования: система фиксированных и автоматически расширяющихся щелей. Все спектры рассчитывались в программе «MacDiff» [5]. Проведенные эксперименты показали высокую сходимость результатов (коэффициенты вариации выше 95 %) и схожесть линий трендов основных групп глинистых минералов (иллит, смектит, хлорит и каолинит).

Глинистые минералы в комплексе с тяжелыми минералами (такими как пироксены, амфиболы, черные рудные и др.) позволяют восстанавливать источники сноса материала для формирования хребта Ломоносова. Особенности седиментации в Арктике за последние несколько десятков миллионов лет определяются периодами потепления и похолодания климата. Изменение ледового дрейфа произошло на уровне 13-15 Ма, что хорошо прослеживается по результатам исследования тяжелых и глинистых минералов [6]. Ниже этого уровня, в глинистой фракции преобладают аморфные окислы и гидроокислы кремния и алюминия при общем содержании глинистых минералов во фракции < 2 мкм не более 10 %. Такое изменение в составе осадков свидетельствует о вероятном преобладании теплых застойных условий и коллоидного осаждения в условиях пресных вод. На уровне

50 млн лет существовали совершенно другие условия, которые способствовали накоплению бентонитовых отложений (содержание Na-смектита превышает 90 %).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 06-05-65166а, гранта Президента РФ МК-8651.2006.5 и Немецкого фонда академических обменов (ДААД)

Литература

1. *Backman J. et al.* Arctic Coring Expedition (ACEX) // Proc. Integr. Ocean Drill. 2006. V. 302.
2. *Biskaye P.E.* Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clays in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans // Geol. Soc. Am. Bull. 1965. V. 76. P. 803–832.
3. *Moore D.M., Reynolds Jr. R.C.* X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals (2 ed). Oxford University Press, Oxford. 1997. 378 pp.
4. *McAlister J.J., Smith B. J.* A pressure-membrane technique to prepare clay samples for X-ray diffraction analysis // J. Sed. Res. 1995. V. 65. P. 569–571.
5. *Petschick R., Kuhn G., Gingele F.* Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: Sources, transport, and relation to oceanography // Mar. Geol. 1996. V. 130. P. 203–229.
6. *Krylov A., Andreeva I., Vogt C. et al.* A shift in heavy and clay mineral provenance indicates a middle Miocene onset of a perennial sea-ice cover in the Arctic Ocean // Paleoceanography. 2008. V. 23. In press. doi:10.1029/2007PA001497.

ВЛИЯНИЕ КОНСЕДИМЕНТАЦИОННОЙ СКЛАДЧАТОСТИ НА ФОРМИРОВАНИЕ ЛОВУШЕК УГЛЕВОДОРОДОВ В НЕОКОМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ НА ПРИМЕРЕ ПЕСЦОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В.Е. Крючков, Г.Р. Пятницкая, А.М. Радчикова

ООО «ВНИИГАЗ», г. Москва, e-mail – vniigaz@gazprom.ru

Вопросами изучения литологических особенностей неокомских отложений Западной Сибири, в том числе их клиноформного строения, занимались многие исследователи. Однако некоторые аспекты формирования клиноформ и латеральной зональности распределения ФЕС в настоящее время недостаточно изучены. Один из таких аспектов – влияние конседиментационной складчатости на процесс седиментации неокомских отложений.

Неокомский разрез Западно-Сибирской плиты (ЗСП) представляет собой толщу переслаивания терригенных пород различных структурно-генетических типов континентального, прибрежно-морского, мелководно-морского и глубоководно-морского происхождения.

Коллекторами, вмещающими углеводороды, служат пористые разновидности песчаников и алевролитов. Их основной составной частью служат минеральные обломки кварца и полевых шпатов. Породы

характеризуются хорошей сортировкой обломочных частиц, минимальным содержанием глинистого и глинисто-карбонатного цементов. Преимущественный тип цементации – поровый, конформно-инкорпорационный.

Плотные слабопроницаемые и непроницаемые разновидности песчаников и алевролитов характеризуются повышенным содержанием цементирующего материала. В ассоциации с глинами они слагают пласты-флюидоупоры.

На протяжении неокомского времени Западно-Сибирская плита представляла собой зону устойчивого прогибания, осадкообразование осуществлялось в условиях регионального наклона территории в северном направлении, наиболее интенсивно прогибалась ее осевая часть.

Характерной особенностью эпибайкальского осадочного чехла севера Западно-Сибирской плиты является наличие различных по размерам конседиментационных структур – валов и куполовидных поднятий.

Литолого-фациальный анализ нефтегазоносных мезозойских отложений показал повторение определенной сходной последовательности залегания отдельных структурно-генетических типов пород – цикличности, обусловленной периодическими колебаниями уровня моря на фоне общего прогибания Западно-Сибирской плиты.

В строении континентальных циклов осадконакопления участвуют преимущественно аллювиальные и озерно-болотные осадки. Наиболее широко распространены песчаники и алевролиты, сформированные постоянными водными потоками, о чем свидетельствует довольно однородный состав обломков, их размер, сортировка. Континентальные отложения содержат наземные обугленные растительные остатки, многочисленные линзы и прослои углей, характеризуются текстурными особенностями отложений, сформированных в условиях равнинного ландшафта со слаборасчлененным палеорельефом.

Прибрежно-морские циклы осадкообразования характеризуют переходные условия седиментации от континентальных циклов к морским и наоборот. На прибрежно-морских равнинах ЗСП формировались терригенные отложения пересыпей, кос, баров, озер, болот.

Мелководно-морские циклы осадконакопления представлены песчаниками, алевролитами, глинами с явными признаками морского генезиса: структурно-текстурные особенности, наличие в их составе морских фаунистических остатков (фораминиферы, двустворчатые моллюски, аммониты, остракоды и др.), аутогенных минералов (глауконит и др.).

Литолого-фациальный анализ меловых отложений Песцового поднятия показал, что наиболее пористые разновидности песчаников и алевролитов сформированы во время мелководно-морских циклов осадконакопления. Определяющее влияние на формирование лате-

ральной зональности седиментационных процессов в мелководном морском бассейне оказал палеоструктурный фактор – наличие в палеорельефе морского дна медленно растущих конседиментационных поднятий. Свежевыпавшие рыхлые и слабосцементированные терригенные осадки, образованные ранее в разнофациальных условиях (континентальные, прибрежно-морские), под воздействием волн и течений подвергались взмучиванию. Наиболее интенсивно эти процессы протекали в сводах конседиментационных поднятий, где волновая деятельность была более интенсивной по сравнению с пониженными участками морского дна, особенно во время штормов. Осуществлялась волновая сортировка осадков. В процессе осаждения наиболее легкие тонкозернистые частицы волнениями и течениями с возвышенностей выносились в пониженные участки морского дна. В сводах локальных поднятий и на их склонах формировались толщи с пониженным содержанием тонкозернистого цементирующего материала, в то время как в низинах синхронные мелководно-морские осадки обогащались тонкозернистым цементом. Первичная пористость осадков на возвышенностях превышала первичную пористость осадков в низинах. На возвышенностях формировались аккумулятивные тела, сложенные хорошо отсортированными песчаными и алевритовыми осадками с минимальным количеством глинистого и карбонатного цемента, что обусловило их высокую первичную пористость по сравнению с синхронными осадками пониженных участков морского дна.

Различия коллекторских свойств мелководно-морских отложений были усилены на стадии их литификации. Уплотнение и обезвоживание осадков осуществлялось под давлением вышележащих толщ. На возвышенных участках морского дна основной составной частью осадков были обломки минералов кварца и полевых шпатов. Они служили каркасом, препятствующим диагенетическому уплотнению, в связи с чем в сводах палеоподнятий в значительной степени была сохранена первичная межзерновая пористость. Осадки, обогащенные глинистым материалом (базальный тип цементации), характеризуются более высокой степенью упаковки слагающих их частиц и, соответственно, значительно более высокой степенью уплотнения. Осадки этого типа заполняли пониженные участки морского дна, их первичная пористость в процессе диагенетического уплотнения исчезает полностью. Этим фактором объясняется формирование литологических экранов в пластах – коллекторах на склонах Песцового поднятия и, соответственно, формирование литологически экранированных ловушек углеводородов в неокомских отложениях.

Определяющее влияние палеоструктурного фактора на формирование латеральной зональности распределения фильтрационно-емкостных свойств неокомских отложений возможно также на других локальных поднятиях ЗСП. Этот фактор необходимо учитывать при проведении поисково-разведочных работ на нефть и газ.

ГАЛОКАТАГЕНЕЗ И ДОЛОМИТИЗАЦИЯ ПОДСОЛЕВЫХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.Е. Крючков, Г.Р. Пятницкая, А.М. Радчикова

ООО «ВНИИГАЗ», г. Москва, e-mail – vniigaz.gazprom.ru

Докембрийский осадочный комплекс Сибирской платформы сложен отложениями рифея и венда, представляющими собой толщу переслаивания различных типов доломитов с подчиненным количеством известняков, аргиллитов, песчаников и алевролитов. В вендском разрезе в отдельных районах присутствуют прослои ангидритов и каменной соли. В составе доломитов преобладают строматолитовые разновидности, реже распространены доломиты комковато-сгустковые, разнозернистые, тонкозернистые. Строматолитовые доломиты – породы, образованные низшими водорослями (сине-зеленые и др.). Все типы карбонатных пород докембрийского разреза Сибирской платформы по способу своего образования отнесены к группе фитогенных (водорослевых) пород, так как их основной составной частью служат остатки водорослей, в различной степени сохранивших свою первоначальную структуру.

Кембрийская карбонатно-эвапоритовая толща представлена переслаиванием различных типов доломитов, известняков, ангидритов, солей. Здесь распространены все типы карбонатных пород, которые встречаются в докембрии. Помимо водорослевых образований, в составе кембрийских карбонатных пород присутствуют фаунистические остатки, представленные бентосными мелкораковинными формами, археоциатами, брахиоподами, трилобитами.

Наиболее пористыми разновидностями карбонатных пород являются строматолитовые доломиты. Основной объем пустотного пространства представлен трещинами, а также межслоевыми порами и кавернами размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Подчиненное значение имеют межзерновые поры и поры выщелачивания фаунистических остатков. Стенки пустот часто несут следы выщелачивания карбонатного материала. Внутренние полости пустот в различной степени выполнены зернами и стяжениями ангидрита, галита, ромбоэдрами новообразованного доломита, зернами халцедона.

Изучение вещественного состава рифей-кембрийских отложений Сибирской платформы показало, что на протяжении длительного времени на территории Сибирской платформы существовал теплый мелководный морской бассейн нормальной солености. Обильно произрастали сине-зеленые водоросли, их жизнедеятельность обусловила формирование мощных карбонатных толщ. Породообразующий материал (карбонат кальция) в результате фотосинтеза извлечен из морской воды различными группами водорослей. Наиболее благоприятные условия для произрастания водорослей и жизнедеятельности организ-

мов существовали на небольших возвышенностях в рельефе морского дна, где были более высокие температуры морских вод, лучше освещенность. Мощность известняковых строматолитовых образований на возвышенных участках морского дна превышала мощность синхронных образований на их склонах.

Во время трансгрессивных циклов осадконакопления дно морского бассейна углублялось, осаждались тонкозернистые известковые и глинистые осадки. Во время регрессивных циклов морской бассейн мелел, возвышенные участки выводились на поверхность, ухудшались условия водообмена, морской бассейн трансформировался в лагуну. Регрессивные циклы часто заканчивались перерывами в осадконакоплении, особенно в сводах поднятий. Свежевыпавшие осадки подвергались растрескиванию, выщелачиванию под воздействием метеорных вод.

В диагенезе определяющее влияние на формирование фильтрационно-емкостных свойств карбонатных пород оказали процессы доломитизации, перекристаллизации и уплотнения осадков. Диагенетическая доломитизация известковых илов осуществлялась преимущественно во время смены морских циклов осадконакопления лагунными и обусловлена привносом в бассейн седиментации высокомагнезиальных сульфатных вод, просачиванием из эвапоритовых осадков магнийсодержащих рапных рассолов в нижележащие известковые илы. Этот процесс с различной интенсивностью развивался на протяжении всего диагенетического этапа, он проявлен как в частичном, так и в полном замещении известкового ила, водорослей и других форменных компонентов доломитом. Во время литификации осадков протекал также другой важный процесс – перекристаллизация, состоящая в частичном и полном растворении и перераспределении карбонатного вещества, слагающего осадок.

На диагенетические процессы преобразования осадков накладываются более поздние катагенетические процессы. В катагенезе дальнейшее развитие получили процессы растворения карбонатного вещества, аутигенного минералообразования, уплотнения.

Значительный объем современного пустотного пространства рифей-кембрийских карбонатных пород Восточной Сибири образован процессами катагенетического выщелачивания карбонатного материала. Основным агентом растворения $CaCO_3$ служили пресные инфильтрационные воды. Углублялись и расширялись ранее существовавшие поры и трещины, растворялись раковинные остатки и прилегающие к ним участки матрицы. Процессы тектонического растрескивания пород в значительной степени увеличили объем пустотного пространства, улучшили сообщаемость ранее существовавших пустот.

Процессы сульфатизации и засолонения рифей-кембрийских отложений протекали параллельно с процессами доломитизации. Во время лагунных циклов осадконакопления не только свежеотложенные известковые осадки, но и литифицированные породы служили дном сульфатного и солеродного бассейнов. Рапные рассолы эвапори-

товых отложений, просачиваясь в нижележащие известняки, преобразовывали их в доломит согласно реакции доломитизации Гайдингера:

$2CaCO_3$ +	$MgSO_4$ =	$CaMg(CO_3)_2$	+ $CaSO_4$
известняк	раствор	доломит	раствор
$2CaCO_3$+	$MgCl_2$ =	$CaMg(CO_3)_2$	+ $CaCl_2$
известняк	раствор	доломит	раствор

При этом $CaSO_4$ и $CaCl_2$ частично выносились за пределы пласта, а частично осаждались в пустотах, в различной степени запечатывая их. Доломитизация осуществлялась как частично, так и до полного замещения известняков доломитом. Наиболее интенсивно процессы постседиментационнй доломитизации, сульфатизации и засолонения подсолевых карбонатных отложений Сибирской платформы проявлены в пористых разновидностях известняков и осадков, где существовали улучшенные условия фильтрации флюидов. По мере уменьшения первичной пористости осадков и пород сокращается степень их доломитизации. Слабопроницаемые глинистые разновидности известняков процессам доломитизации подвержены крайне слабо. Новообразования сульфатов и солей в значительной степени сократили объем пустотного пространства пород. Магнийсодержащие рапные рассолы эвапоритовых отложений служили основным агентом доломитизации подсолевых карбонатных отложений Сибирской платформы.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ В ВАЛАНЖИНЕ ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СУРГУТСКОГО СВОДА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

А.И. Кудаманов

ООО «КогалымНИПИнефть»,
г. Когалым, e-mail – kudamanov@nipi.ws.lukoil.com

Территория исследований расположена в центральной части Западно-Сибирской плиты, в 160 км к северу от г. Сургут Тюменской области. Комплекс осадочного чехла (до 3 500 м) представлен терригенными отложениями юрской и меловой систем и породами кайнозойской группы. В нижнем мелу (неокоме) выделяются алымская, мегионская, усть-балыкская и сортымская свиты. На основании фораминифер, аммонитов и пелеципод возраст сортымской свиты (до 100 м) определен как берриас-валанжинский. В кровле сортымской свиты залегают продуктивный пласт $БС_{10}^2$ и чеускинскиая пачка аргиллитов. На тектонической карте Западно-Сибирской плиты, под редакцией В.И. Шпильмана и др. (1998), в северной части Сургутского свода расположены структуры II порядка – Когалымская вершина, Конитлорская терраса и Имилорский прогиб.

Берриас-валанжинские отложения Сургутского свода имеют ярко выраженное клиноформное строение. Песчаные линзы различаются по их приуроченности к трем основным зонам развития морских бассейнов: глубоководной части, склону шельфа и самому шельфу. Глубоководные и склоновые отложения слагают ачимовскую толщу, а шельфовые – линзы пласта $БС_{10}^2$. В принципиальной модели строения неокома Северного Приобья Западной Сибири [1], горизонт $БС_{10}$ относится к субрегиональному савуйскому клиноциклиту (КЦ). Его трансгрессивная (савуйская) пачка глин (15–40 м) в основании служит покрышкой для горизонта $БС_{11}$.

В пределах ряда изученных месторождений (Северо-Конитлорское, Северо-Кочевское и др.) на площади работ пласт $БС_{10}^2$ (до 40–60 м) представлен песчано-алевритовыми линзами (сиквенсами) подобного строения, полого перекрывающими друг друга в западном направлении по схеме кровельного прилегания. Разделение песчаных телколлекторов обусловлено глинистыми пачками, залегающими в основании каждой линзы (сиквенса).

В нижней части (20–30 м) каждой линзы расположены отложения переходной зоны (ПЗ) и предфронтальной зоны пляжа (ПФЗП), представленные преимущественно глинистыми алевролитами, реже мелкозернистыми глинистыми песчаниками с редкими прослоями штормовых песчаников. Текстуры массивные, реже горизонтальные и волнистые слойчатые. Отмечаются следы биотурбации, редкий раковинный детрит. Средняя часть (20–25 м) сложена осадками нижней зоны пляжа (НЗП) и представлена мелкозернистыми слабо глинистыми песчаниками. Текстура косая однонаправленная и разнонаправленная слойчатая или массивная, иногда со следами и биотурбации. Невыдержанный по площади комплекс осадков (участками до 5–10 м) верхней зоны пляжа (ВЗП), залегающий выше, представлен хорошо сортированными средне-мелкозернистыми песчаниками береговых валов, баров и барьерных островов, с единичным раковинным детритом, и глинистыми алевролитами лагунных фаций. Преобладают массивные текстуры. Для всех отложений пласта характерны повышенные содержания растительного детрита и слюд. В породах ПЗ, ПФЗП и НЗП нередко отмечаются следы пластической деформации.

В кровле пласта $БС_{10}^2$ выделяется латерально выдержанная пачка (0.2–0.5 м) серых плохо сортированных глинистых мелкозернистых песчаников и глинистых алевролитов с текстурой биотурбации. Отложения накапливались в условиях ПФЗП и перекрыты глинистыми отложениями чеускинской пачки переходной (ПЗ) и дальней зоны (ДЗ).

Наклонно-слоистое строение неокома отражает заполнение морского бассейна (глубиной до 400–600 м) в регрессивный этап седиментационного цикла путем бокового наращивания осадков с востока на запад в обстановке лавинной седиментации (ЛС), т.е более 100 м/млн лет. Выделяется три уровня ЛС [2]: 1 – устья рек (50–70 % осевшего материала взвешенного речного стока); 2 – основание континенталь-

ного склона (20–40 %); 3 – глубоководные впадины (7–8 %). На дельтовые условия осадконакопления в неокоме указывали многие исследователи (Никольская, 1989; Шпильман, Мухер, 1988; Плавник и др., 1988 и др.). Размеры пляжей, наступающих в сторону бассейна, указывают, что они являлись частью дельты волнового типа, так как маловероятно достижение такой степени наступания без речного приноса осадка [3]. На картах эффективных толщин по серии песчаных пластов неокома в пределах Среднего Приобья выделен ряд крупных палеодельт [4]. Осевая линия одной из них в центральной части Нижневартовского и Сургутского сводов проходит в северо-западном направлении, заканчиваясь в пределах площади исследований.

С учетом выделенных фациальных обстановок была построена карта размещения фациальных зон на начало накопления аргиллитов чеускинской пачки. Фациальные зоны ориентированы субмеридионально и отражают простирание береговой линии. Песчаные отложения восточной и юго-восточной части площади относятся к ВЗП. Наклон НЗП шириной 4–8 км, расположенной западнее, при высоте прилива 4–6 м составлял 1.0–1.5 м на 1 км или менее 0.2°. Поверхность ПФЗП шириной 10–11 км, расположенная далее к западу, при глубине штормового воздействия до 35–36 м (Рединг, 1990) имела уклон около 3 м на 1 км, что также близко наклону большинства отражающих горизонтов.

Режим лавинной седиментации исследуемых отложений приводил к накоплению в мелководной зоне осадков, глинистая часть которых вследствие быстрого захоронения находилась в состоянии недоуплотнения. Угла наклона 0.2–2.0° на участках повышенного давления и недоуплотнения при усилении волнения достаточно для образования оползней [3]. Текстуры пластической деформации также свидетельствуют о широком развитии оползневых процессов. Оценка угла наклона отражающих горизонтов 3D (до 1.5°) делает маловероятным их осадочное происхождение без участия конседиментационных процессов деформации. Таким образом, процессы осадконакопления характеризуются несовпадением колебаний водной разгрузки и режима бассейна, что нашло отражение в чередовании периодов выдвижения дельты и периодов переработки осадков волновыми и штормовыми процессами. Периоды накопления характеризуются осадками средней сортировки с высоким содержанием слюд и растительного детрита (РД) в состоянии неустойчивого равновесия (VI–V, редко IV класс коллекторов). Отложения с улучшенной сортировкой и низким содержанием слюд и РД (II–III класс коллекторов) образуются в результате усиления бассейновых процессов. Общие закономерности для крупных клиноформ и для пластов группы $БС_{10}^{2}$ указывают на существование в неокоме разномасштабных колебаний уровня моря. Завершение «сакуйской» регрессии и начало «чеускинской» трансгрессии знаменуется разрушением верхней части дельты и переотложением осадков в виде вдольбереговых валов, баров и барьерных островов. К востоку от барьерных островов формировались лагуны опресненного типа.

