

МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ
ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ РАН
УЧРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ
НАУК ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН

ФГАОУ ВПО "КАЗАНСКИЙ (ПРИВОЛЖСКИЙ)
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ"
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО
«ТАТНЕФТЬ»



КОНЦЕПТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РОССИИ

Материалы

6-го Всероссийского литологического совещания

(Казань, 26-30 сентября 2011 г.)

Том I



КАЗАНСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ
2011

УДК 552.5
ББК 26.31
К 65

К 65 **Концептуальные проблемы литологических исследований в России:** материалы 6-го Всероссийского литологического совещания (Казань, 26-30 сентября 2011 г.). – Казань: Казан. ун-т, 2011. – Том I. – 514 с.

ISBN 978-5-98180-946-0

Сборник содержит материалы докладов, представленных на 6-м Всероссийском литологическом совещании (Казань, 26-30 сентября 2011 г.), посвященном рассмотрению современного состояния литологических исследований в России и концептуальным проблемам изучения осадочных пород, их генезиса (включая рудогенез) и эволюции осадочного процесса в геологической истории Земли.

Сборник предназначен для широкого круга геологов и других специалистов, работающих в области исследования осадочных пород, а также преподавателей и студентов геологических ВУЗов.

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 11-05-06061-г)

Ответственные редакторы
О.В. Япаскурт, Р.Р. Хасанов, Р.Х. Сунгатуллин

Редколлегия:
Д.К. Нургалиев, Ю.О. Гаврилов, Н.С. Гатиятуллин,
В.В. Еремеев, Р.С. Хисамов

Технический редактор
Г.М. Сунгатуллина

*Публикация выполнена с авторских оригиналов
с незначительными редакционными правками*

Фото на обложке Э.А. Королева, Д.Н. Мифтахутдиновой, Е.Р. Сунгатуллиной

ISBN 978-5-98180-946-0

© Межведомственный литологический
комитет ОНЗ РАН, 2011;
© Казанский федеральный университет, 2011

КОНЦЕПТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РОССИИ: ВВОДНЫЕ ПОЯСНЕНИЯ К ПОСТАНОВКЕ ПРОБЛЕМЫ, ЕЕ СУТИ И ОБСУЖДЕНИЮ НА 6-м ВСЕРОССИЙСКОМ ЛИТОЛОГИЧЕСКОМ СОВЕЩАНИИ

О.В. Япаскурт

Председатель Межведомственного Литологического Комитета РАН: ГИН РАН и МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, rima@ginras.ru; yapaskurt@geol.msu.ru

Данное очередное Всероссийское совещание литологов организовано согласно плану работ МЛК РАН, утвержденному Бюро ОНЗ РАН в 2010 году. Тематика совещания и основные положения приведенного здесь текста подтверждены и одобрены решением от 30.10.2010 г. Пленума МЛК, заседавшего в конференц-зале Государственного учреждения Российской Академии Наук Геологического института РАН в г. Москве. Предыстория текста такова. Его автору еще в начале 2009 г. руководство ОНЗ РАН предложило выступить на заседании их Бюро 10 февраля с докладом на тему «Литология: проблемы и возможности». Доклад был одобрен, а его автору поручено в кратчайший срок (до мая того же года) разработать основы концепции развития этой науки на современном уровне (постановление № 13000/1-1 от 10.02.2009 г.). Автор тут же приступил к работе. Первый вариант концепции, заверченный мною в апреле 2009 г., был передан на ознакомление коллегам в Бюро МЛК и разослан по электронной почте по 60 адресам для критических замечаний и рекомендаций. Вскоре было получено 19 отзывов, в целом положительных, содержащих ряд пожеланий и дополнений фундаментального и частного характера. Автор учел их в большинстве. Затем, на одном из очередных заседаний Бюро ОНЗ РАН 17.11.2009 г. с анализом текстов авторской концепции и откликов на нее выступил академик М.А. Федонкин. Было решено еще раз доработать рассмотренный документ, а затем обсудить его на одном из пленумов МЛК в 2010 г., и окончательно утвердить на теперешнем 6-м Всероссийском литологическом совещании, которое запланировано на сентябрь месяц 2011 г. (в г. Казань).