Литература

1. *Карогодин Ю.Н., Казаненков В.А. и др.* Северное Приобье Западной Сибири: Геология и нефтегазоносность неокома. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. 252 с.
2. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 306 с.
3. Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. 352 с.
4. *Плавник Г.И., Судат Л.Г., Ясович Г.С.* Особенности размещения ловушек в дельтовых отложениях (на примере неокома Западной Сибири) // Физико-литологические особенности и коллекторские свойства продуктивных пород глубоких горизонтов Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1988. С. 77–82.

СТРОЕНИЕ ЮРСКИХ И РАННЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ, ИХ ВОЗМОЖНАЯ ОБСТАНОВКА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

А.В. Кудымов

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН,
г. Хабаровск, e-mail – alekcandrkudimov@rambler.ru

Отложения юры и раннего мела побережья Сахалинского залива (бассейны р. Прав. Ул, р. Бол. Вилки и р. Лонгари) отнесены к разным структурам мезозоид Дальнего Востока. Согласно решениям четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания [3], юрские образования отнесены к Мевачанской подзоне Ульбанской структурно-формационной зоны (СФЗ) Амуро-Охотской складчатой системы. Они представлены **нижне-среднеюрской мевачанской** и **среднеюрской мухтельской** свитами. Согласно высказыванию В.А. Кайдалова, в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения юрского возраста необходимо оставить еще и выделявшуюся раннее подалинскую свиту, согласно перекрывающую мухтельскую свиту. Раннемеловые осадки, по фауне имеющие берриасс-валанжинский возраст, включены в Сихотэ-Алинскую складчатую систему. Они достаточно условно сопоставлены со свитами комсомольской серии (**горинской**, **пионерской** и **пиванской**) и объединены в Горинскую СФЗ [3].

К **мевачанской** свите отнесены алевролитовые отложения, закартированные в 60-х годах в качестве ульбинской свиты. Алевролиты неравномерно содержат примесь кремнистого материала в цементе. Кроме этого, в верхней части разреза свиты (верхняя подсвита по В.Э. Пилацкому, 1968 г.) алевролиты содержат редкие прослои песчаников и пачки ритмично переслаивающихся алевролитов и песчаников. В **мухтельскую** свиту объединены песчаниковые образования, традиционно относившиеся к силинской свите. Кроме этого, в нее включена толща конгломератов, гравелитов и полимиктовых песчаников (Пилацкий В.Э. и др., 1968 г.). Песчаники содержат редкие прослои и

пласты алевролитов. В верхней части разреза свиты песчаники более крупнозернистые, кроме этого, содержат линзы и прослои гравелитов, седиментационных брекчий и туфогенных песчаников. Завершает разрез свиты отмеченная выше толща конгломератов, гравелитов и полимиктовых песчаников. В строении **подалинской** свиты преимущественную роль играют алевролиты и песчано-алевролитовый флиш, среди которых встречаются прослои кремнистых пород. Образования **горинской** свиты, по данным В.Э. Пилацкого (1968 г.), согласно залегают на отложениях подалинской свиты. В целом, по его же данным, для нее характерен преимущественно песчаный состав. По литологическому составу свита разделена на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена чередованием мелкозернистых песчаников, алевролитов (аргиллитов) и пачек флиша, а также содержит редкие прослои кремнисто-глинистых пород, линзы седиментационных брекчий и мелкогалечных конгломератов. Верхняя подсвита отличается от нижней более грубым, преимущественно песчаным составом и отсутствием линз кремнисто-глинистых пород. Отличительной особенностью вышезалегающей **пионерской** свиты является тонкообломочный, преимущественно алевролитовый и флишевый состав разреза с резко подчиненным содержанием песчаников. Она так же как и горинская свита по литологии расчленена на две подсвиты (нижняя – более песчаниковая и верхняя – существенно алевролитовая). Завершают рассматриваемый разрез образования **пиванской** свиты. Она имеет преимущественно песчаный состав и достаточно условно разделена на три части. Нижняя часть представлена чередованием тонкоритмичного флиша, седиментационных брекчий, мелко-среднезернистых песчаников и алевролитов; средняя – алевролитами и тонкозернистыми песчаниками с прослоями мелкозернистых песчаников; верхняя – разнозернистыми песчаниками, седиментационными брекчиями и песчано-алевролитовым флишем. Характерной особенностью свиты является пестрый состав ее разреза и обилие седиментационных брекчий.

По **литолого–седиментационным особенностям** рассматриваемый разрез юрских и берриасс-валанжинских отложений данной территории, как отмечал В.Э. Пилацкий и др. (1968 г.), можно разделить на три «стратиграфические пары» – мегаритмы. Каждый мегаритм включает в себя нижнюю часть тонких осадков и верхнюю – более грубых образований (мевачанская – мухтельская, подалинская – горинская и пионерская – пиванская свиты). Внутри разреза мегаритмов переход от тонких осадков нижней части к грубообломочным породам верхней части всегда постепенный, в отличие от резкого контакта грубообломочных отложений с алевро-аргиллитовыми образованиями вышележащего ритма. Кроме этого, для всего разреза отложений трех мегаритмов в тонкообломочных осадках снизу вверх наблюдается постепенное сокращение роли кремнистых осадков и увеличение доли песчаников в мелких песчано-алевролитовых ритмах. Так, если для мевачанской свиты характерен исключительно алевро-аргиллитовый состав и значительная при-

месь кремнистого материала, то подалинская свита представлена преимущественно тонким флишевым переслаиванием алевролитов и песчаников. Пионерская же свита, завершающая разрез тонких осадков рассматриваемой территории, помимо тонкого флишевого переслаивания песчаников и алевролитов, содержит уже и более грубое флишоидное переслаивание и характеризуется отсутствием кремнистых образований. Такая же тенденция – погрубление материала вверх, к более молодым толщам – наблюдается и для более грубых (песчаниковых) частей мегаритмов. Наиболее тонкообломочными песчаниковыми образованиями являются отложения мухтельской свиты. Роль крупнозернистых песчаников, гравелитов и седиментационных брекчий неуклонно растет в разрезах вышележащих песчаниковых толщ. Кроме этого, мощности ритмов и отдельных слоев песчаников при движении вверх также растет.

Из вышеприведенного следует, что юрские и берриасс-валанжинские отложения имеют близкое литолого-седиментационное строение и соответственно – сходные обстановки осадконакопления. В генетическом отношении, согласно изучения берриасс-валанжинских осадков на побережье Сахалинского залива [1], они представляют собой отложения гравитационных потоков, донных течений и фоновой седиментации. Погрубление материала снизу вверх в отмеченных осадках является характерной особенностью нарастания среднего подводного конуса выноса континентальной окраины [2]. Материал все более проксимальных фаций конуса перекрывает материал передовой части конуса. Таким образом, можно полагать, что юрские осадки и берриасс-валанжинские отложения Нижнего Приамурья могли формироваться в обстановке единого подводного конуса выноса. Причем юрские отложения в отличие от берриасс-валанжинских, как раз и представляли собой, вероятно, более дистальные фации.

Литература

1. *Кудымов А В.* Флиш Нижнего Амура // Тектоника, глубинное строение и геодинамика востока Азии. III Косыгинские чтения. Хабаровск, 2001. С. 89–93.
2. *Лидер М.Р.* Седиментология. М.: Мир, 1986. 439 с.
3. Решения IV межведомственного совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990). Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. Хабаровск: ХГГП, 1994. 131 с.

НЕКОТОРЫЕ СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ПРОТЕРОЗОЙСКОГО КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ

В.Г. Кузнецов

Институт проблем нефти и газа РАН,
г. Москва, e-mail – vgkuz@yandex.ru

За последние 10–15 лет получен огромный, часто принципиально новый материал по докембрийской биосфере. Существенно увеличи-

лись наши знания по докембрийским и прежде всего протерозойским осадочным образованиям. Весьма актуальной и интересной становится проблема установления соотношения и взаимосвязи обстановок и механизмов протерозойского седиментогенеза и специфической биоты этого времени. Наиболее перспективный объект в этом отношении, видимо, представляют карбонатные отложения, ибо их образование в максимальной степени связано с жизнедеятельностью биоса.

В настоящем сообщении рассмотрены три аспекта: специфика минерального состава протерозойских карбонатных отложений, характер их окремнения и необычная, характерная именно для протерозоя текстура, известная под международной аббревиатурой MTS.

Своеобразие вещественного состава заключается прежде всего в том, что среди основных карбонатных пород – известняков и доломитов, последние резко преобладают. Кроме того, к отложениям этого возраста приурочены уникальные по масштабам, практически не встречающиеся в таких количествах в отложениях иного возраста, столь разные породы, как сидериты и магнезиты, а в ряде случаев и некарбонатный магнезиальный минерал брусит.

Ранее установлен определенный параллелизм распространения магнезиальных пород и развития микробиальных сообществ как в глобальном масштабе, так и в конкретных разрезах [2]. В приложении к протерозою важно отметить два рубежа.

Первый – граница раннего и среднего протерозоя – становление и расцвет строматолитов и начало массового накопления доломитов. Второй рубеж – сокращение и распад строматолитобразующих сообществ в венде, который обусловил первое снижение интенсивности накопления доломитов на границе рифей–венд, а затем и венд–кембрий.

Можно полагать, что именно микробиальные сообщества создавали условия, благоприятствующие садке магнезиальных соединений, которые в итоге и дают доломиты и магнезиты. Эти организмы в процессе своей жизнедеятельности усваивали растворенный в воде углекислый газ, что вело к повышению pH морской воды; это в свою очередь способствовало осаждению магнезиальных соединений. В цианобактериальных экосистемах это обстоятельство усиливается тем, что в них практически отсутствуют донные животные организмы, которые за счет дыхания хотя бы частично могли возмещать его усвоение цианеями. Рассмотренный механизм – это лишь общая схема. Процесс, видимо, многостадийный, причем на каждой стадии функционируют разные микробиальные сообщества. Сами процессы и результаты смоделированы экспериментально и изучены на ряде современных объектов [3, 6–9].

Наличие высокощелочных многих (но далеко не всех !) протерозойских бассейнов подтверждает ранее высказанные соображения о древнем «содовом океане» [4]. Однако «содовый океан» не был Мировым океаном в современном значении этого понятия. Существовали водоемы с иной, не щелочной гидрохимией. Об этом свидетельствуют как литологические, так и биологические показатели. К числу первых

относится, например, наличие осадочных сидеритов, формирование которых требует если не кислой, то по крайней мере нейтральной среды. В качестве биотических показателей следует указать, что в протерозое в тепловодных бассейнах с карбонатонакоплением существовали практически только цианобактерии, в то время как вне этих водоемов в более холодных водах биота была более разнообразна, вплоть до наличия эвкариот [5]. Подобная ситуация – обилие микробиальных сообществ отсутствии иного биоса – существует и сейчас в «содовых озерах» с высокой щелочностью.

В современных условиях, равно как и в фанерозое, ситуация прямо противоположна – разнообразие фауны в теплых морях с карбонатной седиментацией неизмеримо выше, чем в холодноводных.

Высокая щелочность протерозойских морей крайне важна для понимания характера окремнения протерозойских карбонатных пород.

Разработанные для фанерозоя объяснения окремнения карбонатных пород не применимы к докембрийским образованиям. В морях докембрия не было усваивающих кремнезем организмов, а отсутствие наземной флоры исключало возможность глубокого кислого выветривания и появления растворенной кремнекислоты.

Формы окремнения достаточно разнообразны, но главным образом это тонкая импрегнация кремнеземом микритовых прослоев строматолитов, каверн выщелачивания. Принципиально важно, что в максимальной степени окремнение развито в кровле седиментационных циклитов, зафиксированных перерывами, поверхностным выщелачиванием и закарстованностью.

Высокая щелочность бассейнов обусловила растворение находящихся в осадке силико- и пирокластики и обогащение вод растворенным кремнеземом. При обмелении и осушении ситуация кардинально менялась. При смешении с метеорными водами снижалась соленость, уменьшались концентрации NaCl и Mg, pH резко падало, и растворенный кремнезем выпадал в осадок, корродируя и замещая карбонатный материал. Именно поэтому основное окремнение приурочено к кровле циклитов и фиксирует границы перерывов.

Рассмотренная схема объясняет пространственное размещение окремнения и его преимущественную приуроченность к фациям развития строматолитовых доломитов. Дело в том, что эти наиболее мелководные зоны осушались даже при крайне незначительных понижениях уровня моря, и здесь в максимальной степени реализовывались рассмотренные выше условия и сопутствующие им процессы.

Своеобразие биоты протерозоя, видимо, определило и наличие указанной выше характерной именно для протерозоя текстуры MTS. Во многих районах мира в темноцветных, обогащенных органическим веществом, часто глинистых известняках и доломитах встречена своеобразная текстура в виде системы светлых чисто кальцитовых жилок неправильной извилистой формы.

Структурные соотношения прожилков с вмещающими породами

позволяют говорить об образовании первичных трещинок за счет прорыва флюидов – своеобразного природного гидроразрыва с последующим их заполнением и соответственно консервацией кальцитом. Возникает вопрос о природе флюидов и причинах их появления в столь значительных количествах, которые обеспечивают массовое развитие трещин прорыва. Отсутствие в протерозое бентосной и инфауны обеспечивало утилизацию практически всей произведенной цианобактериями биомассы, а ее диагенетическая переработка заключалась главным образом, если не исключительно, в брожении, а с 1–1.2 млрд лет и в окислении, то есть генерации газов.

Образовавшийся в диагенезе диоксид углерода способствовал растворению наиболее реакционноспособной части – карбоната кальция, переводя его в растворимый бикарбонат. При этом менее растворимый доломит сохранялся в осадке.

По достижении определенного критического объема газовой фазы давление в осадке возрастало и в конце концов происходил прорыв, газы устремлялись вверх, формировали извилистые, а затем и более прямолинейные трещинки или дробили полулитифицированные отложения. Каналы дегазации тут же заполнялись иловыми растворами, пересыщенными растворенными в них бикарбонатами кальция. Прорыв и удаление углекислого газа вели к мгновенному падению давления, что в свою очередь способствовало распаду бикарбоната и обратному выпадению карбоната кальция. Быстрота процесса обусловила микрозернистую и равномернозернистую структуру образовавшегося кальцита и одновременно вела к заполнению им каналов дегазации, что и предохранило их от замыкания в результате сдавливания.

Представляется принципиально важной синхронизация времени распространения текстур MTS и развития строматолитообразующих цианобактерий. Связь эта скорее всего является не генетической, а опосредованной и обусловлена общим развитием биоты. Смена цианобактериальных сообществ значительно более разнообразным и более высокоорганизованным сообществом организмов обусловила ликвидацию широко развитых в рифее микрозернистых непроницаемых биохемогенных отложений, существенно обогащенных органическим веществом, и формирование зернистых, органогенных, в узком смысле слова, более проницаемых карбонатных осадков в фанерозое.

Таким образом, несмотря на разный масштаб рассмотренных явлений – образование существенно магнезиальных карбонатных пород огромного объема, определяющих общий облик отложений того времени, относительно локальное развитие специфических форм окремнения, и наконец, своеобразных текстур карбонатных отложений, все они так или иначе имеют одну общую причину – своеобразие биоты того времени, а именно абсолютное преобладание цианобактерий, которые и обусловили определенную, характерную именно для протерозоя геохимическую обстановку. Последняя прямо или косвенно и определила все эти особенности.

Литература

1. *Зайцева Л.В., Орлеанский В.К., Герасименко Л.М., Ушатинская Г.Т.* Роль цианобактерий в кристаллизации магнезиальных кальцитов // Палеонтологический журнал. 2006. № 2. С. 14–20.
2. *Кузнецов В Г.* Эволюция доломитообразования и ее возможные причины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80. Вып. 4. С. 49–66.
3. *Braithwaite C.J.K., Zedef V.* Hydromagnesite stromatolites and sediments in an alkaline lake, Salda Goelue, Turkey // J. Sed. Res. Sec. A. 1996. V. 66. № 5. P. 991–1002.
4. *Kempe St., Degens E.T.* An early soda ocean? // Chem. Geol. 1985. V. 53. P. 95–108.
5. *Fedonkin M.A.* The origin of the Metazoa in the light of the Proterozoic fossil record // Paleontological Res. 2003. V. 7. № 1. P. 9–41.
6. *Vasconcelos Cr., McKenzie J.A.* Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil) // J. Sed. Res. 1997. V. 67A. № 3. P. 378–390.
7. *Vasconcelos Cr., McKenzie Ju., Bernasconi St. et al.* Microbial mediation as a possible mechanism for dolomite formation at low temperatures // Nature. 1995. V. 377. P. 220–222.
8. *Warthmann R., van Lith Y., Vancoscelos C. et al.* Bacterially induced dolomite precipitation in anoxic culture experiments // Geology. 2000. V. 28. P. 1091–1094.
9. *Wright D.T., Wacey D.* Precipitation of dolomite using sulhate-reducing bacteria from Coorong region, South Australia: significance and applications // Sedimentology. 2005. V. 52. P. 978–1008.

О СЛОИСТОСТИ СРЕДНЕДЕВОНСКИХ СИЛИЦИТОВ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Е.В. Кузнецова

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mail – Musihina@igg.uran.ru

Горизонтальнослоистые силициты занимают значительное место в палеозойских разрезах Магнитогорского прогиба восточного склона Южного Урала. Слоистость является одним из важнейших типов первичных текстур осадочных пород, поэтому уточнение ее природы представляет определенный интерес для восстановления условий осадконакопления и литогенеза в областях развития кремнистых комплексов.

Объектом исследования послужили отложения осадочных ярлыкаповской, бугулыгырской толщ и вулканогенно-осадочной карамалыташской свиты эйфельского яруса среднего девона. Наибольшим распространением в рассматриваемых породах пользуются микрослоистые текстуры. При микроскопическом изучении установлено, что слоистость представлена кремнистыми (халцедоновыми) прослоями, нередко обогащенными гематитом, и прослоями, полностью или частично состоящими из обломков некремнистых образований, глинистого либо органического вещества, скоплений скелетов радиолярий, по мощности обычно уступающие кремнистым.

Изучение текстур на макроуровне показало, что в целом яшмам бугулыгырской и ярлыкаповской свит присуща нечеткая слоистость, представленная чередованием внешне однородных прослоев кирпично-красного цвета и более темных и более светлых слоев красноватого оттенка. Слоистость горизонтальная, часто прерывистая. Границы между слоями обычно неровные, размытые, реже четкие. Для рассматриваемых толщ нередко характерны участки с интенсивной складчатостью и оползневыми текстурами.

В окрестностях д. Ст. Сибай в яшмах бугулыгырской свиты слоистость выражена сменой слойков различных оттенков красного цвета. Мощность выдержанная. Контакты обычно размытые, за исключением более темных слойков, верхняя граница которых иногда подчеркнута черным цветом (марганец). Под микроскопом видно, что в криптокристаллической кремнистой массе находятся радиолярии хорошей сохранности. Гематитизированные кремнистые слойки иногда переслаиваются со слойками с радиоляриями, или по резкому переходу (смена в окраске от кирпично-красного к темному) скопление радиолярий вверх возрастает, далее их количество изменяется плавно.

В верхней части ярлыкаповской толщи (д. Ярлыкапово) обнажена толща грязно-зеленых яшм, в которых слоистость отчетливо выражена на выветрелой поверхности в виде прослоев серого, желтого и красного цвета (от совсем темных до серых и белых). Слоевые границы расплывчатые, неровные, иногда изогнутые, реже четкие. По левому борту р. Бол. Кизил в ярлыкаповских кремнях наблюдается градационное распределение органических остатков (ядер радиолярий, спикул губок), которые также могут образовывать слойки и в породе распределяться неравномерно.

Кремнистые отложения карамалыташской свиты характеризуются более резкими границами, нередко встречаются силициты с циклическим строением (северо-восточный берег оз. Карабалыкты). Циклы состоят из чередующихся красных кремнистых с микрослоистой текстурой и светлых обломочных или однородных глинистых слойков. Под микроскопом красные интервалы представляют собой криптокристаллическое кремнистое либо кремнисто-глинистое гематитизированное вещество. В кремнисто-глинистых интервалах наблюдаются светлые обломки кремней и единичные скелеты радиолярии хорошей сохранности. В светлых глинистых слойках с невыдержанной мощностью также присутствуют эти обломки, но меньшего размера по сравнению с кремнисто-глинистыми. Циклы повторяются, отличаясь друг от друга количеством остатков радиолярий и кремнистых зерен разной ориентировки и размерности.

Иногда в карамалыташских силицитах отмечаются следы перемещения биогенных организмов (возможно илоедов), секущих горизонтальную слоистость на незначительную глубину. Ходы илосдов извилистые, боковые стенки в продольном сечении – вогнутые (дуги, кольца), по стенкам канала (хода) наблюдается светлая кайма. Каналы про-

ходят перпендикулярно слоистости, нижележащие слойки не деформированы, заполнены хлоритизированным относительно однородным тонкозернистым веществом.

Нередко в яшмах карамалыташской свиты прослои кирпично-красного кремнистого вещества переслаиваются с обломочными (песчаниковыми) с резкими границами, хорошо выраженной микрослоистостью и градационной сортировкой. Основание прослоя представляет собой кремнистую массу розоватого цвета, в которую погружены (углублены) многочисленные угловатые обломки основных вулканитов, окатанные обломки кремней, вкрапленники плагиоклаза, хлорита и гидрослюды. Цемент мелкообломочный кремнистый (?), частично гематитизированный и хлоритизированный с включениями рудного минерала. Выше слой песчаника по размытой границе сменяется кремнистой массой с обломками кремней и зернами зеленой окраски (?), постепенно приобретая зеленоватый оттенок. В породах встречаются хорошо сохранившиеся радиолярии.

В окрестностях д. Ст. Сибай карамалыташские вулканиты чередуются с пачками тонко- и микрослоистых красных, зеленых, серых кремней, среди которых обнаружены силициты с линзовидно-слоистой текстурой – это зеленоватого цвета породы с тонкой слоистостью, выраженной в виде смены тонов данной окраски. В таких кремнях имеют место линзы и линзовидные образования красного цвета с нечеткими размытыми границами. Слоистость слабо волнистая с элементами хрупких деформаций, выраженных в смещении слойков по вертикали. Иногда наблюдаются размывы ранее образовавшихся слойков с последующим накоплением более поздних отложений, имеющих более отчетливую микрослоистость и большую мощность.

Таким образом, проведенное изучение слоистости в среднедевонских силицитах выявило некоторые текстурные различия.

Для кремнистых отложений карамалыташской свиты в большинстве случаев характерны невыдержанная по мощности слоистость, иногда деформированная смещением и размывом слойков, ходами илоедов. Радиолярии присутствуют в небольшом количестве. Нередки прослои обломочного (пирокластического) материала. Такая текстура обусловлена, скорее всего, активной вулканической деятельностью и тектоническими процессами, синхронных времени формирования карамалыташских кремней. В периоды относительного спокойствия, вероятно, имели место перерывы в осадконакоплении. О кратковременном процессе свидетельствуют резкие контакты между слоями, о длительных перерывах – развитие биоформ.

Не исключена также возможность влияния на текстуру рассматриваемых силицитов периодов сейсмической активности, которые объясняют появление слойков с обломочным материалом. Кремненакопление сопровождалось обломочной седиментацией еще при пластичном осадке, на что указывают вдавленные в кремнистый цемент обломки вулканитов и кремней.

Большая часть кремнистых пород бугулыгырской и ярлыкаповской свит имеет расплывчатые контакты между слоями, что указывает на плавную смену отложений, а постепенные переходы от слоя к слою – на непрерывное осаждение вещества. Четкие границы редки и свидетельствуют о возможном перерыве в седиментации и резкой смене условий. Скорость накопления осадка, вероятно, была различной. При быстром осаждении вещества имеют место относительно однородные черного цвета слойки и радиолярии хорошей сохранности. При медленном осадконакоплении, когда осадок успевал окисляться, появляются красная окраска слойков, разрушение и исчезновение радиолярий. Сильно деформированные и осложненные складчатостью отложения этих свит могут объясняться явлениями подводного оползания, сопровождающими кремненакопление в районах повышенной сейсмичности.

ФАЦИАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КИЗИЛЬСКОЙ СВИТЫ В БАШКИРСКОМ ВЕКЕ КАМЕННОУГОЛЬНОГО ПЕРИОДА

Е.И. Кулагина[1], Т.И. Степанова[2], Н.А. Кучева[2], В.Н. Пазухин[3]

[1]Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, e-mail – kulagina@anrb.ru
[2]Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail – Stepanova@igg.uran.ru
[3]ООО «Башгеопроект», г. Уфа, e-mail – pazukhin@mail.ru

Кизильская свита широко распространена в центральной части Магнитогорского мегасинклинория, ее стратотипом считается разрез по р. Бол. Кизил [5]. Характерная особенность свиты – большая мощность (до 2000 м) и насыщенность водорослевыми биогермными постройками. Это послужило основанием отнесения ее к рифоидной формации [3]. Формирование кизильской свиты происходило в мелководном шельфовом бассейне, начиная с поздневизейского времени, и завершилось в конце башкирского века в связи с началом варисцийского орогенеза и поднятия карбонатной платформы [7]. Образование Восточно-Уральского залива, разделявшего горную систему Палеоурала от низкогорной суши Тоболии, в состав которого входил морской бассейн восточного склона Урала, приходится на башкирский век [7], поэтому изучение осадконакопления в этот период времени представляет особый интерес. Литологические особенности и условия осадконакопления каменноугольных отложений Магнитогорского синклинория рассмотрены Р.М. Ивановой [1]. Специально биогермным отложениям разреза «Большой Кизил» посвящены работы И.А. Щекотовой [9]. Несколько иной тип разреза кизильской свиты известен по р. Худолаз [2, 6, 8], в котором присутствуют отложения архангельского (верхнебашкирского) подъяруса. В настоящей работе мы остановимся на фациальном анали-

зе башкирских отложений разреза по р. Худолаз, против д. Чернышевки. Авторами проведено изучение микрофаций, ископаемых остатков водорослей, фораминифер, брахиопод и конодонтов.

Серпуховский ярус. Верхний подъярус. *Чернышевский горизонт.* В разрезе «Чернышевка», так же как в разрезе «Большой Кизил», широко распространены небольшие биогермные постройки, в основном водорослевые биостромы, которые отражают крайне мелководные спокойные обстановки с редкими эпизодами волновой активности. Мощность верхнесерпуховских отложений более 50 м.

Башкирский ярус. Сюранский подъярус. *Богдановский горизонт.* Башкирские отложения залегают согласно на серпуховских. Низы богдановского горизонта (6 м) сложены водорослевыми баундстоунами, составляющими единую пачку с нижележащими серпуховскими отложениями, отличаясь лишь по составу фауны. Выше залегает пачка темно-серых, тонкослоистых, тонкоплитчатых известняков с волнистыми плоскостями напластования. Преобладают мелкобиокластовые пеллоидные пакстоуны с многочисленными микросгустками мелкоалевритовой размерности. Среди органических остатков наиболее характерны крупные спикулы губок, многочисленны мелкие пахисферины. Прослоями наблюдаются мелко-среднебиокластовые пеллоидные грейнстоуны, мелкобиокластовые вакстоуны с преобладанием криноидных биокластов. Формирование данной пачки происходило в области среднего шельфа, в лагуне со свободным водообменом, о чем свидетельствует разнообразная фораминиферовая фауна и увеличение численности и разнообразия конодонтов. Мощность 6 м. *Каменногорский горизонт* представлен среднеслоистыми известняками. Преобладают известняковые песчаники, мелко- и среднебиокластовые пеллоидные грейнстоуны с биокластами криноидей, брахиопод, реже мшанок и водорослей, иногда с крупными биокластами и литокластами. Их формирование происходило на отмели с высоким гидродинамическим режимом. Мощность 19 м.

Акавасский подъярус/горизонт представлен обломочной карбонатной толщей, мощностью более 30 м. Цементирующей массой обломочных известняков является мелкобиокластовый, участками пеллоидный вакстоун с интенсивно раздробленным скелетным материалом преимущественно зеленых водорослей. Биокласты представлены криноидеями, водорослями, брахиоподами, гастроподами, мшанками, присутствуют литокласты интенсивно перекристаллизованных и доломитизированных известняков с реликтами органогенной структуры. В некоторых обломках содержатся фораминиферы раннекаменноугольного возраста. В разрезе наблюдаются скопления битых раковин переотложенных раннекаменноугольных брахиопод *Striatifera grandicula* Kalash. в ассоциации с *Eomarginifera* sp. и атиридидами. На осадконакопление этой толщи, вероятно, оказало влияние разрушение молодого горного поднятия и снос обломочного материала. В этот же период времени в разрезе «Большой Кизил» формировались крупные биогермные постройки [4].

Аскынбашский подъярус/горизонт. В основании залегает пачка тонкопереслаивающихся известняков и кремней со слабо волнистыми поверхностями напластования. Выше залегают массивные известняки обломочной структуры, содержащие литокласты тонкозернистых известняков разнообразной формы. Изредка наблюдаются небольшие желваки кремней. Участками отмечаются скопления кораллов *Chaetetes* sp., *Syringopora* sp. и одиночных ругоз. Мощность 45 м.

Архангельский (верхнебашкирский) подъярус сложен известняками тонко- и среднеслоистыми с отчетливо выраженными пологоволнистыми поверхностями напластования с большим количеством члеников стеблей криноидей, многочисленными фораминиферами, редкими колониями *Syringopora* sp.и мелкими брахиоподами *Choristites* sp.

В разрезе «Чернышевка» башкирский ярус представлен фациями, отражающими изменения осадконакопления от обстановок среднего шельфа к обстановкам внутреннего шельфа. Фации позднесюранского-аскынбашского возраста отражают обстановки шельфовой лагуны со свободным водообменом. С конца аскынбашского и в течение архангельского времени территория осадконакопления представляла собой внутреннюю лагуну с ограниченным водообменом, с благоприятными условиями для обитания водорослей и фораминифер.

Органогенные постройки акавасского возраста, наблюдаемые в настоящее время по р. Бол. Кизил, после подъема территории, вероятно, образовали отмель, на которой накопилась небольшая пачка (25 м) биокластовых грейнстоунов, перемежающихся с водорослевыми биостромами. После этого осадконакопление прекратилось. В это время территория в районе современного течения р. Худолаз у д.Чернышевки оставалась более погруженной и представляла собой полуизолированную лагуну, где продолжалось карбонатное осадконакопление.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 07-05-00997.

Литература

1. *Иванова Р.М.* Литологические особенности разрезов и условия осадконакопления средне-поздневизейского и раннебашкирского времени в центральной части Магнитогорского синклинория // Каменноугольные отложения на Урале. Сборник по вопросам стратиграфии №25. Свердловск: УФАН СССР, 1975. С. 111–126.
2. *Иванова Р.М., Яркова А.В., Симонова З.Г., Плюснина А.А.* Разрез по р. Худолаз // Путеводитель экскурсии по разрезам карбона восточного склона Южного Урала. Магнитогорский синклинорий. Свердловск: УФАН СССР, 1972. С. 77–109.
3. *Королюк И.К., Щекотова И.А., Меламуд Е.Л., Сидоров А.Д.* Формации и тектоника Южного Приуралья // Проблемы изучения и тектонического анализа геологических формаций. М.: Наука, 1983. С. 81–91.
4. *Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Кочетова Н.Н. и др.* Разрез серпуховского и башкирского ярусов по р. Большой Кизил // Путеводитель геологических экскурсий по карбону Урала. Ч. 1. Южноуральская экскурсия. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 49–58.

5. *Либрович Л.С.* Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. Л.- М.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. 207 с.
6. *Степанова Т.И., Кучева Н.А.* Разрез «Худолаз» – стратотип горизонтов субрегиональной схемы нижнекаменноугольных отложений восточного склона Урала // Литосфера. 2006. № 1. С. 45–75.
7. *Чувашов Б.И.* Фанерозойская история Восточно-европейской и Сибирской платформ и Урало-Сибирского подвижного пояса // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография. Материалы Всерос. конф. Казань: Изд-во КГУ, 2007. С. 368–371.
8. *Чувашов Б.И., Иванова Р.М., Колчина А.Н.* Верхний палеозой восточного склона Урала. Стратиграфия и геологическая история. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 230 с.
9. *Щекотова И.А.* Рифогенная толща Магнитогорского синклинория и перспективы ее нефтегазоносности // Актуальные вопросы геологии нефти и газа. М.: ИГиРГИ, 1978. С. 110–114.

СТАДИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЗАПАДНОГО УРАЛА

Ф.А. Курбацкая

Пермский государственный университет, г. Пермь, e-mail – mineral@psu.ru

Несмотря на дискуссионность отдельных вопросов, связанных с проведением границ между стадиями, наименований стадий и т.д., на примере многочисленных региональных исследований можно видеть широкие возможности применения стадиального анализа для решения различных геологических задач.

В данной статье стадиальный анализ рассматривается в аспекте взаимосвязи с палеотектоническими данными.

Границу между катагенезом и метагенезом мы проводим по появлению в породах направленных кливажных текстур, а границу между осадочными и метаморфическими породами по массовому появлению типичных для метаморфических пород кристаллобластических структур.

За один из маркирующих уровней в шкале постдиагенетических изменений осадочных пород принимается верхняя граница позднего метагенеза, которая четко фиксируется по исчезновению обломочного биотита, полному преобразованию глинистого цемента, массовому появлению кливажных текстур, резкому увеличению новообразований и др. Эта граница отражает резкий качественный скачок в процессе перехода осадочных образований в метаморфические и обычно выражена гораздо отчетливее нижней границы позднего метагенеза. В связи с этим установление характера ее поведения приобретает принципиальное значение для определения степени изменения пород в том или ином регионе.

При рассмотрении ее положения на Западном Урале установлена тесная взаимосвязь с особенностями глубинного строения данной территории и типами в разной степени переработанной континентальной коры.

Прослеживание изменения возраста верхней границы позднего метагенеза с востока на запад в пределах Западного Урала показывает, что она испытывает резкое «омоложение» при приближении к осевой зоне Урала и заметно удревняется по мере удаления от нее. Временной перепад может соответствовать, как например на Среднем Урале, интервалу от среднего-нижнего ордовика до верхнего рифея и древнее [2]. При этом вполне очевидно, что вертикальная зональность разрезов слабее горизонтальной, свидетельствуя о том, что факторы геологического времени и гидростатическое давление не играют существенной роли в постдиагенетических изменениях пород, уступая ведущее место стрессу и связанным с ним явлениям.

При стадиальном анализе осадочных пород на Западном Урале обращает на себя внимание факт территориального совпадения в общих чертах верхней границы позднего метагенеза с линией ограничения непереработанного кристаллического фундамента, служившего, очевидно, «барьером», препятствовавшим в западном направлении стрессу.

Кстати, этот факт может косвенно указывать на отсутствие крупномасштабных складчатых движений в конце докембрия на Западном Урале.

По интенсивности вторичных преобразований выделяются три литеральные зоны.

Внешняя, западная зона с континентальной корой внутриконтинентального подтипа, по Н.Г. Берлянд [1], в пределах которой развиты отложения от верхнего рифея до венда включительно, измененные до стадии позднего катагенеза.

Средняя зона, отложения в которой сформированы на континентальной коре перикратонного подтипа, испытавшие изменения переходного характера между стадиями позднего катагенеза-начального метагенеза.

Внутренняя восточная зона приурочена к коре рифтогенного подтипа с отложениями, измененными до стадии позднего метагенеза.

Выделенные зоны прослеживаются вдоль всего Западного Урала и к северо-западу на Тиман, где переходная зона позднего катагенеза-раннего метагенеза фиксируется на Среднем Тиммане в районе Четласского Камня, а зона позднего метагенеза располагается к северо-востоку, где контактирует с зоной метаморфических пород, широко развитых на Северном Тимане.

Зона позднего катагенеза прослеживается вдоль северо-западной окраины Восточно-Европейской платформы на п-овах Рыбачьем, Среднем, Кильдине.

Литература

1. *Берлянд Н.Г.* Районирование Урала по типу строения земной коры // Сов. геология. 1982. № 11. С. 78–89.
2. *Курбацкая Ф.А.* О положении верхней границы позднего метагенеза на Западном Урале // Литология и полезн.ископаемые. 1979. № 1. С. 139–145.

НАУЧНЫЕ ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗО-КРЕМНИСТОГО НАКОПЛЕНИЯ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСАХ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

О.Г. Лазур

Геологический институт РАН,
г. Москва e-mail – lazur@ilran.ru

В раннем докембрии вулканогенно-осадочное железо-кремнистое накопление связано с вулканическими (зеленокаменными) зонами. Причем эта закономерность характерна как для глубокометаморфизованных, так и зеленокаменных комплексов. Осадочно-вулканогенные комплексы раннего и позднего архея построены принципиально сходно: контрастная (ультрабазит-базит-дацитовая) вулканическая ассоциация с выделенными подассоциациями в низах и дифференцированная (ультрабазит-базит-андезит-риолитовая) ассоциация в верхах вулканогенной части разрезов и завершающая существенно осадочная толща. Отмечаются значительные колебания в соотношении объемов вулканитов различного состава и осадочных пород в конкретных вулканических зонах, но в целом в раннеархейских вулканических комплексах преобладают вулканиты контрастной ассоциации, в позднеархейских – дифференцированной ассоциации.

Закономерности размещения магнетитовых пород стратиформного типа в ранне- и позднеархейских зеленокаменных и глубокометаморфизованных метавулканических комплексах в принципе сходны: отмечается увеличение масштабности проявления магнетитовых кварцитов в ряду контрастная – дифференцированная вулканические ассоциации – вулканогенно-осадочные толщи и, соответственно в каждом члене этого ряда от раннего к позднему архею и к раннему протерозою. Интенсивность проявления магнетитовых рудных лав и туфов также увеличивается от контрастной к дифференцированной ассоциации. Необходимо отметить, что ранее рудные лавы и туфы не отмечались в глубокометаморфизованных вулканических комплексах. Их аналоги необходимо искать в зеленых и кристаллических сланцах, обогащенных вкрапленным магнетитом [1].

Оперируя масштабностью месторождений магнетитовых кварцитов, можно констатировать, что в вулканитах контрастной ассоциации раннего архея мы имеем лишь единичные рудопроявления, в позднем архее – мелкие месторождения (в дацитах Костамукши, в амфиболитах зоны Колмозеро-Воронья); в дифференцированной ассоциации соответственно мелкие-средние и средние по масштабам месторождения. В раннем архее это группа мелких и средних месторождений Оленегорской группы, в сумме составляющая крупный объект, в позднем архее – Лев-Толстовские, Истобнянско-Медведевские и другие аномалии КМА и др. Наиболее крупные месторождения магнетито-

ных кварцитов сосредоточены в вулканогенно-осадочных толщах, причем масштабность железисто-кремнистого накопления в них также возрастает от раннего к позднему архею. Размеры месторождений железистых кварцитов меняются от средних-крупных в раннем и позднем архее, до крупных и уникальных в позднем архее – раннем протерозое. На подобных месторождениях наиболее четко отмечается аутигенная минералогическая зональность и на литолого-фациальном профиле выделяются окисная, карбонатная, силикатная и сульфидная фации железистых кварцитов.

Рассматривая формирование вулканогенно-осадочных комплексов в зонах как закономерное сочетание двух процессов – вулканогенного и осадочного, следует отметить, что их соотношение отражено в железо-кремнистом накоплении. В активную вулканическую стадию преобладающее развитие получают вулканогенный (рудные лавы и туфы с магнетитом) и вулканогенно-осадочный (магнетитовые кварциты в вулканических частях разрезов) типы железонакопления. В железистых кварцитах осадочных толщ влияние вулканического фактора проявлялось лишь эпизодически.

Установленные черты закономерности распределения магнетитовых пород в вулканических комплексах позволяют подойти к прогнозной оценке на проявления магнетитовых руд стратиформного типа. Решая проблему прогнозной оценки конкретного вулканического комплекса, необходимо по парагенезу вулканических и осадочных пород, петрохимическим параметрам вулканитов (в первую очередь базальтов) выделить в его строении вулканические ассоциации и подассоциации, завершающие разрез комплексов существенно осадочные толщи. Вопрос о возрасте комплекса помогает решить (наряду с геохронологическими определениями) наличие существенно осадочной пачки в основании вулканогенного разреза, характерной для позднеархейских и раннепротерозойских зон. Зная возраст вулканического комплекса и его строение, можно прогнозировать возможность обнаружения магнетитовых концентраций вулканогенного, вулканогенно-осадочного и осадочного типов в конкретных частях его разреза. Наличие рудопроявлений магнетитовых пород с определенной геохимической характеристикой магнетита (содержание определенных групп микроэлементов, титан-марганцевое отношение) повышает надежность прогнозирования [2].

Следует отметить увеличение роли гематита в железистых кварцитах от раннего к позднему архею и раннему протерозою. Гематит в магнетитовых кварцитах, парагенетически связанных с вулканитами, в раннем архее является минералогической редкостью, а в месторождениях железистых кварцитов позднего архея–раннего протерозоя нередко гематит превалирует над магнетитом в окисных фациях железо-кремнистых руд. Видимо, это связано не столько с большей степенью метаморфизма раннеархейских магнетитовых кварцитов, сколько с изменением физико-химических условий среды осадконакопления.

Например, в магнетитовых кварцитах раннего архея зеленокаменных поясов Южной Африки и Австралии, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, развит практически один магнетит. В условиях аналогичной фации метаморфизма в железистых кварцитах позднего архея и раннего протерозоя гематит уже резко преобладает над магнетитом.

Появление и распределение магнетитовых пород в вулканогенно-осадочных комплексах закономерно увязывается с развитием вулканических и осадочных процессов в зонах. Они не характерны для монотонных толщ вулканитов ультраосновного и основного составов и появляются при первых признаках дифференциации магматических очагов [3].

Литература

1. *Лазур О.Г.* Магнетитовые породы древних метаморфических комплексов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 9. С. 95–104.
2. *Лазур О.Г.* Малые элементы в качестве индикаторов первичной природы метаморфизованных пород и руд // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1990. Вып. 2. С. 193–201.
3. *Лазур О.Г.* Источники и процессы железисто-кремнистого накопления в раннем докембрии // Докл. РАН. 1994. Т. 329. № 2. С. 85–89.

ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МАНСИЙСКОГО ТИТАН-ЦИРКОНИЕВОГО РОССЫПНОГО РАЙОНА

А.В. Лаломов, А.А. Бочнева

ИГЕМ РАН, г. Москва, e-mail – lalomov@mail.ru

Целью проведенных исследований являлся фациальный анализ перспективных россыпевмещающих отложений западной части Западно-Сибирской титан-циркониевой металлоносной провинции (Мансийская площадь) для последующей постановки поисковых геологоразведочных работ.

Перспективные отложения куртамышской свиты олигоценового возраста представлены хорошо сортированными, преимущественно кварцевыми средне-мелкозернистыми песками с тонкими прослоями коричневой пластичной глины и линзами, обогащенными органическим веществом (лигнитом). Они лежат на эоценовых глинах морского генезиса (тавдинская свита) и перекрываются комплексом континентальных озерно-аллювиальных отложений неоген–четвертичного возраста. Отложения куртамышской свиты образованы за счет эрозии мезозойских кор выветривания в период начавшейся тектонической активизации Урала, что обуславливает зрелый характер отложений и повышенное содержание устойчивых минералов тяжелой фракции [2].