Выполняя эти постановления, автор существенно обновил первоначальный вариант своего текста, внося в него ценные пожелания 32 своих коллег, а также итоги собственного переосмысления затронутых в нем проблем. Текст был переформатирован и издан в 300 экземплярах брошюрой [11], а потом озвучен в докладе О.В. Япаскурта на Пленуме МЛК 30.10.2010 г. (ГИН РАН, г. Москва), где от литологов высказывались ещё разные дополнительные пожелания применительно к содержанию доложенной концепции. В её создании, таким образом, участвовал большой коллектив ученых РАН, преподавателей ВУЗов и геологов-производственников. Кроме того, при формулировках перспективных задач и проблем литологии здесь были учтены, в первую очередь, материалы и решения пяти минувших Всероссийских литологических совещаний 2001-2008 г.г., к каждому из которых были изданы объемистые (преимущественно двухтомные) сборники кратких статей по докладам [1, 4, 5-7]. *Поэтому я считаю себя соавтором, а не единственным автором данного коллективного труда.*

К сожалению, тираж брошюры с содержанием этой концепции [11] оказался почти исчерпан ещё до начала нашего совещания. Поэтому я позволил себе превысить регламент на размеры статей в настоящем сборнике, учитывая принципиальную значимость всего изложенного далее. Это примерно 1/3 объема полного текста в [11].

ИСХОДНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Литология сегодня – это одна из фундаментальных наук о Земле, занимающаяся *исследованием вещественного состава, строения, физико-механических свойств и генезиса осадочных горных пород (включая руды) и породных парагенетических ассоциаций, познанием закономерностей их сонахождения, условий и процессов возникновения и последующего стадийного изменения в земной коре, а также расшифровкой многограновых процессов формирования стратисферы (осадочной оболочки) и ее эволюции в геологической истории Земли.* Фундаментальное значение литологии для всех остальных наук о Земле состоит в том, что в их числе она единственная

целенаправленно изучает уникальную (присущую только нашей планете) осадочную оболочку – стратисферу и ее эволюцию. Ключевые вопросы о времени и способах рождения континентов и океанов доступны решению, прежде всего, на основе литологических данных; вопросы о зарождении и эволюции биосферы тоже тесно сочетаются с концепциями литологии. Ей свойственны паритетные взаимодополнения и взаимосвязи с проблематикой практически всех геологических и многих географических наук, прежде всего: стратиграфии, палеонтологии, палеогеографии, геоморфологии, геотектоники, магматической и метаморфической петрологии, минералогии, геохимии, геофизики, гидрогеологии, инженерной геологии, геокриологии, экологической геологии, четвертичной геологии, морской геологии, океанологии и др., а также учений о полезных ископаемых – металлических, неметаллических и горючих (подавляющее большинство их видов прямо или косвенно обусловлены осадочными процессами).

На современном уровне ее развития литология характеризуется *генетической направленностью, системностью и историчностью* подхода к познанию объектов исследования. Нынешнему ученому и геологу-практику, вне зависимости от цели и аспекта их работы (теоретического либо прикладного характера), следует рассматривать любую изучаемую им осадочную породу как геологическое образование, имеющее собственную историю зарождения, формирования и бытия в составе стратисферы, где осадки претерпевают структурно-минеральные изменения под влиянием меняющихся глубинных термобарических и физико-химических условий среды своего местопребывания и в результате вещественно-флюидных взаимообменов с соседними осадками и горными породами (на стадиях диагенеза и катагенеза).