Анализ текстурных особенностей куртамышской свиты позволяет предположить, что они образовались в прибрежно-морских условиях

мелководного морского или крупного озерного бассейна. Фациальная природа этой свиты на изученной территории не одинакова.

В западной части площади (долина р. Ейтья) встречаются **аллювиально-дельтовые фации**. Косая слоистость имеет преимущественно однонаправленный потоковый характер. Как правило, к этим горизонтам приурочены прослои с повышенным содержанием темноцветных минералов, представленных преимущественно рудной титан-циркониевой ассоциацией (ильменит – лейкоксен – рутил – циркон). В разрезе часто наблюдаются границы размыва, представленные неровными волнистыми поверхностями, подчеркнутыми перекрывающими их глинистыми прослоями, ожелезнением, резкой сменой гранулометрического состава осадков. Часто к границам размыва приурочены слои с повышенным содержанием темноцветных минералов мощностью до 0.2–0.5 м. Верхняя граница рудного слоя резкая, совпадающая с границей размыва, нижняя – постепенная.

Косослоистые серии часто сменяются вверх по разрезу монотонными песками со слабо выраженной слоистостью; в этих отложениях также присутствуют тяжелые минералы в рассеянном состоянии. Предположительно, это зона эоловой переработки отложений прибрежно-морского комплекса.

По отношению к процессам россыпеобразования пески этой зоны относятся к транзитным фациям, которые могут служить промежуточными коллекторами и путями поступления россыпеобразующего материала, но редко содержат промышленные запасы титан-циркониевых минералов: динамическое состояние транзита наносов не способствует концентрации устойчивых тяжелых минералов и накоплению мощных россыпных пластов.

Фации пляжа, литоральной зоны и подводного берегового склона. Для них характерно наличие в подошве толщи окатанных обломков глины (катунов), которые образуются в прибойной зоне при размыве глинистых пород клифа, бенча или подводных откосов. Выше катунального горизонта залегают мелко-тонкозернистые пески с неявной слоистостью и пологозалегающими косослоистыми сериями. Эта зона прослеживается от слияния рек Ух и Конда через низовья и далее на северо-восток по правобережью р. Лемья. В целом зона имеет северо-восточное простирание. Такая ориентировка палеобереговой линии обусловлена влиянием воздымающейся Уральской горной системы и расположенной к северу от исследуемого района положительной тектонической структуры Ханлазейского вала, активность которой прослеживается начиная с эоцена.

Зона литорали и подводной дельты перспективна на выявление титан-циркониевых россыпей, характеризующихся повышенной крупностью (более 0.1 мм) и значительными содержаниями полезного компонента. В силу ограниченной пространственной выдержанности пляжевых фаций эти россыпи характеризуются относительно небольшими запасами. К этому типу относятся погребенные *strand placers* (small

tonnage high grade high energy strandline deposits – малообъемные высококачественные пляжевые россыпи активных динамических обстановок) Австралии [4].

Далее на юго-восток продуктивные отложения представлены фациями морского мелководья. В *зоне умеренного волнового воздействия* в текстурах начинают преобладать мелкие симметричные знаки ряби (область волнений) или маломощная косая слоистость (зона течений). Эти отложения формировались в обстановке мелководного шельфа в зоне подводных баров при умеренном волновом воздействии. Темноцветные минералы встречаются как в рассеянной форме, так и в виде тонких слойков, подчеркивающих косослоистые текстуры и знаки ряби. Россыпи мелководного шельфа, как правило, пространственно более протяженные, чем россыпи пляжевой зоны [1]. Пространственная выдержанность этих фаций и тектонический режим слабого устойчивого прогибания способствовал концентрации тяжелых минералов и накоплению значительных по объему россыпей. Недостатком этого типа является пониженная крупность и меньшее, чем в пляжевой зоне, содержание полезных компонентов, а также повышенная глинистость россыпевмещающих отложений.

Россыпи этого типа известны в Австралии как *off-shore placers* (large tonnage, low grade, low energy offshore deposits – крупнообъемные, низкокачественные россыпи умеренных динамических обстановок), к которым относятся такие супергиганты, как VIM – 150 [4]. Российским аналогом этого типа является Бешпагирская россыпь Ставрополья. Несмотря на имеющиеся недостатки по качеству сырья, этот тип россыпей является основным для выявления первоочередных промышленных объектов.

Для *зоны отсутствия волнового воздействия*, выделяемой далее к югу и юго-западу, отмечается тонкая горизонтальная слоистость и умеренная сортировка осадков. Поступавший в период сильных штормов из зоны умеренной гидродинамики материал отлагался путём вертикального выпадения из взвеси. В случае размыва россыпевмещающих отложений мелководной зоны, эти участки также могут нести значительную россыпную металлоносность. Аналогичные концентрации титан-циркониевых минералов известны на Самотканской россыпи Украинского щита [3].

Работа проведена при частичной поддержке РФФИ (грант № 06-05-64893) и НШ–147.2008.5.

Литература

1. *Ламомов А.В.* Дифференциация тяжелых минералов во вдольбереговом потоке наносов и моделирование процессов прибрежно-морского россыпеобразования // Литология и полезн. ископаемые. 2003. № 4. С. 361–369.
2. *Сигов А.П.* Условия образования полезных ископаемых и металлогенические эпохи мезозоя и кайнозоя Урала // Материалы по геоморфологии Урала. М.: Недра. 1971. С. 117–126.

3. *Цымбал С.Н., Полканов Ю.А.* Минералогия титан–циркониевых россыпей Украины. Киев: Наукова думка, 1987. 248 с.
4. *Paryk-Kara N.G., Lalomov A.V., Bochneva A.A.* Interrelation of fluvial – coastal – shallow sea Cenozoic Ti-Zr placer formations of West Siberia (Russia) // Proceedings of International Workshop IGCP-514 «Fluvial and Marine Processes of Quaternary and Placer Formation». Trivandrum, 2007. P. 35–37.

ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ПЕРЕХОДНЫХ СЕНОМАН-ТУРОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО КРЫМА И СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

М.А. Левитан[1], А.С. Алексеев[2], Н.В. Бадулина[2], Ю.П. Гирин[1], Л.Ф. Копаевич[2], И.В. Кубракова[1], О.А. Тютюнник[1], М.Ю. Чудецкий[1]

[1]Институт геохимии и аналитической химии РАН, г. Москва, e-mail – m-levitan@mail.ru
[2]Московский государственный университет, г. Москва, e-mail – nvbadulina@mail.ru

На переходный период от позднего сеномана к раннему турону приходится глобально распространенное «океаническое аноксическое событие 2» (OAE 2), фиксируемое в разрезах наличием прослоев и пачек «черных сланцев», обогащенных органическим веществом (ОВ). Изотопно-геохимические данные указывают на утяжеление в осадочных горных породах этого временного интервала изотопного состава углерода как карбонатов, так и ОВ. Кроме того, как известно, подобные отложения обогащены целым рядом элементов, например, V, Mo, U, Th, Se, Cu, Cd и др. В литературе уже длительное время обсуждаются две основные гипотезы происхождения «черных сланцев» – продукционная (апвеллинговая) и стагнационная (сапропелевая).

Объектом нашего исследования стали породы указанного стратиграфического интервала из Горного Крыма (разрезы Аксудере и Сельбухра) и северо-западного Кавказа (пробы из двух районов Новороссийского флишевого прогиба). В разрезах Горного Крыма наблюдается переслаивание мергелей и битуминозных мергелей («черных сланцев»). В последних отмечены пиритовые конкреции, чешуя и кости рыб. Среди изученных отложений Кавказа наблюдаются мергели, битуминозные сланцы и кремнистые породы. Геохимически изучены 20 образцов. Основные методы анализа, проведенного в ГЕОХИ РАН: АЭС-ИСП, ЭТААС и «мокрая химия». Определялись такие компоненты и элементы как CO_2, Ca, Al, C_{carb}, TOC, Mg, Fe, Ti, Na, Mn, P, S, N, H; Ag, As, Ba, Co, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, Sc, Sr, V, Y, Zn, Se, W, Pb, Pt, Au, Pd; La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu.

Для обработки полученных данных применены корреляционный и факторный анализы. Спектры редкоземельных элементов норми-

рованы по глинистому сланцу. Расчетным путем определено содержание обломочного кварца и алюмосиликатного кремнезема. Рассмотрено изменение по разрезам Горного Крыма ряда геохимических параметров, характеризующих содержание кислорода в придонных водах в процессе седиментации. Кроме того, в работе использованы результаты анализа изотопов углерода в ОВ и карбонатах, изотопов кислорода в карбонатах, а также результаты пиролитического изучения представленных образцов, взятые из литературы. Для характеристики фациальных условий образования использованы материалы палеоэкологического исследования, основанные на фораминиферовом анализе.

В результате проделанной работы выявлено, что ОВ изученных пород в основном соответствует керогену II типа, во время накопления «черных сланцев» возрастала роль ОВ морского происхождения; на общем фоне крупной трансгрессии фиксируется ряд небольших регрессий; в разрезах оксические обстановки неоднократно сменялись диз- и аноксическими; выявлены ассоциации химических элементов, связанные с карбонатами, с ОВ, с алюмосиликатным материалом, обусловленные анаэробным диагенезом. По составу изученные «черные сланцы» похожи на литологический кларк карбонатных «черных сланцев», никак не похожи на образования современных апвеллингов и довольно заметно отличаются от плиоцен-четвертичных сапропелевых илов Восточного Средиземноморья. Выявленные коэффициенты обогащения ряда элементов сходны с описанными в литературе. Обобщение собственных и литературных данных позволило развить представление о сочетании разномасштабных природных процессов, приведших к формированию «черных сланцев»: глобальных, региональных и локальных.

МЕТАН В ОСАДКАХ ОКЕАНА

А.Ю. Леин

Институт океанологии РАН,
г. Москва, e-mail – lein@ocean.ru

Значительное расхождение в оценке величин потока океанического метана в атмосферу связаны с недостаточным знанием природных процессов круговорота метана в океане. Цикл метана в океане должен рассматриваться в первую очередь с позиций биогеохимии, поскольку образование метана и окисление метана в условиях биосферы происходит при обязательном участии различных групп микроорганизмов. Особенно важными представляются вопросы, связанные с окислением CH_4, причем не только и не столько микробного происхождения, сколько метана миграционного-термогенного и абиогенного, поступающего извне в отложения дна и в водную толщу.

При разгрузке метана любого генезиса в водную толщу морей и океанов с нормальным режимом кислорода происходит процесс утилизации метана метанотрофными микроорганизмами, которые выступают в качестве катализаторов процесса окисления CH_4 по реакции, общий вид которой сводится к уравнению:

$$CH_4 + O_2 \xrightarrow{метанотрофы} CO_2 + H_2O + биомасса + экзометаболиты$$

Эта реакция универсальна и действенна и в поровых аэробных водах осадочных отложений. В результате процесса микробного метанокисления увеличивается пул CO_2 и происходит синтез *de nova* органического вещества (ОВ).

В анаэробных морских экосистемах окисляется более 80 % ежегодной продукции метана или 75 тыс. т CH_4 в год. В последней четверти XX в. и в начале XXI в. исследования метана в океане развивались по двум основным направлениям.

I. Оценка распределения метана в основных резервуарах океана – донные отложения – водная толща – атмосфера, с использованием более совершенной аппаратуры для отбора проб (например, обитаемые аппараты с их навесным оборудованием) и все более точных методов исследований.

II. Разработка принципиально новых подходов, позволяющих проводить экспериментальную оценку потоков метана между основными резервуарами в океане. Именно использование новых технических и экспериментальных подходов, к которым следует отнести тонкие молекулярно-биологические и изотопные исследования, позволили не только открыть новые источники метана в океане (сипы, гидротермы, гидраты), но и прояснить ряд сложных вопросов в механизме процессов цикла метана в океане.

За последние 5–7 лет получены убедительные доказательства анаэробного микробиологического окисления метана с помощью молекулярно-изотопных и молекулярно-биологических методов. Открытие явления газовыделений, содержащих CH_4 в осадочных толщах на шельфах и континентальных склонах (метановые сипы), метана в составе гидротермальных флюидов глубоководных гидротермальных полей показало тесную связь процесса аэробного и анаэробного окисления метана с образованием специфических карбонатных рифов на океанском дне, т.е. о связи цикла CH_4 не только с циклом углерода, но и с циклами Са и CO_2 в океане.

Суть биогеохимического цикла метана в океане состоит в биосинтезе *in situ* метана из неорганических форм углерода и водорода и в биогеохимическом окислении CH_4 любого происхождения – микробного, термогенного и абиогенного – с выходом из цикла метана углерода в виде органического вещества биомассы метанокисляющих микроорганизмов, углерода различных соединений микробных метаболитов и углерода углекислоты.

АНАЛИЗ МОРФОЛОГИИ КОНКРЕЦИЙ ПРИ РЕКОНСТРУКЦИЯХ ПРИДОННЫХ ОБСТАНОВОК ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Л.В. Леонова[1], **Э.А. Королев**[2]

[1]*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail – soroka@igg.uran.ru*
[2]*Казанский государственный университет, г. Казань, e-mail – edik.korolev@ksu.ru*

Конкреции достаточно широко распространены в отложениях осадочных бассейнов различного геологического возраста. Хотя термином «конкреции» охватывается широкий спектр обособлений в осадочных породах, в данной работе рассматриваются образования, по ряду признаков формировавшиеся совместно с осадком или на более поздних стадиях диагенеза с предполагаемым участием микробиоты. При палеоэкологических реконструкциях анализ минерального состава и морфологического строения этих объектов может свидетельствовать о некоторых особенностях придонных обстановок палеобассейнов, не зафиксированных в литолого-фациальных характеристиках пород.

В рабочей коллекции собраны конкреции идентичные по морфологии, но имеющие различный минеральный состав (вернадит и кварц, кварц и гематит, кремень и доломит, опал, кальцит, целестин). Полевые наблюдения показали, что наиболее часто встречаются образования шаровидного или лепешковидного облика, реже – чашеобразного и сильно вытянутого. Они способны срастаться между собой, но обособлены от вмещающих пород, хотя по минеральному составу различий может не наблюдаться. Вопрос генезиса исследуемых нами образцов все еще остается дискуссионным, хотя ряд специфичных морфологических признаков и присутствие в их минеральных матрицах остатков рассеянного ископаемого органического вещества (ИОВ) может указывать на причастность микробиоты (бактерий, цианобактерий, водорослей) к образованию этих проблематиков. Остатки рассеянного ИОВ установлены методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР ПС100.Х), исследования проводились на базе Казанского университета.

Эти стратиформные образования из различных по возрасту и составу осадочных и пригидротермально-осадочных пород имеют следующие общие характеристики: распространены по латерали на локальных участках, в плане образуя луга и прослеживаясь по вертикали иногда из слоя в слой. Специфика расположения конкреций в толщах пород может рассматриваться как следствие локальных событий, протекавших в геологическом прошлом. В частности, они могли маркировать истоки придонных холодных газо-флюидных высачиваний, связанных с зонами разломов или ареалы распространения элементов, разносимых подводными течениями. Территорию около таких источников в первую очередь населяют циано-бактериальные сооб-

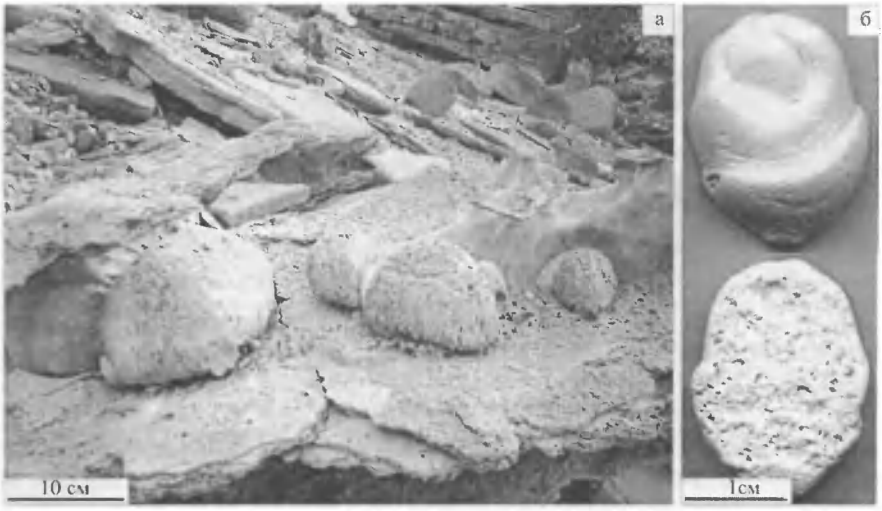


Рис. 1. Опаловые образования с площадками прикрепления из верхнепермских осадочных пород (Татарстан, правый берег р. Волги, пос. Антоновка, Ключищи, Красновидово):

а – конкреции in situ в гипсах; б – изометричное обособление из доломитов.

щества, способные отлагать минеральные агрегаты и формировать своеобразные постройки [2]. Их морфологические и минералогические характеристики контролируются доминантностью в сообществе тех или иных групп бактерий, продолжительностью их жизненных циклов, способностью влиять на химизм окружающей среды, скоростью и ритмичностью выпадения осадка, химическим составом, динамикой и насыщенностью газами придонных вод и степенью уплотненности базального субстрата.

О формировании конкреций на твердом дне в еще не уплотненном осадке свидетельствуют площадки прикрепления, наблюдаемые у некоторых конкреций из верхнепермских гипсов (рис. 1, а) и доломитов (рис. 1, б) (Татарстан, правый берег р. Волги, пос. Антоновка, Ключищи, Красновидово), образования изометричного облика, сложены белым опалом. Также имеются площадки прикрепления у объемных конкреций кварц-вернадит-гематитового состава из верхнедевонских светлых силицитов (Южный Урал, Баймакский р-н, Южно-Файзулинское месторождение, пос. Хасаново и Аскарово). Встречаются даже сильно сплюснутые формы, развивающиеся по трещинам и межпластовой отдельности, указывающие на то, что растворы, несущие соединения Fe и Mn, циркулировали по уже уплотненному субстрату.

Исследуемые объекты имеют закономерное строение. Их облик нередко осложнен карнизами, соответствующими поверхностям напластования, которые на вертикальных спилах конкреций прослежи-

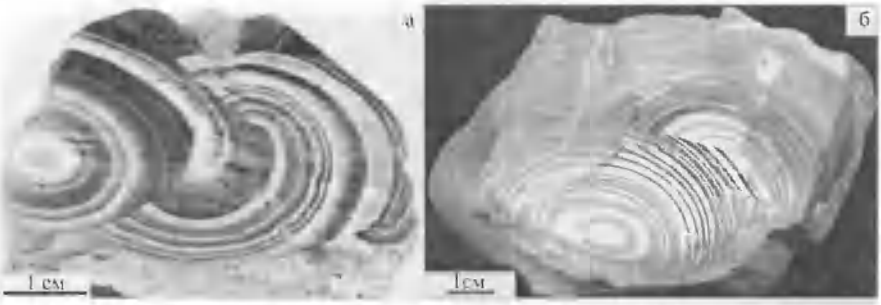


Рис. 2. Вертикальные срезы кремнистых образований с односторонне-направленными смещениями морфологических элементов:
а – зеленые яшмы (Южный Урал, д. Старый Сибай); б – осадочные доломиты (Татарстан, правый берег р. Волги, г. Лобач).

ваются сквозь собственную концентрически-зональную структуру. Встречаются экземпляры, раскалывающиеся по этим плоскостям и распадающиеся на серию параллельных пластин. Наличие этих признаков свидетельствует о совместном с осадком росте объектов и без перекатывания по дну, иначе карнизы не сохранились бы.

Аналогичные карнизам морфологические элементы, усложняющие общую архитектуру, образуются в скелетных постройках прикрепленных колониальных кишечнополостных – табулят и строматопорат. При интенсивном выпадении осадка часть колонии гибнет, но в периоды затишья, благодаря высокой регенерационной способности кишечнополостных, вновь широко разрастается по поверхности. Не исключено, что механизм формирования карнизов у исследуемых нами конкреций был аналогичным и также регламентировался ритмичностью и интенсивностью выпадающего осадка.

Так, на ритмичное выпадение осадка могут указывать карнизы вернадит-кварцевых конкреций из рудных прослоев красных яшм (Южный Урал, Баймакский р-н, Северо-Файзулинское месторождение. Средний девон). Аналогично осложнены образования, представленные кварцем и гематитом из силицитов красных (Южно-Файзулинское месторождение, средний-верхний девон), и преимущественно кварцевые конкреции из силицитов светлых (Южный Урал, пос. Кизильское. Средний-верхний девон). Имеют карнизы кальцитовые конкреции из мергелисто-глинистых пород (Муромская обл., р. Юг, пос. Недуброво. Нижний триас), а также образования, сложенные черным и серым кремнем, белым опалом, доломитом с рассеянным и локализованным кремнем из осадочных доломитов и гипсов (Татарстан, правый берег р. Волги, пос. Ключищи, Антоновка, Красновидово, Сюкеево. Верхняя пермь).

О наличии следов придонных течений могут свидетельствовать односторонне-направленные смещения морфологических элементов, наблюдаемые на вертикальных срезах обособлений (рис. 2), при этом

поверхности напластования вмещающих пород могут трассироваться сквозь рисунок. В коллекции такие образцы представлены кремнистыми образованиями из зеленых яшм (рис. 2, а) (Южный Урал, д. Старый Сибай) и осадочных доломитов (рис. 2, б) (Татарстан, правый берег р. Волги, г. Лобач). Образования с подобной и более сложной структурой, где два или три онколита обрастали общей слоистой коркой, были описаны и выращены в лабораторных условиях в Институте микробиологии РАН [1, 2].