Теперь стало очевидно, что весь осадочный цикл, начиная от стадий гипергенеза, седиментогенеза и завершая последующими (дометаморфическими) событиями, которые определили нынешнее состояние исследуемой породы – суть итог взаимодействия и обмена осадочным веществом и энергией между многими сферами планеты. Поэтому современная

литология стала наукой о процессах не только экзогенного породообразования, но и о достаточно глубоких, внутрискратисферных породных изменениях, а также о факторах (местного и общепланитарного масштабов), управляющих всеми этими процессами.

Историко-геологические реконструкции такого рода процессов и факторов осадочного породообразования доступны литологам благодаря тому, что их наука располагает *специфическими, только ей присущими методами* исследования. Они чрезвычайно информативны, но до сих пор используются геологами и профессионалами др. специальностей не в «полную силу». Это, во-первых, триада неразрывно связанных между собой приемов: 1 – *стадиального анализа (СА)*, или выявления (в основном на микро- и наноуровнях) этапности формирования и разрушения породообразующих минеральных компонент в привязке этих этапов к событиям геологической истории места зарождения и пребывания исследуемой породы и четкое разделение образований седиментогенных (первичных, из исходного осадка) и постседиментационных (вторичных); 2 – *генетического анализа (ГА)*, то есть истолкования только первичных (генетических) структурно-текстурных и вещественных признаков процесса (способа) осадконакопления и 3 – *литолого-фациального анализа (ЛФА)* условий и палеогеографических обстановок осадконакопления.

Исторически сложилось так, что вышеупомянутая триада методик стала главенствовать в фундаментальных литологических исследованиях накануне XXI в. Эти методы, претерпевая со временем свою неизбежную модернизацию, *продолжают и будут оставаться главенствующими вне зависимости от уровня технического совершенствования лабораторной аппаратуры*, потому что их объединяет *единый методологический принцип – это сравнительно-литологический подход к объекту исследования*. Он внедрен академиком Н.М. Страховым еще в первой половине XX века как основа для познания геологического прошлого посредством тщательного анализа процессов и условий современного осадкообразования на континентах и дне морей и океанов, но *непрерывно с коррективами, учитывая необратимый характер*

эволюции условий седиментации, истории нашей планеты. Следуя этому принципу, основатели отечественной литологии свои *генетические заключения никогда не сводили к прямолинейному актуализму, или к униформизму,* и актуалистические сравнения осуществляли непременно *с вероятностными поправками.* Они будут тем значительнее, чем древнее возраст исследуемой осадочной толщи.

Данный (сравнительно-литологический) принцип исследования не только не утратил своей значимости, но напротив, остается краеугольным камнем фундаментальных теоретических построений литологов сегодня. Кроме того, повышается роль *системного литологического подхода* к природным объектам наблюдения, о котором особо ратовали в прошлом веке Н.Б. Вассоевич и Г.Ф. Крашенинников, а ныне – академик А.Н. Дмитриевский. Вышеупомянутые методы СА, ГА, ЛФА применимы, главным образом, к минерально-компонентному и природно-слоевому уровням организации материи. Но литологи владеют также действенными методами «надпородного» уровня – анализом многограновой цикличности строения и формирования элементов стратисферы и генетическим анализом осадочных геологических формаций (см. в трудах А.Н. Дмитриевского, Ю.Н. Карагодина, Г.Ф. Крашенинникова, П.П. Тимофеева [8], В.Т. Фролова и др.). Владение комплексом всех этих приемов в союзе с методами др. наук о Земле гарантирует литологам высокую степень вероятности успехов в будущем создании обновленной теории осадочного процесса (*sensu cripto*), увязанной с самыми современными концепциями космогонии.

Прежде анализа аспектов развития нашей науки в ближайшем и отдаленном будущем, в тексте брошюры [11] помещались два раздела: «Кратко о состоянии литологических исследований к концу XX века» и «Нынешнее состояние отечественных и зарубежных литологических работ». В первом из них, со ссылками на первоисточники, было показано, что по 13 крупным научным направлениям советские литологии лидировали либо занимали близкие к лидерству позиции на международном уровне развития наук о Земле.