Литература

1. Бактериальная палеонтология. М.: ПИН РАН, 2002. 187 с.
2. *Орлеанский В.К., Карпов Г.А., Жегалло Е.А., Герасименко Л.М.* Биогенно-кремнистые постройки термальных полей и их лабораторное моделирование // Минералогия и жизнь: происхождение биосферы и коэволюция минерального и биологического миров, биоминералогия. Материалы IV Международного семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2007. С. 127–128.

РОЛЬ ЭНДОГЕННЫХ ФЛЮИДОВ В ПРОЦЕССАХ ЛИТОГЕНЕЗА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Ф.А. Летников

Институт земной коры СО РАН,
г. Иркутск, e-mail – letnikov@crust.irk.ru

Анализ работ по теории литогенеза убеждает нас в преобладающем влиянии экзогенного фактора в формировании концептуальной основы теории литогенеза. Вместе с тем, достижения в изучении тектоники пограничных зон «океан–континент» и особенно процессов осадконакопления в системах океанических островных дуг убедительно доказали роль эндогенных процессов в формировании контрастных серий собственно осадочных пород. Почти 50-летний опыт знакомства с так называемыми стратиформными месторождениями ванадия, меди, свинца, цинка, золота, урана и других элементов дает мне основание рассмотреть проблему литогенеза с принципиально новых позиций, а именно – учета степени влияния эндогенных флюидных систем на процессы литогенеза [3].

Процессы накопления толщ осадочных пород во все геологические эпохи Земли протекали в обширных водных бассейнах, когда синергетическое взаимодействие водной среды и атмосферы было определяющим. В архее все эндогенные процессы протекали под воздействием восстановленных флюидов, чему предшествовало разделение элементов протовещества Земли на две протяженные геосферы: простирающуюся почти на 3000 км существенно кислородную силикатную оболочку, в которой в слагающих ее минералах кислород занимает 70–80 % объема, и бескислородную центральную часть, протяжен-

ностью более 3400 км, где в железе и сульфидах заключены громадные количества водорода и восстановленных газов [6]. Подобное разделение элементов на этапе формирования прото-Земли и предопределило на несколько миллиардов последующих лет специфику всех эндогенных процессов.

Учитывая тезисный характер данной публикации, остановлюсь на отдельных примерах, показывающих роль влияния эндогенных флюидных систем на процессы формирования атмосферы, водных бассейнов и формирования осадков в них.

Детальный анализ развития биосферы Земли, который провел П. Клауд [10], убедительно показал, что биологические процессы в водной среде на Земле начались ~ 3.8 млрд лет назад, когда свободный кислород в атмосфере отсутствовал. Такая ситуация просуществовала более 1.0 млрд лет, когда на рубеже 2.8 млрд лет в атмосфере содержание O_2 составило < 1 % от современного, и только ~ 2 млрд лет эта величина достигла ~1 % и с этого момента начала неуклонно повышаться. Около 1.4 млрд лет получили распространение первые красноцветные толщи, когда содержание O_2 в атмосфере стало > 1 %, и лишь спустя почти 730 млн лет достигло ~ 7 %. Иными словами, если стать на точку зрения о биогенной природе кислорода в атмосфере Земли, то мы сталкиваемся с непреодолимым парадоксом, а именно: атмосфера более чем на 1/5 стала кислородной задолго до появления наземных растений. Подобное обстоятельство заставило нас рассмотреть проблему альтернативных не биогенных источников кислорода в формировании кислородной атмосферы Земли [7]. Суть этой концепции заключалась в том, что гранитизация, сформировавшая гранитогнейсовый слой Земли, является прежде всего метасоматическим процессом, когда под воздействием глубинных гранитизирующих растворов происходило метасоматическое замещение породообразующих минералов меланократовых пород более легкими минералами с большим молекулярным объемом – кварцем, кислым плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Сопоставление средних содержаний кислорода в минералах базитов и гранитоидов (в расчете содержания атомов кислорода в 10000 $Å^3$) убедительно показано, что процесс гранитизации сопровождался выделением кислорода. Судьба выделившегося в свободное состояние кислорода может быть различной: миграция O_2 в атмосеру, частичное растворение в воде, образование H_2O и CO_2. Сопоставление главных эпох гранитизации в геологической истории Земли убедительно совпало с нелинейным ростом содержания O_2 в его атмосфере [7]. Этот процесс адекватен по сути явлению полимеризации силикатов, сопровождающегося выделением свободного кислорода. Циклическое проявление процессов гранитизации в общепланетарном масштабе обусловило не только глобальное пульсационное поступление кислорода в атмосферу Земли, но на фоне общепланетарной дегазации водорода из недр планеты [4] благоприятствовало образованию паров H_2O и формированию водных бассейнов, что в со-

четалии с проявлением в самые поздние геологические эпохи наземной растительности обусловило нарастающее поступление в атмосферу Земли и биогенного кислорода.

Более 20 лет тому назад Е.В. Артюшков обратил внимание геологов на широко распространенное природное явление – значительное утонение континентальной кристаллической земной коры под обширными осадочными бассейнами. Е.В. Артюшков [1] предложил механизм такого процесса, предполагая, что под воздействием глубинных флюидов меланократовая часть разреза нижних частей кристаллической континентальной земной коры, сложенная близкими по составу к базальтам породами, переходит в более плотные эклогиты, которые тонут в мантии. Не останавливаясь на сильных и слабых сторонах такой модели, следует отметить ее самую сильную сторону, а именно причиной утонения коры предполагается воздействие глубинных мантийных флюидов.

Анализ всей совокупности данных по строению внутриконтинентальных впадин и рифтовых зон позволил мне предложить иную концепцию их формирования вкупе с процессами образования в осадочных бассейнах скоплений углеводородов [5]. В качестве эталонного объекта рассмотрим Западно-Сибирский мегабассейн, который заложен на кристаллической континентальной коре и в наиболее глубинных его частях мощность осадочных отложений достигает 15–20 км. В бортах этой впадины нет компенсационных тектонических структур, эквивалентных по масштабам сформировавшейся впадине, поверхность Мохо под впадиной горизонтальна [1]. И вопрос о том, куда же девалась треть разреза континентальной кристаллической коры, остается открытым.

В пермо-триасе кристаллическое основание Западно-Сибирского мегабассейна было расколото меридиональной системой протяженных рифтов [9], с которыми связано широкое проявление базальтоидного магматизма, когда возраст базальтов колеблется около величины 250 млн лет [8]. К концу триаса вулканическая деятельность здесь завершилась, но после этого, начиная с нижнего мела и до неогена, в течение 170–180 млн лет продолжалось устойчивое погружение кристаллического основания плиты, достигая максимума в палеогене в интервале 70–40 млн лет, т.е. более ~ 100 млн лет после завершения магматизма. Иными словами, в данном случае ни о какой связи мантийного магматизма и гипотетических флюидных систем, связанных с этими магматическими системами, говорить не приходится. Поскольку площадное опускание кристаллического основания бассейна начинается с юры и захватывает всю его площадь в палеогене [2], необходимо подчеркнуть преобладание среди осадков в наиболее глубинных частях бассейна тонкодисперсных глин, чередующихся с опоковидными глинами, опоками, диатомовыми глинами и диатомитами. Именно в палеогене основная масса осадков представлена глинами, глинами с опоковым цементом, опоками. Состав глин, где количество SiO_2

достигает 58 %, косвенно указывает на их хемогенную природу. Сочетание глин с мощными кремнистыми отложениями опок, кизельгуров, трепелов, диатомитов и т.д. является уникальной особенностью палеогеновых отложений Западно-Сибирского бассейна [2]. Именно это обстоятельство является ключевым к пониманию причин формирования осадочных бассейнов такого типа на континентальной коре.

Из приведенных фактов намечается логическая цепь событий. Глобальная флюидизация верхней мантии ~ 250 млн лет, истощение ее по Si, Al, K, Na, Ca, которые уходят из мантии в составе флюидизированных базальтовых выплавок. После перерыва новый цикл флюидизации уже истощенной верхней мантии сравнительно низкотемпературными (не магмообразующими) восстановленными флюидами с температурами ниже 950–1000°C, недосыщенными Si, Al, K и Na, которые, вступая в земную кору, извлекают из горных пород и переводят в газовую фазу Si, Al, K, Na (и отчасти Ca) за счет разложения кварца и алюмосиликатов. Пройдя через земную кору, флюиды привносили в водную среду осадочных бассейнов извлеченные из коры элементы, из которых в силу низкой растворимости в воде SiO_2 и Al_2O_3 отлагаются на дне бассейна, а K и Na растворяются в воде. С одной стороны, процесс направлен на деструкцию земной коры и ее утонение, а с другой – на перенос в формирующийся осадочный бассейн вынесенных из коры элементов.

Из приведенного примера очевидно, что при анализе реальных процессов осадконакопления в водных бассейнах на континентальной коре необходимо учитывать предысторию формирования таких структур и синергетическую совокупность всех процессов, обеспечивающих их возникновение и состав осадков.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 05-05-64243) и программы Поддержки научных школ (грант НШ-1864.2008.5).

Литература

1. *Артюшков Е.В.* Тектонофизика. М.: Наука. 1979. 328 с.
2. Березовский нефтегазоносный бассейн / Отв. ред. И.И. Нестеров. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1971. 253 с.
3. *Летников Ф.А.* Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Смирновский сборник-99. М.: Изд-во МГУ, 1999. С. 63–98.
4. *Летников Ф.А.* Сверхглубинные флюидное системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 4. С. 291–307
5. *Летников Ф.А.* Флюидный механизм деструкции континентальной земной коры и формирование осадочных нефтегазоносных бассейнов // Докл. АН 2005. Т. 401. № 2. С. 205–207.
6. *Летников Ф.А.* Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 12. С. 1296–1307.
7. *Летников Ф.А., Сизых Н.В.* Роль процессов гранитизации в формировании кислородной атмосферы Земли // Докл. АН. 2002. Т. 386. № 4. С. 810–811

8. *Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Рейчов М.К. и др.* // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 8. С. 617–620.
9. *Сурков В.С., Смирнов Л.В., Жеро О.Г.* Раннепалеозойский рифтогенез и его влияние на структуру литосферы западно-сибирской плиты // Геология и геофизика. 1987. № 9. С. 3–11.
10. *Klaud P.* // Sci. Amer. 1983. № 11. P. 102–113.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ (ГАЙОТ)

Е.Ф. Летникова

Институт геологии и минералогии СО РАН,
г. Новосибирск, e-mail – efletnik@uiggm.nsc.ru

Среди океанических типов древнего седиментогенеза выделена обстановка, где на океанических островах (гайотах) происходило накопление карбонатов. Данному типу в южном обрамлении Сибирской платформы соответствуют карбонатные отложения Джидинской зоны (хасуртинская свита) и верхней части сорнинской свиты Батеневского кряжа. Здесь повсеместно субщелочные базальты (типа OIB) ассоциируют с раннекембрийскими археоциатовыми и водорослевыми известняками. В строении осадочных толщ преобладающую роль играют известняки. Встречаются прослои глубоководных кремнистых пород, карбонатно-глинистые сланцы и эффузивы основного состава. Характерной особенностью карбонатных отложений является значительная латеральная изменчивость, которая хорошо просматривается при резкой смене светлых органогенных известняков на черные битуминозные, нередко с пиритом, карбонатные отложения, при непременном присутствие в разрезах кальцирудитов и калькаренитов, которые не образуют выдержанных горизонтов. Как бы вне всякой взаимосвязи с нормальноосадочными образованиями повсеместно отмечены достаточно мощные олистостромовые горизонты. Олистолиты представлены обломками карбонатных и кремнистых пород, вулканитов основного состава, матрикс - глинисто-кремнистый или глинисто-карбонатный. Однако эти олистостромовые горизонты являются сингенетичными с мелководными карбонатными отложениями и указывают на существование резкого перепада в глубинах накопления и активной вулканической и тектонической деятельности в момент формирования этих осадков. Это не что иное, как подводные гравитационные брекчии.

Большая часть карбонатных отложений формировалась в условиях активной гидродинамики, меньшая – в спокойной обстановке отмельных зон или лагун. На склонах и террасах подводных гор накапливались обвально-оползневые грубообломочные и несортированные

отложения. Основными компонентами их являлись обломки карбонатных пород с примесью глинистого, кремнистого и вулканогенного материала. Данное исследование позволило объяснить присутствие мелководных карбонатных отложений среди пород ассоциации океанического дна (ультрабазитов, базитов, глубоководных кремнистых и глинистых пород) и сделать вывод о практически синхронном их накоплении в пределах этого террейна.

При литолого-геохимических исследованиях выделилось два типа карбонатных отложений (микрофаций): мелководные и переходно-глубоководные (глубина относительная). Переходные и глубоководные микрофации схожи по литолого-геохимическим характеристикам, поэтому были объединены в один тип. Наиболее химически чистые карбонатные отложения накапливаются в мелководной зоне и соответствуют первому выделенному типу. Для него характерны органогенные или скрытокристаллические известняки с незначительной примесью терригенного материала до 3 %. Известняки имеют горизонтальную и пологоволнистую слоистость. Среди второстепенных и/или акцессорных минералов отмечен барит. Несмотря на то, что отложения представлены в основном известковыми разностями, для мелководных микрофаций характерны очень низкие содержания Sr, типичные для рифогенных образований, которые длительно не перекрываются вышележащими осадками [1]. Для мелководных отложений этого типа отмечены очень высокие содержания Ba (до 2 %). Вторичных барийносных прожилок для этих отложений не отмечено. В шлифах четко видны зерна барита в мелкозернистой карбонатной массе. Это является свидетельством того, что аномально высокие содержания Ba имели синседиментационную природу. Вероятно, накопление бария происходило в мелководных лагунах на вершинах подводных гор. Как известно, в современных металлоносных осадках океанов барит является главным носителем бария, который поступает в воды океана при разгрузке низкотемпературных гидротерм на удалении от осевых зон СОХ, совместно с Fe и Mn [2]. Fe^{2+} окисляется при более низких значениях Eh, чем Mn^{2+}, поэтому железо осаждается в непосредственной близости от источника, а марганец и далее барий – на удалении от него [3]. Отмечено, что на осаждение Ba во многом влияют биологические процессы и его осаждение нередко происходит раздельно от этих двух элементов [2]. Именно с этой позиции нами и объясняется поступление с низкотемпературными рудоносными гидротермами и дальнейшее осаждение этого элемента в дистальных частях СОХ на удалении от источника поступления, казалось бы, вне связи с другими элементами металлоносных осадков.

Переходно-глубоководные микрофации соответствуют склоновой части подводных гор, где значительную роль в формировании данных типов отложений играют подводные гидротермы, талассогенный привнос ряда элементов, а также обломочный материал, образующийся в результате эрозионного или тектонического разруше-

ния подводных гор. Эти микрофации характеризуются присутствием черных и темно-серых, нередко битуминозных карбонатных пород доломит-известкового состава. Повсеместно присутствуют прослои глинистых и кремнистых пород. Второстепенные минералы: цоизит, мусковит, биотит и хлорит; акцессорные – эпидот, амфибол и основной плагиоклаз. В достаточно большом количестве встречается пирит. В породе содержится до 10 % углистого вещества. Текстура тонкополосчатая. Присутствуют калькаренитыи кальцирудиты. Для переходно-глубоководных микрофаций, содержащих достаточное количество терригенного обломочного материала, отмечаются вышекларковые содержания Ti, Mn, Zr, Ba и нижекларковые Sr . Основными питающими провинциями для карбонатных отложений этого типа являлись породы основной специализации нормальной (V, Cu, Zn) и повышенной щелочности (Sc, Y, Nb), и, в меньшей мере, ультраосновной (Cr, Ni, Co) специализации.

Содержание РЗЭ в карбонатных отложениях изменяется от 17 мкг/г в мелководных до 170 мкг/г в глубоководных разностях. Это единственный из всех изученных карбонатных комплексов в обрамлении платформы, где для мелководных отложений характерна положительная Eu-аномалия (Eu/Eu* = 1.1) и плоский тренд распределения РЗЭ (LREE/HREE = 1.87) с отсутствием Ce-аномалии (Ce/Ce* – 1.008).От вмещающих фоновых известняков карбонатные баритсодержащие отложения отличаются значительно более высоким содержанием РЗЭ (320–410 мкг/г), увеличением доли легких лантаноидов относительно тяжелых (LREE/HREE = 2.57) и, вследствие этого, слабонаклонным трендом распределения РЗЭ, а также отрицательной Ce аномалией (Ce/Ce* – 0.69). Следует отметить, что баритсодержащие карбонатные отложения наследуют нехарактерную для морских осадков положительную Eu аномалию (Eu/Eu* – 1.4). Это является типоморфной особенностью баритовых осадков, генетически связанных с гидротермами [2].

Итак, в результате проведенных исследований получены типовые литологические и геохимические особенности кембрийских карбонатных отложений, накапливающихся в пределах океанических островов в южном обрамлении Сибирской платформы.

Работа выполнена при финансовой поддержке МК-3847.2007.5, грант РФФИ 06-05-64686 и интеграционного проекта СО и УрО РАН (ИП СО РАН № 6.6).

Литература

1. *Юдович Я.Э.* Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
2. *Гурвич Е.Г.* Металлоносные осадки мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 337 с.
3. *Мейнард Д.* Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Недра, 1985. 357 с.

СЕДИМЕНТОСИСТЕМЫ ЗЕМЛИ

А.П. Лисицын

Институт океанологии РАН, г. Москва, e-mail – lisitzin@ocean.ru

В конце XX–начале XXI-го века в науках о Земле произошли революционные события, связанные с великими геологическими открытиями на дне Мирового океана. По времени эти открытия совпали с выходом человечества в космос. Эти две научно-технические революции привели к коренным изменениям во всех направлениях наук о Земле.

Спутниковые исследования открыли ранее невиданную возможность одновременного охвата всей планеты – от континентов до океанов и непрерывного – сейчас уже на протяжении десятков лет – прослеживания всех крупных событий на ее поверхности.

Области океана при этом охватываются только для поверхностных слоев, обеспечивая верхний информационный слой. Океанологические исследования, с особой интенсивностью развивающиеся после второй Мировой войны, позволили не только «просветить» всю толщу вод океана (до 11023 м глубины), но также и всю толщу донных осадков до глубин ниже поверхности дна на несколько десятков километров). Это сочетание спутниковых и геофизических дистанционных исследований удалось дополнить (верифицировать) прямыми исследованиями проб воды и осадочного вещества с разных глубин океана, а также проб осадочных отложений в длинных колонках и особенно в кернах глубоководного бурения. Многие из кернов проникли сквозь толщу донных отложений и вошли в коренные породы океанского ложа почти на 2 км ниже его поверхности.

Можно сказать, что именно в эти годы человечество открыло для себя 70 % ранее не изученной поверхности планеты, занятой водами Мирового океана.

Научно-техническая революция, явившаяся следствием этих открытий, прежде всего проявилась в мобилисткой тектонике – тектонике литосферных плит – и, казалось бы, не затронула только одну область геологии – литологию (по крайней мере так можно судить по монографиям и циклам лекций, опубликованных за последние десятилетия).

Между тем именно за эти годы получен уникальный по масштабу и ценности фактический материал не только по современным осадкам всего Мирового океана (нижний информационный слой) – для всех его климатических зон, для всех глубин, тектонических обстановок, что отражено на первых геологических картах, составленных не только для отдельных морей или регионов океана, а для всего Мирового океана. Особо сложные участки на дне океана на глубинах до 6 тыс. м удалось закартировать с борта подводных аппаратов, в частности это ущелья срединных хребтов, гидротермальные области с полиметаллами, участки континентальных склонов. К настоящему времени в ос-

новном уже завершен этап геологического картирования дна океанов и морей, хотя детали будут уточняться постоянно.

Второе, не менее важное событие – проникновение в толщу донных отложений дна морей и океанов вплоть до подстилающих пород океанской коры. Максимальное проникновение под поверхность дна бурением достигает 8 км (в областях континентального склона). В сочетании с современными методами геофизики (в особенности стратиграфии) эти разрезы, сделанные в отдельных точках (их сейчас более 1 тысячи), удается объединять в полигоны и разрезы через моря и океаны, т.е. судить и о геометрии осадочных толщ и об их составе и происхождении (вплоть до 100–160 млн лет). В частности, установлено, что максимальные мощности осадочной толщи в океанах (до 20 км) сосредоточены по их периферии в областях лавинной седиментации [5]. Многие из таких толщ нефтегазоносны. Уже идет промышленная добыча нефти и газа с глубин океана до 3700 м, а поисковое бурение проводится и на больших глубинах. Таким образом, фундаментальные исследования, в которые сделаны крупные вложения в конце прошлого века, обернулись открытием крупных глубоководных месторождений нефти и газа (дополнительно к богатым морским шельфовым месторождениям), что обеспечит потребности человечества на XXI век.

Эти и многие неупомянутые открытия были сделаны ценой огромных усилий и вложений. Так, только Институт океанологии РАН за последние 60 лет провел более 300 океанских экспедиций на крупных судах – плавучих научно-исследовательских институтах. В каждом из них более 60 ученых высокой квалификации. Наряду с этим, проведено еще больше экспедиций на малых и средних судах.

Если не учитывать другие многочисленные открытия, сделанные в океане в эти годы, то только морские геологические исследования, открытие гигантских и супергигантских шельфовых и глубоководных месторождений на порядки перекрывают значительные затраты этих лет.