Затем кратко рассмотрены труднейшее десятилетие 1990-х годов и направления возрождающихся научных школ литологов Российской Федерации, после чего рассматривается нижеследующий раздел.

НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШЕГО РАЗВИТИЯ ЛИТОЛОГИИ

Аспекты исследований минувшего 20-летия, которые предстоит нам развивать, должны объединяться общей теоретической идеей. Она была зафиксирована в решениях Всероссийских литогенетических совещаний 2001 г. [6] и 2003-2008 г.г. [1, 5, 7]. Ее формулировка, с небольшими коррективами, такова: дальнейшие усилия в области фундаментальных литологических исследований нацеливаются на общее *приоритетное научное направление, синтезирующее результаты всех выше- и нижеперечисляемых тем: это теория эволюции типов осадочного процесса, закономерностей осадко- и породообразования (включая осадочное рудообразование) в различных геодинамических условиях континентальных и океанских блоков земной коры, применительно к бассейнам седиментации и породообразования разного возраста – от раннеархейских до современных включительно*. Нам предстоит переосмыслить некоторые классические положения учения об осадочном процессе, существенно пополнить и развить представления относительно эволюции осадконакопления и осадочного породообразования в истории Земли и представить научно обоснованные модели осадочного процесса для нынешней эпохи и прошлых эпох. При этом предстоит обстоятельно разобраться в закономерностях и механизмах функционирования процессов гипергенной и вулканогенно-гидротермальной мобилизации осадочных веществ, последующей седиментации и постседиментационных изменений – в тесном единстве с теоретическими концепциями нефтяной и рудной геологии, а также палеонтологии, петрологии, геотектоники и др. наук о Земле.

Разработка сформулированной выше теории будет включать такие важнейшие направления, как изучение механизмов формирования современных океанических осадков, проблемы осадочного и гидротермального рудогенеза и нефтидогенеза, гидрогеохимические аспекты литогенеза, влияние

геодинамических факторов на процессы осадконакопления и литогенеза, моделирование процессов седиментогенеза и литогенеза, включая эксперименты *in vivo* и *in vitro*. Требуют развития биотические аспекты литологии, связанные с биоминерализацией, биофильтрацией, биотурбацией осадка и биоэрозией горных пород, с геохимической ролью биотиты в процессах мобилизации, транспорта и седиментации вещества, с ролью биоты в процессах диагенеза и литификации осадка и многое другое. Отдельная и очень важная тема, это так называемые «вымершие» типы осадков, которые накапливались преимущественно в специфических условиях биосферы архея и раннего протерозоя. Решение таких проблем обеспечивает необходимость составления банков данных по минералогическому и химическому составу осадочных комплексов, обобщение по типам пород и по условиям осадконакопления.

Прокомментируем далее перспективные направления нашей науки.

Первое. Одна из главнейших задач, на базе которой будут развиваться прочие направления литологии, сводится к дальнейшему наведению «моста» между нашими знаниями о современном седиментогенезе и реконструированиям такового в геологическом прошлом на основе сравнительно-литологического принципа методологии исследования (см. выше). Следовательно, большую актуальность приобретает накопления и осмысление информации о современном осадкообразовании, в особенности о процессах, формирующих структурно-текстурные особенности осадков (форму их зерен, степень сортировки, характер слоистости, включений и проч.), которые будут восприняты геологами как признаки определенных ландшафтно-динамических сред седиментации и затем сопоставляемы с признаками допозднекайнозойских осадочных пород. В таком аспекте наиболее актуальны исследования океанской седиментации, учитывая неполноту наших знаний о ней, так как площадь покрытия дна океанов людскими пунктами наблюдения пока еще не идет ни в какое сравнение с изученностью суши. Конкретизируя задачи изучения современного океанского седиментогенеза, мы полагаем, что