Другим чрезвычайно важным результатом явилось то, что на базе полученных едиными методами и по единой программе фактических материалов впервые появилась возможность изучения реальных процессов и проведении обобщений.

Исследования показали, что для понимания осадочного процесса в Мировом океане традиционного подхода совершенно недостаточно. Со всей очевидностью выяснилось, что не только речной материал механически перераспределяется по поверхности океана и разносится поверхностными течениями. Оказалось, что в осадкообразовании в Мировом океане участвует осадочный материал всех геосфер, о котором раньше не знали. Так мы работали в Арктике и Антарктике (в современных ледовых зонах), т.е. местах, где речной сток вообще отсутствует (и отсутствовал по крайней мере 30 млн лет) и, установили, что главное значение в осадочном процессе имеет ледовый и айсбер-

говый материал [9], который удалось изучать инситно и сравнить с донными осадками.

В аридных областях, как показали прямые исследования проб из атмосферы, морской воды в сопоставлении с донными осадками, основное значение имеет поступление осадочного вещества из седиментосистемы атмосферы [4].

В областях подводной гидротермальной деятельности образуется особая взвесь и накапливаются донные осадки и рудные постройки, связанные с поступлением глубинного вещества.

Наконец, исследования биогенного вещества донных осадков в сопоставлении с планктоном и бентосом разных частей океана показали огромную их роль, ранее недооцененную (не 6–9 %, по Н.М. Страхову [7], а около 50 %, т.е. в 5–8 раз больше)

Возникла крайняя необходимость прямого инситного изучения осадочного вещества не только в водах рек, но и в атмосфере, в водах океанов, морских льдах и др., т.е. осадочного вещества во всех природных геосферах Земли, включая сферу обитания человека – антропосферу.

Первые исследования по улавливанию осадочного вещества из океанской воды были проведены автором этих строк около 50 лет назад [3]. Оказалось, что эти частицы имеются в невидимых количествах в морской воде повсеместно (в среднем около 0.0001 г/л), а по гранулометрическому составу большая их часть имеет размеры около 1 мкм.

Таким образом, это микро- и наночастицы (МНЧ) океана. Далее нами было установлено, что в разных частях океанов и морей их количество, состав и свойства сильно меняются. Понадобились годы экспериментальных работ, пока не была разработана методика извлечения этого осадочного вещества из вод морей и океанов с любых глубин.

Оказалось, что это целый особый мир невидимых частиц, который тесно связан с условиями среды и климата и что здесь определяется не только количественное распределение, но и состав и свойства донных осадков. Это особая область седиментологии в морской воде со своими законами.

Одновременно с этим были начаты работы по изучению невидимых глазу частиц, составляющих главную часть осадочного вещества речной воды [1, 2], а затем и области смешения речной и морской воды (электролит-коллоид речных вод). И здесь, в этом особом мире рассеянного в пресной воде осадочного вещества удалось установить свои закономерности.

В областях вечных льдов – в Арктике и Антарктике – тонкий осадочный материал также встречается в заметных количествах, он накапливается или рассеивается по своим законам, характерным для криосферы.

Атмосфера – резервуар осадочных частиц (МНЧ), распределение и состав которых удалось изучить для всего Мирового океана, включая моря, а также обширные участки континентов (в кооперации с работами по проекту «Аэрозоли Сибири») [4, 8].

Значительные количества МНЧ возникают в местах подводного вулканизма и гидротермальной деятельности. Здесь образуются даже видимые глазом концентрации взвеси, факелы «черных курильщиков» и огромные поля металлоносных осадков.

Наконец, деятельность человека (антропосфера) – это также поступление значительных количеств осадочного вещества часто в форме опасных загрязнений. И здесь выявлены свои законы, тесно связанные с законами распределения природных гомологов этих веществ.

Таким образом, открылось, по крайней мере, 7 миров природного осадочного вещества (седиментосистем), куда практически не ступала нога литолога и геохимика: атмосфера, криосфера, континентальная литосфера (речные воды), океанская гидросфера (соленые воды), биосфера и, наконец, донные осадки, седиментосфера, эндосфера – т.е. 7 природных геосфер и антропосфера. Этот осадочный материал из разных геосфер (7+1) и составляет седиментосистему Земли, он находится в постоянном взаимодействии. Его вклад, работа каждой из подсистем непрерывно записывается самописцем донных осадков в разных климатических зонах океанов в разные сезоны года, на разных глубинах.

Удалось разработать универсальный подход к изучению осадочного вещества всех этих геосфер – в пространстве Мирового океана и во времени, т.е. в четырехмерной (4-Д) системе [6].

В итоге, впервые возникает возможность на основе сопоставления работы отдельных блоков этой общей осадочной системы Земли установить общие для планеты закономерности осадкообразования. В настоящем докладе нет возможности даже фрагментарно осветить этот материал. В качестве иллюстрации рассмотрены седиментосистема морской воды и открытия, которые были сделаны при ее изучении. Другие докладчики из коллектива ИО РАН дополнят это сообщение данными, полученными для других седиментосистем Земли.

В целом это первая попытка охвата всех геосистем Земли в их взаимодействии и сейчас, и в геологическом прошлом на основании изучения МНЧ, донных осадков, данных геофизики и глубоководного бурения.

Литература

1. *Гордеев В.В.* Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.
2. *Гордеев В.В., Лисицын А.П.* Средний химический состав взвесей рек Мира и питание океанов речным осадочным материалом // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 1. С. 225–228.
3. *Лисицын А.П.* Новые данные о составе и распределении взвешенных веществ в океане в связи с вопросами геологии // Докл. АН СССР. 1956. Т. 126. № 4. С. 863–866.
4. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 390 с.
5. *Лисицын А.П.* Новые возможности четырехмерной океанологии и мониторинга второго поколения // Актуальные проблемы океанологии. М.: Наука, 2003. С. 501–554.

6. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
7. *Шевченко В.П.* Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.
8. *Lisitzin A.P.* Sea–ice and iceberg sedimentation in the ocean. Berlin. Springer, 2002. 565 p.

РЕКОНСТРУКЦИЯ БОКСИТОПОДОБНЫХ ОСАДКОВ В РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИТАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

А.К. Литвиненко

Липецкий государственный педагогический университет, г. Липецк, e-mail – litvinenko54@yandex.ru

Бокситоподобные осадки выделяются в контурах известного месторождения рубина Снежное. Оно находится на восточном фланге Центрального Памира в сарыджилгинской свите музкольской метаморфической серии (PR_1), претерпевшей полициклический метаморфизм в условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций. Породы данной серии составляют ядерную часть Музкол-Рангкульского антиклинория. Доминирующими породами сарыджилгинской свиты являются мраморы кальцитового и доломитового состава, переслаивающиеся с амфибол-пироксеновыми и скаполитовыми кальцифирами, гнейсами, кристаллическими сланцами и кварцитами. Литологический состав и мощности горных пород, слагающих музкольскую серию, могут указывать на геодинамическую обстановку фанерозойских миогеосинклиналей.

Месторождение Снежное приурочено к пласту средне-крупнозернистых мраморов, имеющих за счет графита, пирита и рутила темный цвет и полосчатую текстуру. Пласт имеет мощность чуть больше 80 м и прослеживается по простиранию на 8 км. Он подстилается и перекрывается гнейсами и кристаллическими сланцами. Вблизи месторождения они в большом количестве содержат кианит. Рубинсодержащее (рудное) тело занимает межпластовое положение с падением в южных румбах под углом в 65–70°. Оно то расширяется до 50 см мощности, то сужается до полного выклинивания, прослеживаясь вдоль определенной поверхности напластования на 290 м. Кроме месторождения Снежное, в этом же пласте мраморов на различном удалении от него находятся однотипные объекты Надежда, Трика и др.

Рудное тело сложено ярко-зеленым хромсодержащим мусковитом (35 %), флогопитом (35 %), а также рутилом, пиритом, графитом, плагиоклазом, скаполитом, кальцитом, составляющими до 30 % объема. Геологи, занимавшиеся разведкой месторождения, называют их слюдитами. Внутри них крайне неравномерно распределяются кристаллы рубина длиной до 20 см и весом до 2 кг и более. Минералы поверхно-

стями спайности или длинными осями располагаются согласно со слоистостью мраморов.

О первичном веществе слюдитов с рубином имеется несколько точек зрения, изложенных в основном в фондовых материалах. Их первичную основу, как полагают исследователи месторождения, могли составлять: 1) жилы пегматитов, измененные в результате биметасоматоза; 2) кристаллические сланцы с кианитом; 3) отложения гидротермальных растворов.

Недостаточно аргументированными положениями об источнике первичного вещества являются следующие факты. Для первой точки зрения: биметасоматические процессы в контактах кальцитовых мраморов с пегматитами в породах музкольской серии никогда не протекали. Это подтверждается как эмпирическими наблюдениями (отсутствие зональности и ее элементов), так и теоретическими основами, заложенными в работах Д.С. Коржинского [1]. Для второй гипотезы несоответствием служат химические составы кианитсодержащих гнейсов и слюдитов. В первых в среднем содержится 57.8 мас. % SiO_2 и 18.2 Al_2O_3 [2], что явно не соответствует химическому составу слюдитов с рубином, приведенным ниже. Против третьей точки зрения выступают общеизвестные положения Д.С. Коржинского, показывающие невозможность переноса гидротермальными растворами Al, Ti, Cr, отсутствие секущих взаимоотношений и послойное залегание слюдитов.

Ниже приводятся аргументы в пользу бокситового седиментогенеза, ставшего основой для образования слюдитов с рубином.

1) Поверхность мраморов, подстилающих рудную залежь, напоминает знаки ряби с высотой валиков до 8 см. Такой волнистый рельеф поверхности может указывать либо на денудацию в условиях суши, что означает перерыв в осадконакоплении. В какой-то мере это подчеркивает различие MgO в подстилающих (2.7 мас. %) и перекрывающих слюдиты мраморах (1.2 мас. %). Либо эти гиероглифы являются знаками ряби в прибрежной литоральной зоне.

2) Местоположение слюдитов строго подчинено поверхности напластования мраморов. Они никогда не имеют секущего положения. Их общая протяженность составляет километры. Данные горные породы по условиям залегания могут быть сопоставлены с типом бокситовых месторождений в карбонатных породах [3].

3) Состав слюдитов, не учитывающий содержаний рубина, характеризуется следующими компонентами (в мас. %): SiO_2 – 47.41, TiO_2 – 2.63, Al_2O_3 – 30.64, FeO (общее) – 0.84, MnO – 0.01, MgO – 0.96, CaO – 5.32, Na_2O – 2.10, K_2O – 5.08, P_2O_5 – 0.08, V_2O_5 – 0.03, Cr_2O_3 – 0.05, п.п.п. – 4.51, сумма – 99.65.

Используя для реконструкции первичного состава слюдитов диаграмму ФАК А.А. Предовского [4], приведенный состав метаморфических пород будет соответствовать бокситовым глинам. При учете в составе залежей рубина их химическая характеристика (значительно

увеличившееся содержание Al_2O_3) еще более контрастно будет указывать на предполагаемый источник первичного вещества.

4) Из малых элементов в составе слюдитов в заметных количествах отмечается Ag в 10 раз выше кларка, Li, Sr, Yb – в 4 раза, Sc, Sn, U – в 2,5 раза, Be, Ga, La, Ce, Pb, Th – в 2 раза выше кларков земной коры. На бокситовую природу рассматриваемых пород указывает смесь базальтовильных (Cr, V, Ag, Ti) и гранитофильных (Li, Be, Sn, U и др.) элементов.

Установление бокситовых глин как источника вещества для образования рубиноносных залежей имеет более логичную геологическую основу, нежели ранее предполагаемые. Оно может свидетельствовать о том, что уже в раннем протерозое протекали процессы, похожие на бокситообразование. Это предположение может позволить вести более продуктивную отработку месторождения, выработать поисковые признаки для выявления новых рубиновых месторождений как в рассматриваемом регионе, так и в похожих геологических структурах России.

Литература

1. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 335–456.
2. *Буданова К.Т.* Метаморфические формации Таджикистана. Душанбе: Дониш, Институт геологии АН ССР, 1991. 336 с.
3. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1986. 750 с.
4. *Предовский А.А.* Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.

ПРОГРАММА MINLITH: ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ СОДЕРЖАНИЙ ПЕТРОГЕННЫХ ОКИСЛОВ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ФОСФОРИТОВ

Т.В. Литвинова, А.А. Аббясов, О.М. Розен

Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail – ali@ilran.ru

Изучение эволюции фосфатонакопления затруднено отсутствием петрохимико-минералогической систематики известных фосфатных провинций в связи с недостаточностью аналитического материала: трудоемкие и дорогостоящие количественно-минералогические исследования проводятся достаточно редко. Существенных результатов можно добиться, используя комплексную компьютерную программу MINLITH, с помощью которой возможно унифицировать минеральные составы отложений различных фосфагоносных бассейнов. Этот метод был успешно примененен в магматической петрологии [2], однако для использования его в фосфатной геологии потребовалось перепрогро-

Образец интервал, м	Фосфат нормативный, %	Фосфат модальный, %	Карбонат нормативный, %	Карбонат модальный, %
1	71.98	75.5	10.12	8.7
1-2	0.9	0.97	15.89	16.54
7-10	26.48	26.37	26.12	26.84
11-15	44.82	47.52	31.24	27.99
16-21	26.2	27.28	41.43	41.38
22-27	66.37	68.72	10.36	5.44
28-33	24.1	22.44	27.16	23.55
34-35	68.46	71.08	6.57	1.3
36-42	14.7	15.23	37.27	36.85
43-45	72.38	72.12	10	3.65
46-52	19.06	19.9	53.89	54.15
53	61.67	54.6	11	4.6
54-59	25.27	25.61	41.53	38.82
60-61	2.56	2.75	65.83	64.9
62-65	28.21	28.31	20.57	15.62
66-76	6.02	6.06	34.41	33.31
83-89	58.71	61.87	10.71	5.91
90-31	2.02	2.13	47.98	48.08
92-98	70.67	75.89	3.39	2.19
99-106	10.2	10.91	21.57	20.92
1-106	27.84	28.71	28	26.86

мировать MINLITH-коды с учетом специфики состава фосфатных минералов в фосфоритах и добиться сходимости истинного количественного состава минеральных осадков (нормативного фосфата) и полученных данных в результате подсчета (модального фосфата).

В качестве теста нами был использован материал по хорошо изученной формации Фосфории (таблица), которая включает фосфоритоносные отложения пермского возраста и охватывает территорию США и отчасти Канады. Она известна по своим огромным запасам фосфоритов и не имеет аналогов среди пермских палеобассейнов осадконакопления. Породы этой формации содержат пачки углеродистых сланцев, с которыми также связаны скопления урана, ванадия, хрома и редких земель.

Формация Фосфория входит в состав древней активной окраины океана и является частью осадочного чехла кратона, несогласно залегающего на древнем кристаллическом фундаменте. Она включает нижнюю и верхнюю фосфоритовые пачки, заключенные между слабофосфатными породами. Фосфориты сложены преимущественно фосфатными пеллетами и карбонатным алевро-глинистым материалом, а также включают биокласты фосфатных раковин. В основании формации повсеместно находятся доломиты, к верхней части которых приурочены кремни. Выше выделяется нижняя продуктивная пачка Мид Пик

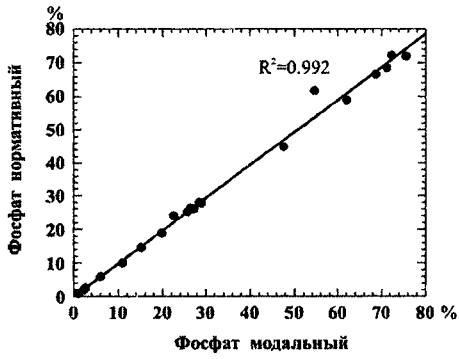


Рис. 1. Соотношение модального и нормативного фосфата в породах формации Фосфория.

мощностью до 70 м, в состав которой входят два пласта фосфоритов, разделенных фосфатизированными аргиллито-алевролитовыми сланцами. Между нижней и верхней продуктивными пачками находится толща черных кремней и кремнистых сланцев мощностью до 250 м. Верхняя продуктивная пачка Риторт мощностью 1.5-25 м также сложена двумя фосфатными горизонтами, разделенными бесфосфатными битуминозно-глинистыми сланцами. Она последовательно перекрывается двумя пачками –Тосай (кремни, 10 м) и Эрвей (доломит, до 10 м). Венчается разрез толщей пермо-триасовых карбонатных сланцев мощностью до 70 м [1, 3, 5 и др.]

Нами был использован послойный химический состав нижней фосфоритовой пачки в Коол-Каньоне (Вайоминг), по данным Р. Гульбрадзена [4]. Программа MINLITH [2] позволяет на основе содержаний петрогенных окислов пересчитать нормативный количественно-минеральный состав фосфоритовой пачки. Сопоставление полученных таким образом данных с минеральным составом, известным в результате микроскопического изучения пород Фосфории, покажет точность этого метода и возможность его дальнейшего применения для фосфоритов. Действительно, как видно из таблицы, полученные результаты демонстрируют хорошую сходимость состава минеральных осадков. На рисунках 1 и 2 видно, что высокая корреляция модального фосфорита с нормативным (расчетным) подтверждается соответствующей корреляцией кальцийсодержащих минералов (кальцит, доломит).

Возможность использования количественных содержаний петрогенных окислов для определения минерального состава фосфоритов позволит выделить петрогенетические типы палеобассейнов, что сможет

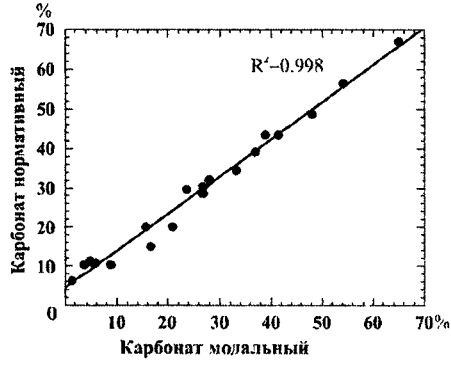


Рис. 2. Соотношение модального и нормативного карбоната (сумма кальцита и доломита) в породах формации Фосфория.

значительно расширить наши представления об эволюции фосфатонакопления.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 07-05-00329.

Литература

1. *Бушинский Г.И.* Формация Фосфория. М.: Наука, 1969. 192с.
2. *Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А.* Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444.
3. *Cahcart J.B.* Phosphate deposits of the United States Discovery development, economic geology and look for the future / Gluskoter J.J., Rice D.D., Taylor R.B. (Eds). The Geology of North America. 1991. V. P-2. P. 153–164.
4. *Gulbradsen R.A.* Petrology of the Meade Peak phosphoritic shale member of the Phosphoria formation at Coal.Canyon. Wyoming // U.S. Geol. Surv. Bull. 1960. 1111-C, D. P. 141–176.
5. *Sheldon R.P.* Phosphorite deposits of the Phosphoria Formation, Western United States // Phosphate deposits of the World. Cambrige University Press. 1989. V. 2. P. 479–489.

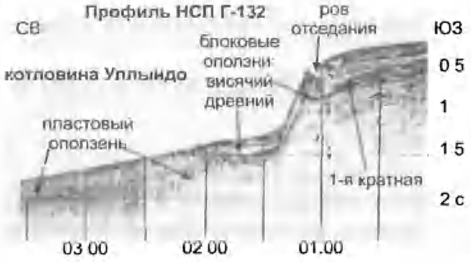
АВАНДЕЛЬТА И ФАН ХУАНХЭ В ЯПОНСКОМ МОРЕ

В.Л. Ломтев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, e-mail – lomtev@imgg.ru

Ниже рассматриваются результаты сейсмостратиграфического анализа данных сейсморазведки МОВ и бурения 7 скважин в районе батиальных котловины и трога Уллындо на юге Японского (Восточного [6, 8]) моря и смежных шельфах [2, 3]. Первые были получены в основном во время российско-корейских (ИМГиГ-KORDI), морских, геолого-геофизических исследований в 1993 году [8].

Авандельта Хуанхэ. Выделена в краевом прогибе Нактон, разделяющем дугу Хонсю и Сино-Корейский щит (северный выход из Цусимского пролива), в терригенных отложениях раннего-среднего миоцена – раннего плейстоцена. У южного выхода из Цусимского пролива две скважины вскрыли пресноводные дельтовые осадки Хуанхэ с ракушей, лигнитом мощностью свыше 3 км [6]. Вдоль прогиба дельтовый разрез сменяется морским, авандельтовым с признаками глинизации в направлении скв. Долгораи-1 на северном выходе из Цусимского пролива и куста из 4 скважин на смежном шельфе о-ва Хонсю [3]. На меридиональном профиле МОГТ через скв. Долгораи-1 здесь обнаружены мощная (свыше 4 км) косослоистая серия песчано-глинистых осадков внешнего края авандельты, слои которых падают в котловину Уллындо (рисунок). Внешний край авандельты также опознается по двум крупным (до 100 км), южному и восточному (шельф Хонсю) опол-



Меридиональный временной разрез НСП Г-132 через северный борт котловины Уллындо с двумя блоковыми, в том числе висячим и потенциально цунамигенным, оползнями [3, 8].

Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега. Вертикальные линии – получасовые марки времени (скорость сейсмопрофилирования 6–7 узлов).

зневым циркам. В среднем-позднем плейстоцене отсюда сошло несколько крупных пластовых оползней, выстилающих почти все ложе котловины. Последующее регрессивное развитие южного и возможно восточного оползневых цирков связано с уплотнением песчано-глинистого разреза авандельты и формированием блоковых, висячих оползням, способным вызвать крупные цунами, угрожающие Владивостоку и другим портам Японского моря.

Фан (подводный конус выноса) Хуанхэ. Надстраивался в краевом прогибе Нактон к северу от внешнего края одноименной авандельты с косослоистыми сейсмофациями, следуя вдоль инверсионного подводного хребта Оки в направлении батиальной котловины Ямато и Сангарского пролива с крупным одноименным каньоном. Как и мегафан Зодиак, к югу от Алеутского желоба [7] фан Хуанхэ, вероятно, выходил на ложе СЗ Пацифики, где описан, по данным НСП ИМГиГ, как фан Сангарского каньона с абиссальным каналом Накве [4]. На профилях НСП фан диагностируется по региональному пологому наклону дна котловины и трога Уллындо к западу (западное крыло фана) и скрытому подошвенному прилеганию в кровле подстилающего горизонтального комплекса выполнения. Вдоль основания восточного склона подводного плато Уллындо обнаружена боковая подводная долина Вонсан с погребенным палеоврезом глубиной 300 м. Особо отметим признаки локальной и региональной газоносности отложений фана Хуанхэ на профилях НСП [3]. Связь дельты, авандельты и фана с Хуанхэ, одной из крупнейших рек Восточной Азии, дренирующей Тибет и равнинный Китай, подчеркивает ее эрозионная подводная долина, следующая от залива Бохай в Желтом море в котловину Уллындо в обход Корейского п-ова [6].

Открытие фаций авандельты и фана Хуанхэ в Японском море ограничивает эпоху гемипелагического седиментогенеза [1 и др.], в основном связанную с западной ветвью теплого Куросио средним плейстоценом–голоценом. Переход к ней определила крупная структурная (пасаденская) перестройка, когда сформировался континентальный бордерленд (подводные окраины Японии и Кореи по А. Моги [5]), глубоководные желоба Пацифики [4], современный облик приобрели островные дуги.

Литература

1. Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. Владивосток: Дальнаука, 1993. 211 с.
2. *Жигулев В.В. и др.* Оценка нефтегазоносности впадины Цусима и прилегающего шельфа (по сейсмическим данным) // Вестник ДВО РАН. 2006. № 1. С. 33–42.
3. *Ломтев В.Л.* Новые данные о строении котловины и трога Уллындо (Японское море) // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск, 2000. Т. 2. С. 54–74.
4. *Ломтев В.Л. и др.* Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1997. С. 21–41.
5. Geological investigations in the northern margin of Okinawa Trough and western part of Japan Sea. Tokyo: Geol. Survey of Japan, 1978. № 10. 80 p.
6. Geology of Korea. Seoul, 1987. 515 p.
7. *Stevenson A.J. et al.* Tectonic and geological implications of the Zodiac fan, Aleutian abyssal plain, Northeast Pacific // Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. V. 94. № 2. P. 259–273.
8. *Suk B.-Ch., Anosov G.I. et al.* An oceanographic study in the East Sea (the Sea of Japan) – Korea and Russia cooperative research. Seoul: KORDI, 1993. № 10. 280 p.

К СТРОЕНИЮ ОСАДОЧНОГО НЕОГЕНА В СРЕДИННО-КУРИЛЬСКОМ ПРОГИБЕ НА ПРОФИЛЕ МОГТ №279122 БЛИЗ О-ВА УРУП (Курильская дуга)

В.Л. Ломтев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, e-mail – lomtev@imgg.ru

Ниже обсуждаются особенности строения осадочного неогена в Срединно-Курильском междуговом прогибе на субширотном профиле МОГТ № 279122 (рисунок) объекта 27/91 треста «Дальморнефтегеофизика» (ДМНГ), отработанном к ЮВ от южной части о-ва Уруп (Большая Курильская гряда). Прогиб впервые выделен М.И. Стрельцовым в 1976 г. [1] между Большой Курильской грядой и подводным хребтом Южного Витязя с Малой Курильской грядой на юге. Он активно изучался в 1970–90-е годы прошлого века ИМГиГ и трестом ДМНГ, в том числе в нефтегазопоисковых целях [1, 4–7 и др.]. Здесь обнаружены повышенная (до 4–5 км в Южно-Курильском проливе, по данным Г.П. Федотова и др.) мощность осадочного кайнозоя, его выклинивание на западном крыле поднятия Витязя (выступ меловых пород с чехлом палеоген-раннемиоценовых отложений) и видимое «налегание», местами со смятием слоев, вдоль тихоокеанской стороны о-вов Большой Курильской гряды со сложным, некоррелируемым вол-

Временной разрез МОГТ №279122 в Срединно-Курильском междуговом прогибе к ЮВ от южного окончания о-ва Уруп (Большая Курильская гряда).

Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега с шагом 0.1 с. Разломы и стратиграфия низов осадочного кайнозоя по О.С. Жуковой (ДМНГ), BSR – см. текст.

новым полем. В проливах отдельные горизонты осадочного неогена прослежены на охотский и тихоокеанский (палеожелоб) склоны Курильской дуги [1, 7]. Вместе с тем, корреляция охотского неогена (в основном выносы Амура) через дугу с выходом на ложе северо-западной Пацифики [5], палеогеография, тектоника и история развития кайнозойских осадочных бассейнов Курило-Охотского региона остаются во многом дискуссионными. В анализе этих проблем важен профиль МОГТ (на рисунке он показан без небольшой восточной части) (вершина краевого поднятия, лишенная неогеновых отложений). Его первая интерпретация сделана О.С. Жуковой (ДМНГ) в 1997 г. [4]. При повторном обращении к нему отметим согласное залегание неогеновых морских отложений субпараллельно палеобенчу в кровле проградационной серии клиноформ палеогена – раннего миоцена на западном крыле поднятия Южного Витязя, которые слагают аккумулятивный клин зоны регионального выклинивания Курило-Охотского осадочного бассейна. Поэтому их видимая мощность возрастает к западу от 0 на краевом поднятии до 1.4 км на тихоокеанском шельфе Урупа (депоцентр бассейна). Здесь слои неогена подняты, абрадированы (бенч) и близ пикета 10 км смяты (сквозная асимметричная антиклиналь у подножия подводного островного склона), что надежно фиксирует инверсию депоцентра бассейна с образованием инверсионного поднятия Больших Курил и остаточного междугового прогиба. Инверсию также независимо подтверждают отсутствие признаков сноса осадков со стороны Урупа и маломощная (до 160 м) линза коррелятных придонных осадков в Срединно-Курильском прогибе. С учетом известного позднечетвертичного возраста шельфов Мирового океана инверсию Курило-Охотского неогенового бассейна можно датировать средним плейстоценом, что отвечает времени заложения глубоководных желобов Пацифики [5]. Опираясь на массовые данные [3] по воз-

расту вулканитов Урупа (поздний миоцен) и близкому возрасту ряда подводных гор охотской окраины Курильской дуги [7], приходим к выводу, что на месте Больших Курил прежде существовала вулканическая цепь, после инверсии Курило-Охотского бассейна ставшая орогенной вулканической дугой. Другая крупная проблема осадочной геологии связана с многолетними (более 50 лет) поисками отложений палеогена на Больших Курилах (О.А. Шмидт и др.), залегающих, судя по рисунку, на глубине и не вскрытых эрозией.

Заключая, упомянем неизвестную на Южных Курилах [2] субгоризонтальную отражающую границу BSR (bottom-simulating reflector), несогласно секущую наклонные слои морского осадочного неогена на тихоокеанском шельфе Урупа и связанную с подошвой газогидратов.

Литература

1. Геолого-геофизический атлас Курильской островной системы. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.
2. *Веселов О.В. и др.* Особенности распространения газовых гидратов в Охотском море // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск, 2000. Т. 1. С. 7–37.
3. *Ковтунович П.Ю. и др.* Хронология и эволюция магматизма острова Уруп (Курильский архипелаг) по данным K-Ar датирования и диатомового анализа // Тихоокеан. геология, 2004. Т. 23. № 6. С. 32–44.
4. *Кровушкина О.А. и др.* Новые данные о геологическом строении перспективах нефтегазоносности Срединно-Курильского прогиба // Геология нефти и газа. 2005. № 1. С. 10–19.
5. *Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н.* О четвертичном возрасте тихоокеанских желобов // Геоморфология. 1988. № 4. С. 55–63.
6. *Ломтев В.Л. и др.* Срединно-Курильский ПНГБ // Геология морей и океанов: Тез. докл. XVI Межд. науч. школы по морской геологии. М.: ГЕОС, 2005. Т. I. С. 287–288.
7. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Владивосток, 2006. 160 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЯПИНСКОГО МЕГАПРОГИБА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Е.А. Луговая

ОАО «СибНАЦ», г. Тюмень, e-mail – luglen@mail.ru

Ляпинский мегапрогиб расположен вблизи западного обрамления Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, в пределах Березовского и, частично, Советского районов Ханты-Мансийского автономного округа. В геологическом отношении прогиб принадлежит к западной периферической части Западно-Сибирской плиты (ЗСП) и находится вблизи ее границы с обнаженной частью Уральского ороген-

ного пояса. Следует отметить при этом, что складчатые структуры Урала прослеживаются в фундаменте ЗСП на 200–400 км к востоку.

Среднеюрские отложения в Ляпинском мегапрогибе представлены широким комплексом осадочных пород. В том числе ааленский ярус (продуктивные пласты $Ю_{5\text{-}9}$) сложен песчаниками (крупнозернистыми с примесью гальки), алевролитами и аргиллитами с обугленными остатками растений и их корней. По вещественному составу обломочной части породы относятся к полевошпато-кварцевым граувакам и грауваккковым аркозам (по В.Д. Шутову, 1967). Содержание кварца в них составляет от 35.2–52.6 %, полевых шпатов – 17.5–37.6 %, обломков горных пород – 20.3–42.1 %, слюд – 0.7–1.5 %. Акцессорные минералы представлены апатитом, гранатом, цирконом, реже турмалином и рутилом. Аутигенные – кальцитом, сидеритом, пиритом, лейкоксеном. Глинистое вещество цемента сложено преимущественно каолинитом и гидрослюдой, в меньшей степени хлоритом. В отдельных скважинах наблюдаются смешаннослойные образования (5–10 %). Иногда в качестве цемента присутствует и карбонатное вещество (кальцит) – в количестве до 6 %, редко до 30 %.

Отложения аалена характеризуются значительной пестротой и сильной латеральной и вертикальной изменчивостью, обусловленной континентальными обстановками осадконакопления (низменной озерно-аллювиальной равнины, временами заливаемой морем). Наиболее характерной при этом является группа фаций внешней и внутренней частей речных пойм. Эта группа представлена фациями береговых валов и песков разливов и отличается сложным строением. Широко распространена и группа фаций речных русел, представленная отложениями русловых отмелей и временных потоков. Локальное развитие имеют преимущественно глинистые отложения пойменных озер и болот. Прибрежно-морские отложения в разрезах изученных скважин отмечаются лишь в пласте $Ю_5$ и представлены фациями вдольбереговых баров с характерным увеличением зернистости снизу вверх.

На большей части рассматриваемой территории в аалене существовала возвышенная равнина, для которой были характерны положительные тектонические движения. Только в ее центральной части существовала область аккумуляции [1].

Отложения батского века (продуктивные пласты $Ю_{2\text{-}4}$) по соотношению породообразующих компонентов относятся к кварц-полевошпатовым грауваккам, грауваккковым аркозам и реже к полевошпато-кварцевым грауваккам (по В.Д. Шутову, 1967). Содержание кварца в них изменяется от 29.8 до 49.1 %, полевых шпатов – 25.7–43 %, обломков пород и слюд – 19.7–32.8 %. Среди акцессорных минералов наибольшим распространением пользуются устойчивые минералы: гранат, циркон, апатит, реже турмалин, эпидот. Аутигенные минералы представлены пиритом, лейкоксеном, сидеритом и кальцитом. Цемент преимущественно глинистый – каолинит, гидрослюда и хлорит с незначительным содержанием смешаннослойных образований (0–10 %).

Карбонатные минералы (кальцит, реже сидерит) содержатся в цементе в небольших количествах, как правило до 5%, редко до 40–45 %.

Батские отложения (неравномерно чередующиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники, иногда с прослоями карбонатных пород), так же как и ааленские, представлены главным образом континентальными фациями и характеризуется значительной пестротой, латеральной и вертикальной изменчивостью. Накопление их происходило в условиях низменной озерно-аллювиальной равнины, временами заливаемой морем.

Наиболее характерными являются фации речных русел и речных пойм. Русловые фации представлены отмелями равнинных меандрирующих и слабо меандрирующих рек. Песчаные тела, сформированные реками этого типа, сложены мелко-среднезернистыми песчаниками, содержащими иногда линзы и прослои грубозернистых разностей, гравелитов и конгломератов. Этот комплекс фаций встречается, как правило, в нижних частях продуктивных пластов. Прибрежно-морские отложения, так же как на уровне аалена, представлены фациями вдольбереговых баров.

Русла древних рек, выполненные песчаными и песчано-галечниковыми образованиями и перекрытые глинистыми отложениями пойм, отражают благоприятное сочетание проницаемых и непроницаемых пород, необходимых для формирования скоплений углеводородов. В связи с этим, песчаные тела аллювиального генезиса на рассматриваемой территории представляют наибольший интерес при поисках залежей нефти и газа в ловушках литологического типа. Перспективными являются также участки распространения прибрежно-морских отложений, например фаций вдольбереговых баров. Менее перспективными для Ляпинского мегапрогиба будут фации береговых валов и песков разливов.

Литература

1. Атлас литолого-палеогеорафических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины в масштабе 1:5 000 000. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1974. 87 с.
2. *Муромцев В.С.* Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.

О СЕДИМЕНТАЦИИ ПОД ВЛИЯНИЕМ КОНТУРНЫХ ТЕЧЕНИЙ НА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СКЛОНАХ

В.Н. Лукашин

Институт океанологии РАН, г. Москва, e-mail – lukashin@ocean.ru

Значительную роль в седиментации на континентальных склонах играют контурные течения, перераспределяющие осадочный материал, отлагающийся в нижней части континентального склона и у его

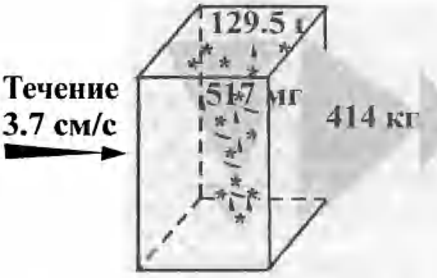


Рис. 1. Схема распределения суточных горизонтального и вертикального потоков в северной части Медвежинского желоба.

подножья в результате различных склоновых процессов: обвалов осадков с кромки шельфа, турбидитных потоков, оползней [2].

Контурные течения всегда несут много взвешенного осадочного материала, образуя нефелоидный слой придонный слой повышенной мутности. Он формируется в результате взаимодействия текучей воды с влажными неконсолидированными донными осадками. Это – взмучивание осадков и сброс материала с шельфа и верхней части склона интенсивными вдольбереговыми течениями и сильными штормами. Внутренние волны и приливоотливные течения также являются фактором, воздействующим на донные осадки склона. Источником взвеси в нефелоидном слое также являются вынос осадочного материала с шельфа и верхних частей континентального склона суспензионными потоками и оползневыми процессами. Некоторая часть взвешенного вещества поступает в нефелоидный слой за счет турбулентной диффузии, возникающей при взаимодействии самого контурного течения с дном на неровностях рельефа, либо при усилении течения в результате разномасштабных флуктуаций.

Нефелоидный слой является аккумулятором осадочного вещества в придонной части водной толщи, которое при определенных условиях, осаждаясь на дно, формирует специфические донные осадки – контуриты.

Главными седиментологическими характеристиками нефелоидного слоя являются: запас взвеси в нефелоидном слое, представляющий собой массу взвеси в столбе воды нефелоидного слоя и рассчитывающийся интегрированием концентраций взвеси по высоте столба нефелоидного слоя площадью в 1 кв. м, выражается в $г \cdot м^{-2}$; горизонтальный поток осадочного вещества в нефелоидном слое, рассчитывается по запасу взвеси в столбе нефелоидного слоя и скорости течения, несущего этот столб, выражается в $г \cdot м^{-2} \cdot сут^{-1}$; вертикальный поток осадочного материала, выражающий массу осадочного вещества поступающий на поверхность дна в единицу времени, измеряется с помощью седиментационных ловушек или изотопных методов, выражается в $мг \cdot м^{-2} \cdot сут^{-1}$. Горизонтальный поток представлен дисперсным взвешенным веществом, тогда как в вертикальном потоке участвуют агрегаты взвешенного вещества, агрегированные биологическими и физико-химическими процессами. На рисунке 1 показано распределение потоков в столбе воды в нефелоидном слое над континентальным склоном в Норвежском море вблизи о. Медвежий [4].

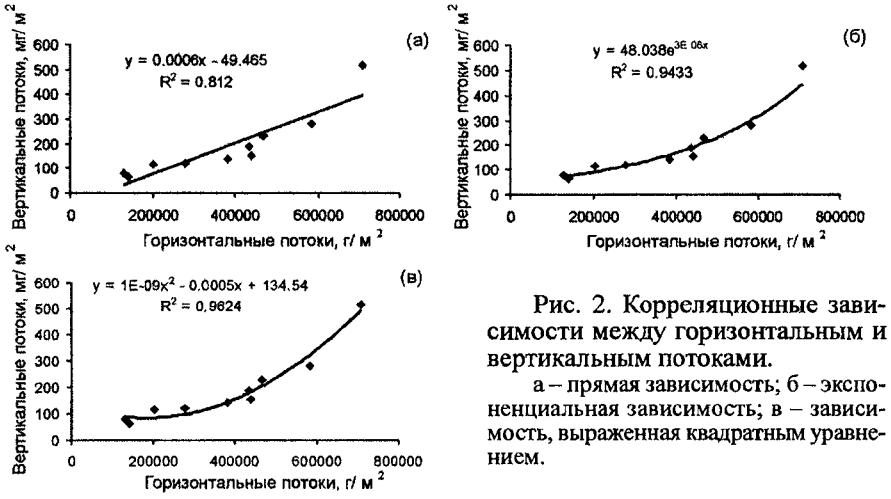


Рис. 2. Корреляционные зависимости между горизонтальным и вертикальным потоками.

а – прямая зависимость; б – экспоненциальная зависимость; в – зависимость, выраженная квадратным уравнением.

Между горизонтальным и вертикальным потоками выявлена хорошая корреляция, наилучшим образом выражающаяся квадратным уравнением второго порядка (рис. 2). Это позволяет рассчитывать вертикальные потоки при изменении горизонтальных потоков. При величинах горизонтальных потоков до 300000 г · м$^{-2}$ · сут$^{-1}$ вертикальные потоки изменяются незначительно, при больших горизонтальных потоках вертикальные потоки резко увеличиваются [3].

Сравнение вертикальных потоков осадочного материала с абсолютными массами осадков показало, что вертикальные потоки выше. Это обусловлено ресуспензией (потоком) из осадков свежеосажденного осадочного материала и, в меньшей степени, процессами диагенеза.

Используя данные по скоростям течений, рассчитанным динамическим методом, и концентрациям взвеси, полученные прямой фильтрацией воды и по данным нефелометрической мутности, были определены горизонтальные и вертикальные потоки в точках опробования донных осадков в Северо-западной Атлантике (в районе гибели суперлайнера «Титаник»). Здесь были выделены три седиментационные провинции, принципиально различающиеся по характеру современного осадконакопления: 1 – характеризуется интенсивным развитием склоновых процессов (оползней, турбидитов), а также седиметацией под влиянием контурного течения; 2 – перерыв в осадконакоплении; 3 – формирование мощного контуритового осадочного тела [1]. В этих же точках были рассчитаны абсолютные массы осадков, что позволило сравнить их с вертикальными потоками осадочного материала. В результате была построена схематическая модель седиментации на полигоне «Титаник». Она показала, что современные вертикальные потоки обеспечивают темпы седиментации на полигоне и обусловливают формирование развивающегося дрифта.

Литература

1. *Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г.* Седиментационные провинции // Океанологические исследования фронтальной зоны Гольфстрима. Полигон «Титаник». М.: Наука, 2002. С. 158–163.
2. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
3. *Лукашин В.Н.* Потоки осадочного вещества в седиментационной системе контурного течения над континентальным склоном в Норвежском море // Океанология. 2008. Т. 48. В печати.
4. *Лукашин В.Н.. Щербинин А.Д.* Исследование гидрологических особенностей, взвеси и потоков осадочного вещества в толще воды Медвежинского желоба // Океанология. 2007. Т. 47. № 1. С. 78–89.