наиболее приоритетными из них будут такие: 1) На основе разработанных в ИО РАН методик и приборной базы продолжить специальное изучение способов, закономерностей и количественных оценок продуктов транспортировки в атмосфере и гидросфере микро- и наночастиц, роль участия которых в осадочном процессе до сих пор недооценивалась. Это направление работ школы академика А.П. Лисицына [2, 3], апробированное в основном на акваториях Белого, Балтийского и Каспийского морей и нуждающееся в дальнейшем глобальном охвате разных акваторий и их питающих провинций. Вероятный результат – пересмотр известных ныне представлений о глобальных законах, управляющих механогенными и био- хемогенными процессами континентальной и океанской седиментации. 2) Продолжить раскрытие закономерностей биофильтрации [2] наноматериала при седиментогенезе. 3) Развивать исследование подводных гидротермальных процессов в аспекте оценки баланса веществ экзогенной и эндогенной природы при глубоководном минералогенезе и рудогенезе (фосфориты, цеолитолиты, железо-марганцевые, сульфидные и др. руды). До сих пор ещё не поставлена точка в споре о приоритетности континентальной или эндогенно-вулканогенной поставки веществ для океанского седиментогенеза. 4) Детальное исследование текстурных и структурных особенностей, свойственных различным генетическим типам и разновидностям океанских и морских осадков применительно к дальнейшим актуалистическим сопоставлениям их с особенностями строения дочетвертичных образований, вскрытых на суше эрозией или скважинами. 5) Приоритетное значение должно получить исследование своеобразия процессов седиментогенеза на шельфе морей Арктики.

Второе. Тут очень важный аспект – комплексные литолого-минералогические и геохимические исследования керн глубоководных скважин. Они «наведут мостик» между нынешними знаниями о процессах седиментогенеза и недостаточно известными нам закономерностями раннего литогенеза (диагенез – начало катагенеза). Поэтому доступность (или

недоступность) нам материалов глубоководного бурения непосредственно повлияет на удержание приоритетов отечественной литологии в данной области, либо обречет её на безнадежное отставание от уровня мировых стандартов. Важно это и по ещё одной причине. До сих пор о процессах диагенеза и раннего катагенеза приходилось судить преимущественно на основе стадийного анализа только части свойственных им признаков, которые сохранились в реликтах на фоне более глубоких и многоэтапных изменений пород, присущих стратисфере теперешних континентов. Там, даже неглубоко залегающие и едва затронутые ранним катагенезом отложения платформенных чехлов подвергались гипергенным либо регрессивно-эпигенетическим преобразованиям под влиянием атмосферных и подземных вод прежде, чем они стали объектом нашего изучения. Последиагенетические новообразования литологи научились «выводить за скобки», но, все же, желательно изучать последствия процесса в его чистом виде. А изначальную чистоту процесса может представить только длинная колонка кернов в подводной скважине. Такие материалы, вероятно, сохранились у литологов от работ последней четверти XX в., но их сейчас явно недостаточно для развития учения о диагенезе. Добавлю: процессы диагенеза нередко имеют решающее значение для рудогенерации, что усиливает значимость рекомендуемого здесь аспекта исследований.

Третье. Надо продолжить исследование подводно-вулканических и гидротермальных процессов в недрах океана и их взаимосвязи с рудогенезом и раннедиагенетическими минерально-структурными преобразованиями осадков. Продолжить также выявление аналогичных или гомологичных образований в докайнозойских геологических формациях нынешних континентов.

Четвертое. Особого внимания заслуживает развитие стадийного анализа (СА) внутрискатисферных процессов породообразования. Это главное направление работ одного из авторов проекта концепции [6, 9, 10]. Сегодня накопленные геологами знания выводят нас на *этап качественного переосмысления концептуального подхода к принципам исследования*

стратисферы. Она рассматривалась и до сих пор рассматривается многими геологами и, в частности, тектонистами, как относительно инертное тело, деформируемое под воздействием внешних сил, а в металлогении осадочная оболочка привлекла к себе внимание в основном в аспекте ее коллекторских свойств (благоприятных или неблагоприятных для миграции рудоносных флюидов) или в аспекте познания эпигенетических околорудных изменений осадочных пород и возможных их донорских качеств применительно к рудному телу. *Нами же стратисфера будет рассматриваться как самоорганизующаяся и динамично развивающаяся органо-минерально-породно-флюидная система, которая сама в определенных обстоятельствах активно влияет на постседиментационный рудогенез.* Это открытая система, которая постоянно стремится достичь состояния физико-химической равновесности с периодически обновляемой средой своего местопребывания. Она *постоянно подпитывается энергией и веществом как сверху, так и снизу, и она отдает свою энергию процессам фазовой дифференциации своих собственных веществ на многих системных микро- и макроуровнях.* Именно в противоречии «система-среда» заложена суть движущих сил для большинства механизмов постседиментационных породных изменений, включая сюда стратиформный рудогенез и нефтидогенез. В таком аспекте весь осадочный процесс будет воспринят исследователями как результат взаимодействия, обмена осадочным веществом и энергией между разными сферами планеты. Этот результат оставляет о себе память, которую можно истолковывать посредством стадийного анализа последовательности минерально-структурных превращений многих пород и породных ассоциаций. Накопленные теперь о них сведения дают нам основание утверждать, что *литогенетический процесс, протекающий в интервале времени между накоплением осадка и его превращением в кристаллический сланец по своей масштабности адекватен региональному метаморфизму, и, так же как метаморфизм, он импульсивен.* Раскрытие механизмов и причин этой импульсивности (имеющее прямое отношение к проблемам генезиса углеводородного сырья и стратиформных

руд) в дальнейшем составит суть *научной темы*: «процессы и факторы в зоне осадкообразования и стратисфере и их моделирование».

Пятое. Исследования СА убеждают нас в том, что *внутристратисферные процессы и их эволюция* в геологическом времени коррелируемы с особенностями геодинамических режимов и с их эволюцией [6, 8]. На литогенез сильно влияет геодинамика, иногда непосредственно, чаще же опосредовано (через рельеф, климат, темпы погружений или воздыманий дна бассейна и проч.). Следовательно, *целесообразно впредь развивать научную тематику: «литогенез и геодинамика геосфер»*. Она объединит научные интересы литологии и геотектоники на паритетных началах. То есть литологи не станут механически вкладывать данные их бассейнового анализа в прокрустово ложе той или иной готовой геодинамической концепции, но, напротив, предоставят тектонистам объективные итоги применения к осадочным комплексам методов СА, ГА и ЛФА (см. выше) с целью их осмысления и геодинамической интерпретации, сверяемой с данными др. наук.

Шестое. Разработка вышеназванных проблем осуществима в тесной взаимосвязи с интересами учения о полезных ископаемых. Здесь одним из перспективных направлений являются *исследования роли литологических факторов формирования полигенетических стратиформных руд* цветных, благородных и др. металлов в терригенных и карбонатных формациях. Рекомендуется приступить к исследованию наименее изученных факторов мобилизации и надкларкового концентрирования металлов на водосборных площадях и внутри полей бассейнов седиментации, у которых через десятки и сотни млн. лет, во времена прохождения вещества через стадии катагенеза и метагенеза, эти металлы перераспределяются на внутристратисферных уровнях и переносятся внутриформационными (элизионными) горячими гидротермами на новые геохимические барьеры, формируя там рудные залежи под воздействием эндогенных динамотермальных факторов. Тематика: *«литогенез и стратиформный рудогенез»*. Её надо увязать с тематикой исследования многих др. видов полезных ископаемых и россыпей.