Содержание

Предисловие 3
Памяти Петра Петровича Тимофеева 6
Аксенова Т.П. Условия накопления синемюр-ааленских отложений в различных структурно-фациальных районах Западно-Сибирского бассейна 11
Алексеев В.П. Использование представлений о нелинейности в нефтегазовой литологии: pro et contra 13
Алексеев В.П., Мамонтова А.В., Пироженко В.А. Инварианты диахронности границ геологических тел для разноуровневых типов седиментогенеза 16
Э.О. Амон. Эпиконтинентальное и океаническое осадконакопление в палеогене: свидетельства в планктоне 19
Анисимова С.А., Гелетий Н.К. Условия формирования мезо-неопротерозойских отложений юго-западного Прибайкалья 22
Антошкина А.И. Типизация нижнепалеозойских обломочных карбонатов севера Урала 25
Анфимов А.Л. Вещественный состав и некоторые фациальные особенности глинисто-карбонатных пород в кровле бокситов СУБРа 27
Анфимов Л.В., Расулов А.Т., Степанов А.И., Калеганов Б.А. Время проявления метаморфизма глинистых пород в стратотипическом разрезе рифея на Южном Урале 29
Арефьев М.П., Иноземцев С.А., Кузнецова А.М. Палеопочвы различных фациальных обстановок рыбинского горизонта нижнего триаса Московской синеклизы 32
Артюшкова О.В., Маслов В.А. Новые данные по корреляции девонских отложений на восточном борту Зилаирского мегасинклинория (Южный Урал) и некоторые проблемы реконструкции фациальных обстановок 35
Астафьев Д.А., Иванова Е.Е., Пензин А.А. Глубинные причины и следствия образования и эволюции осадочных бассейнов на Земле ... 39
Ахлестина Е.Ф., Московский Г.А. Надсолевые мезозойско-кайнозойские отложения Гремячинского месторождения калийных солей ... 41
Аюпова Н.Р. Железисто-кремнистые отложения – продукты придонного преобразования гиалокластитов кислого состава (Южный Урал) ... 44
Байков А.А., Седлецкий В.И. Скорости осадконакопления и тектонического прогибания впадин 47
Баланчивадзе С.Г. Формирование современных аналогов будущих угленосных формаций 49
Бейзель А.Л. Тектоно-климатическая модель образования осадочных комплексов как составной части географических циклов 52
Беленицкая Г.А. Согласованная типизация восходящих «холодных» разгрузок в область осадконакопления и их седиментационных производных 55
Бергман И.А. Кварц и магнетит (гематит) в железисто-кремнистых формациях раннего докембрия – загадка природы 58
Бергман И.А. Участвовал ли вулканизм в образовании железисто-кремнистых формаций раннего докембрия 61

Берто Г., Ванденберг Н., Изотов В.Г., Ситдикова Л.М., Лаломов А.В. Палеогеографические и палеогидродинамические условия формирования верхнепермских отложений востока Русской плиты 63
Берто Г., Лаломов А.В Экспериментальные исследование размыва консолидированных грунтов водным потоком 67
Бессмертный С.Ф. Роль глубинных структур в эволюции осадочных бассейнов востока Сибирской платформы 69
Бессонов О.А., Голубова Н.В., Казьмина Л.Н. Генетические особенности карбонатов Цимлянского водохранилища 72
Бигун И.В. Цикличность строения последовательности карбонатных пород нижнего карбона Боровичского района 75
Бизяев Н.А Гипергенетические процессы липовского месторождения на регрессивной стадии техногенеза 76
Бирюкова М.А., Авзина О.С. Корреляция и фациальная реконструкция для терригенных отложений Ванаварской свиты венда юго-западного склона Байкитской антеклизы 79
Блинов А.А. Литологическое обособление зон концентрации мелких и тонких частиц золота в дифференцированном аллювии 82
Богданов Ю.А., Леин А.Ю. Роль гидротермальных процессов в осадконакоплении в океане 85
Богуш И.А. Литологические особенности и предпосылки осадочного оруденения келловейского яруса Кавказа 86
Богуш И.А., Глазырина Н.В., Глазырин Е.А., Исаев В.С. О редком вещественном типе черносланцевых отложений 88
Бойко Н И. О фитопланктоногенной природе верхнемеловых карбонатных отложений Северного Кавказа 91
Бойко Н.И., Скляренко Г.Ю. Титан-циркониевые россыпи юга России 93
Боркун Ф.Я. Литолого-емкостные и петрофизические особенности цеолитсодержащих терригенных коллекторов углеводородов 96
Букина Т Ф., Яночкина З.А. Биогенная седиментация триаса и юры в бассейнах юго-востока Русской плиты 98
Булгакова М Д., Прокопьев А.В. Эволюция фациальных обстановок в раннем кембрии северо-востока Азии 101
Бурлева О.В Стадиальный анализ алеврито-песчаных пород по структурно-минералогическим параметрам (на примере горизонта $Ю_1$ юга Западной Сибири) 104
Бяков А.С., Ведерников И Л. Пермские гравититы Аян-Юряхского седиментационного бассейна (юго-восток Яно-Колымской складчатой системы) 106
Вакуленко Л.Г., Ельцов И С. Литохимические особенности юрско-меловых отложений на крайнем юго-востоке Западной Сибири 109
Вараксина И В., Кротова М.М. Литология терригенных коллекторов венда юга Сибирской платформы 112
Варенцов И.М. К познания механизма аккумуляции высоких концентраций Со и Pt в железомарганцевых корках подводных гор Тихого океана 115
Варламова Е.С., Хасанов Р.Р Рудогенез меди в верхнепермских отложениях Волго-Уральского региона 117
Варнавский В Г. Перспективы гидратогазообразования в Учуро-Майской нефтегазоносной области 119

Варнавский В.Г. Седиментогенные параметры пород чехла, нефтегазоносности Учуро-Майского осадочного бассейна 122
Вафин Р.Ф., Валеева Р.Д. Литолого-фациальная характеристика продуктивного пласта $БВ_8^{1a}$ мегионской свиты Курраганского нефтяного месторождения 125
Вафин Р.Ф., Шакирова Д.З. Пермские битумы – источник альтернативного углеводородного сырья в осадочном чехле Республики Татарстан (на примере пород-коллекторов Больше-Каменского месторождения) 127
Великославинский С.Д., Котова Л.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Березкин В.И., Смелов А.П., Подковыров В.Н., Загорная Н.Ю. Источники метатерригенных пород курумканской толщи Алданского гранулито-гнейсового мегакомплекса 130
Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А. Особенности условий образования отложений ладожской свиты на Саблинском учебном полигоне 132
Верзилин Н.Н., Окнова Н.С. Следы голоценовых землетрясений в бассейне р. Вьюн (западная окраина Ладожского озера) и гранулометрический состав отложений 134
Верхотуров А.Г. Формирование песчаных массивов в межгорных впадинах Северного Забайкалья 137
Верхотуров А.Г. Особенности формирования склоновых отложений в Кодаро-Удоканском районе 141
Вещева С.В. Модельный минеральный состав неопротерозойских терригенных отложений юга Сибирской платформы 143
Вилесов А.П., Пятунина Е.В. Типы карбонатных резервуаров фаменского яруса северной части Башкирского свода 146
Волкодав И.Г. Седиментационное, вулканогенное и минерагеническое содержание Верхоянского комплекса 150
Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И. Строение и условия образования триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня 152
Волошина О.В. Реконструкция обстановки осадконакопления верхнекарбоновых отложений продуктивной площади Медынская-море ... 154
Гаврилов А.Е. Фации и особенности химического состава нижнепермского карбонатного массива Шах-Тау 155
Гаврилов Ю.О. Диагенетическая миграция вещества и ее роль в формировании геохимических аномалий и рудогенезе 157
Гельман М.Л., Тучкова М.И. О происхождении позднемезозойских Na-Ca-аркозов на северо-востоке Сибири 160
Глаголев Е.В. Подземное выщелачивание железа, никеля и кобальта на Урале 162
Глазырин Е.А., Берберьян Т.К., Юбко В.М. Отражение периодичности океанского железомарганцевого рудогенеза в разрезе железомарганцевых конкреций 165
Голикова-Заволженская Е.В. Минерагенический потенциал эоцена Ростовской области 167
Голубева И.И. Сравнительная характеристика рифейских метапелитов арктических складчатых областей (Полярный Урал, Северный Таймыр, п-ов Канин) 170
Голубовская Е.В. Литолого-минералогические и геохимические особенности эоцен-миоценовых отложений Северного Приаралья 172

Гончаренко О.П., Жарков М.А. Особенности формирования отложений заключительной стадии солеродных бассейнов 175
Гордеев В.В. Влияет ли система река-море на геохимию океана? 179
Гражданкин Д.В. Секвенс-стратиграфический каркас верхнепротерозойских (вендских) отложений сылвицкой серии западного склона Среднего Урала 182
Губин С.А. Цикличность строения юрских отложений 185
Гутак Я.М. Дилювиальный седиментогенез в истории Земли 187
Давыденко Д.Б. Изучение обстановок осадконакопления и их эволюции с использованием морфоструктурно-седиментологического анализа (на примере формирования карбонатной толщи в Северо-Донбасском палеобассейне) 189
Дмитриев Д.А. Особенности кремненакопления в меловое и палеогеновое время на территории Воронежской антеклизы 192
Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Оценка времени седиментации и метаморфизма осадков Канского и Арзыбейско-Дербинского блоков (юго-западное складчатое обрамление Сибирского кратона) 193
Дульцева О.В., Бурлева О.В., Вакуленко Л.Г. Фациальные реконструкции в зоне перехода «континент-море» на примере келловей-оксфордских отложений на юго-востоке Западно-Сибирской плиты 196
Дьяконова О.Б. Основные геологические факторы, определившие состав осадочных пород рифея 199
Евзеров В.Я. Дифференциация переносимого ледниками обломочного материала при таянии льда 202
Евзеров В.Я., Беляева Т.В. Полезные ископаемые в осадочных образованиях на территории северо-восточной части Балтийского щита 205
Еремеев В.В. Геологические факторы преобразований и изменения фильтрационно-емкостных свойств пород севера Западной Сибири 207
Еремеев Н.В. Постседиментационные преобразования мезозойских отложений севера Западной Сибири и формирование их коллекторских свойств на разных глубинах 209
Еремеев Н.В. Этапы формирования рыхлых коллекторов в майкопских отложениях Предкавказья 212
Еременко Н.М. Условия формирования московских отложений, вскрытых Аныбской скважиной (северо-восток Волго-Уральской провинции) 214
Елишева О.В. Роль палеоклиматического и палеотектонического факторов в формировании келловей-оксфордских отложений юга Западной Сибири на примере Омского Прииртышья 217
Ефименко С.А. О присутствии лантаноидов и платины в рудах месторождения Жезказган 220
Ехлаков Ю.А., Беляева Г.Л., Горбачев В.И., Карасева Т.В. Предварительные результаты исследования Ярудейского межгорного прогиба 223
Жабин А.В. Ассоциации глинистых минералов, как индикаторы эволюции фанерозойских отложений Воронежской антеклизы 226
Жданова А.И. Гранулометрические характеристики субаэральных четвертичных отложений разреза Верх-Тула как инструмент фациально-генетического анализа 228

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Ивановская Т.А. Структурные особенности глобулярных слоистых силикатов как отражение этапов формирования и преобразования минерала: минералогия, мессбауэровская спектроскопия, изотопный возраст 231
Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н. Состав и условия формирования марьяновской свиты юго-восточной части Западно-Сибирской плиты 233
Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. Редкоземельные элементы в породах баженовской формации 236
Зарицкий П.В. Направленная эволюция конкрециеобразования – индикатор изменения фациально – формационных условий седиментогенеза, литогенеза и метаморфизма в докембрии-фанерозое 238
Здобин Д.Ю. Процесс образования глинистых осадков в присутствии органического вещества 241
Злобин В.Л., Корчагин О.А., Дубинина С.В., Ляпунов С.М., Горбунов А.В., Цельмович В.А. Вероятный состав силикатной примеси и вариации малых элементов в известняках на границе кембрий–ордовик Батырбайского разреза (Малый Каратау, Южный Казахстан) 243
Злобин В.Л., Покровский Б.Г. Вероятный исходный минеральный состав и некоторые особенности изотопнии углерода и кислорода карбонатых пород Анабарского гранулитового комплекса 245
Злобина О.Н. Енисей-Хатангский бассейн на рубеже юры и мела 248
Зорина С.О. Особенности циклостратиграфии нижнемеловых отложений востока Русской плиты 251
Зорина С.О., Афанасьева Н.И. Новые данные о цеолитоносности турон-датских отложений востока и юго-востока Русской плиты 254
Зуйкова О.Н., Миролюбова Е.С. Реконструкция тектонического режима на основании вещественного анализа терригенных отложений (на примере нижнепалеозойских отложений о. Колгуев) 256
Зыкин Н.Н. Изотопный состав кислорода и водорода поровых вод из осадков Чёрного Моря 258
Ибламинов Р.Г., Кичигина Я.В. Минерагения месторождений известняков Пермского края 261
Иванов К.С., Кучеров В.Г., Федоров Ю.Н. О генезисе нефти осадочных бассейнов 263
Иванова Е.О. Электронномикроскопическая характеристика верхнемеловых пород Курской магнитной аномалии 266
Иванова Н.А. Терригенно-минералогический анализ при фациальных реконструкциях 268
Ивановская А.В. Седиментолитогенез кварцевых комплексов позднего докембрия Сибирской платформы и их нефтегазоносность 270
Изотов В.Г., Аухатов Я.Г., Бружес Л.Н., Сайфутдинов А.Г. Литолого-геодинамический анализ деформации продуктивных пластов и покрышек Тевлинско-Русскинского месторождения (Среднее Приобье, Западная Сибирь) 273
Исаев Г.Д., Кудаманов А.И., Сайфутдинов А.Р. Уникальный разрез рифогенного карбона 276
Карнаухова Г.А. Минералогическая специфика седиментогенеза в водохранилищах Ангарского каскада 280
Карнюшина Е.Е. Постседиментационные преобразования кремнистых пород и формирование коллекторов нефти 282

Карнюшина Е.Е., Коробова Н.И. Континентальные фации венда и прогноз коллекторов в южной части Восточной Сибири 284
Карпова Е.В. Источники терригенного материала и их эволюция в девоне Воронежской антеклизы 286
Каурова О.К., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. Доломитизация карбонатных осадков докембрийской улунтуйской свиты (байкальская серия Южного Прибайкалья): U-Pb и Rb-Sr систематика 290
Кашик С.А. Литологические особенности осадочного чехла на академическом хребте озера Байкал 292
Кашик С.А. Гидрогенные и литогенетические процессы в озере Байкал 296
Кизильштейн Л.Я. Прогноз строения и качества угольных пластов ... 298
Кисин А.Ю. Роль общекоровой складчатости в образовании месторождений полезных ископаемых в осадочных бассейнах платформенных областей 301
Клювиткин А.А., Буренков В.И., Шеберстов С.В. Дистанционные методы в изучении процессов современного осадконакопления на примере Атлантического океана 304
Ковалев С.Г. К вопросу о границе между нижним и средним рифеем на западном склоне Южного Урала 306
Ковешников А.Е. Роль карбонатных отложений в строении палеозойского разреза нюрольского осадочного бассейна (Западная Сибирь) 309
Кокин А.В. Генетические аспекты рудной минерализации в разрезе стратифицированной коры Восточной Якутии 311
Коковкин А.А. Позднемезозойско-кайнозойские рифтогенные системы в эволюционирующей структуре континентальной коры области сочленения тихоокеанского и центрально-азиатского подвижных поясов ... 314
Коковкин А.А. Базальные слои мезозойско-кайнозойских рифтогенных впадин востока Азии: особенности формирования и некоторые следствия 317
Кокшина Л.В. Флюоритовая минерализация в нижнепермских конгломератах Предуральского прогиба 320
Колодезников И.И., Семенов В.П. Формирование терригенного состава Верхоянского осадочного мегабассейна в триасе 323
Колокольцев В.Г. Текстура клин-в-клин в осадочных толщах 325
Колокольцев В.Г., Ларичев А.И., Скачек К.Г., Шишлов С.Б. Природа пустотного пространства в нижнемеловых нефтяных коллекторах Южно-Ягунского месторождения (Западная Сибирь) по результатам стадиального анализа 328
Коломиец В.Л. Плейстоценовый седиментогенез Муйско-Куандинской впадины (Байкальская Сибирь) 330
Коломиец В.Л., Гладышев С.А. Литологическая характеристика отложений и обстановки седиментации геоархеологического объекта Салхит (Монголия) 333
Кольчугин А.Н. Эволюция структуры пустотного пространства карбонатных пород в зависимости от флюидодинамического фактора 336
Копорулин В.И. К петрохимии ранне-среднекембрийского терригенного островодужного комплекса в верховьях р. Абакан (Западный Саян) 338

Коркошко А.В. Литолого-фациальные особенности и условия образования киммерийских россыпевмещающих отложений Таманского полуострова 340
Корнилов Ю.Б., Вализер П.М., Веретенникова Т.Ю. Генезис железо-марганцевых конкреций (ЖМК) и железо-марганцевых корок (ЖМКО) в пресноводном оз. Большое Миассово (Южный Урал) 344
Коробицын А.В., Старников А.И. Металлоносность сапропелево-фтанитовой формации кембрия Кыллахского поднятия Южного Верхоянья 347
Королев Э.А., Морозов В.П., Хузин И.А. Литолого-минералогические критерии выделения зон разгрузок эллизионных флюидов 350
Костин А.В. Роль вмещающих пород в формировании руд Мангазейского серебряного месторождения (Якутия) 353
Костин А.В., Емельянова Н.Н. Песчаники как возможный источник карбонатов Мангазейского серебряного месторождения (Якутия) 355
Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Котова Л.Н., Ларин А.М., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Возраст и источники метатерригенных пород амурской серии Буреинско-Цзямусинского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса 357
Кочнев Б Б. Литохимические индикаторы обстановок осадконакопления аргиллитов ванаварской свиты венда внутренних районов Сибирской платформы 359
Кравчишина М.Д. Изучение гранулометрического состава взвеси в толще вод морей и океанов 361
Крапивенцева В.В. Изменение органического и минерального вещества юрско-меловой угленосной формации Буреинского бассейна в литогенезе и катагенезе (Хабаровский край) 364
Крапивенцева В.В. Реконструкция теплового режима Среднеамурского осадочного бассейна путём анализа катагенеза пород (Хабаровский край) 368
Кринари Г.А. Реальная структура и геологическая история слюд в литогенезе 370
Краснощекова Л.А. К методике изучения пространственной литолого-петрофизической анизотропии нефтеносных отложений 373
Кроль Л.А., Нассонова Н.В., Остапенко С.В., Предтеченская Е.А., Сапьяник В.В., Суров П.Н. Типы разрезов и условия формирования баженовской свиты на северо-востоке ХМАО 376
Крупенин М.Т., Прохаска В. Геохимические и литологические признаки эвапоритовой природы магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции 379
Крупенин *М.Т., Чернова Л.С., Котляров В.А., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г.* Стадиальное образование магнезитов венда Непско-Ботуобинской антеклизы 381
Крупская В.В., Крылов А.А., Вогт К., Борисов Д.В., Нечитайло А.В., Андреева И.А. Глинистые минералы из донных осадков Северного Ледовитого океана как показатели изменения обстановок среды осадконакопления (по материалам экспедиции IODP-302) 383
Крючков В.Е., Пятницкая Г.Р, Радчикова А.М. Влияние конседиментационной складчатости на формирование ловушек углеводородов в неокомских отложениях Западной Сибири на примере Песцового месторождения 384

Крючков В Е., Пятницкая Г.Р., Радчикова А.М. Галокатагенез и доломитизация подсолевых карбонатных отложений Сибирской платформы 387
Кудаманов А.И. Условия формирования в валанжине продуктивных отложений Сургутского свода Западно-Сибирской плиты 389
Кудымов А.В. Строение юрских и раннемеловых отложений Нижнего Приамурья, их возможная обстановка осадконакопления 392
Кузнецов В.Г. Некоторые специфические черты протерозойского карбонатонакопления 394
Кузнецова Е.В. О слоистости среднедевонских силицитов восточного склона Южного Урала 398
Кулагина Е.И., Степанова Т.И., Кучева Н.А., Пазухин В.Н. Фациальная модель формирования кизильской свиты в башкирском веке каменноугольного периода 401
Курбацкая Ф.А. Стадиальный анализ осадочных пород Западного Урала 404
Лазур О.Г Научные принципы прогнозирования железо-кремнистого накопления в вулканогенно-осадочных комплексах раннего докембрия 406
Ламомов А.В., Бочнева А.А. Фациальная зональность Мансийского титан-циркониевого россыпного района 408
Левитан М А., Алексеев А.С., Бадулина Н.В., Гирин Ю.П., Копаевич Л.Ф., Кубракова И.В., Тютюнник О.А., Чудецкий М.Ю. Литология и геохимия переходных сеноман-туронских отложений Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа 411
Леин А.Ю. Метан в осадках океана 412
Леонова Л.В., Королев Э.А. Анализ морфологии конкреций при реконструкциях придонных обстановок осадочных бассейнов 414
Летников Ф.А. Роль эндогенных флюидов в процессах литогенеза в геологической истории Земли 417
Летникова Е Ф. Литологические и геохимические характеристики карбонатных отложений палеоокеанических островов (гайот) 421
Лисицын А.П. Седиментосистемы Земли 424
Литвиненко А.К. Реконструкция бокситоподобных осадков в раннепротерозойских метаморфитах Центрального Памира 428
Литвинова Т.В., Аббясов А.А., Розен О.М. Программа MINLITH: использование количественных содержаний петрогенных окислов для выявления минерального состава фосфоритов 430
Ломтев В.Л. Авандельта и фан Хуанхэ в Японском море 433
Ломтев В.Л. К строению осадочного неогена в Срединно-Курильском прогибе на профиле МОГТ № 279122 близ о-ва Уруп (Курильская дуга) 435
Луговая Е.А. Литологическая характеристика и условия формирования среднеюрских отложений Ляпинского мегапрогиба (Западная Сибирь) 437
Лукашин В Н О седиментации под влиянием контурных течений на континентальных склонах 439

Научное издание

Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли

Материалы
5-го Всероссийского литологического совещания
(Екатеринбург, 14–16 октября 2008 г.)

Том I

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного
литологического комитета ОНЗ РАН

Корректор *З.А. Семерун*
Компьютерная верстка *Н.С. Глушковой*

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
620075, Екатеринбург, Почтовый пер., 7.

Подписано в печать 18.06.08.
Формат 60×90 1/16. Уч.-изд. л. 31,6.
Тираж 400 экз. Заказ 120.

Размножено с оригинал-макета в типографии ООО «ИРА УТК».
620219, г. Екатеринбург, ул. К. Либкнехта, 42.