Седьмое. Всецело развивать нефтегазовую литологию, развивая традиции школ чл.-кор. АН СССР Н.Б. Вассоевича и нынешних академиков А.Э. Конторовича и А.Н. Дмитриевского. Одно из главных вниманий направить на генезис коллекторов и флюидоупоров (седиментогенный и постседиментационный), механизм процессов их формирования и системный анализ факторов влияния на это. Еще раз обратиться к механизмам нефтегенерации и миграции в стратисфере; к количественным оценкам внутрискратисферных фазовых дифференциаций веществ и к балансу соотношения экзогенных и эндогенных факторов формирования углеводородных месторождений.

Восьмое. Это дальнейшее воспроизводство кадров высококвалифицированных литологов и вовлечение их в академическую науку. Надо активизировать начавшийся недавно процесс издания современных учебников и методических пособий [8, 9, 10], а при разработке службами Минобрнауки Государственных образовательных стандартов (ГОСов) нового поколения *повысить количество почасовой педагогической нагрузки для чтения в вузах России лекций и лабораторных практикумов по курсам «Литология» и «Учение о фациях с основами палеогеографии».*

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выше был конспективно рассмотрен перечень научных задач, которые необходимо реализовать для возрождения и развития литологии. А для реализации этих задач потребен ряд практических мер, перечень которых я привожу дословно, по тексту доклада академика М.А. Федонкина на ноябрьском 2009 г. заседании Бюро ОНЗ РАН (см. во вводной части). Эти меры включают техническое переосмысление существующих и создание новых лабораторий в системе Академии наук и Высшей школы. Нужны также новые исследовательские суда, отвечающие по оснащению новым задачам. Необходимо проведение комплексных наземных и морских экспедиций, одновременно решающих несколько задач разными методами. Совершенно необходимо активизировать создание современных учебников и

образовательных интернет-ресурсов в области литологии, вовлечение ведущих отечественных и зарубежных специалистов в учебный процесс по литологии. Современные учебники по литологии должны стать совместным проектом специалистов Академии наук и Высшей школы. Надо расширять участие студентов ВУЗов в академических исследованиях как можно раньше.

Необходимо увеличивать участие отечественных специалистов в крупных международных проектах и научных форумах, и многое другое. Особо следует подчеркнуть важность участия Российских специалистов в Международной программе глубоководного бурения. За неуплату взносов мы оказались отрезанными от этой крайне важной программы. Важно и то, что некоторые методы подводного бурения переходят на сушу – это, прежде всего, бурение донных осадков озер, представляющих собой непрерывную и очень подробную летопись длительностью в несколько миллионов лет, как, например, бурение на Байкале.

Нам надо активнее присоединиться к международной программе Евробурения, особенно в части глубоководного бурения в Арктике. В странах Европейского сообщества запланировано строительства новых ледоколов, в числе которых «Аврора Бореалис» с двумя шахтами для проведения непрерывного бурения и других операций без выноса оборудования за борт. Мера нашего участия будет определяться размером вклада России в финансирование строительства судна. Германия вкладывает на это 45% средств. Проект этот настолько важен, что заслуживает обсуждения на высшем правительственном уровне.

Все перечисленные меры требуют радикального увеличения финансирования работ, связанных с литологическими исследованиями и с подготовкой специалистов. Объем требуемого финансирования, его структуру и динамику нам также желательно представлять, чтобы верно планировать научно-организационную деятельность в Академии наук и за ее пределами.

В заключение автор выражает свою глубокую признательность всем коллегам из многих научно-исследовательских организаций и ВУЗов,

написавшим и высказавшим ценные дополнения и пожелания к первоначальному варианту данного текста, в особенности В.П. Алексееву, А.И. Антошкиной, Л.Г. Белоновской, Ю.К. Бурлину, Л.П. Гмиду, Н.Н. Зинчуку, А.В. Ивановской, А.И. Конюхову, Г.А. Кринари, М.А. Левитану, А.П. Лисицыну, А.В. Маслову, Н.С. Окновой, Е.А. Предтеченской, О.М. Розену, Н.А. Соловьевой, М.И. Тучковой, М.А. Федонкину, В.Н. Холодову, Л.Г. Черновой, Т.А. Шардановой, Т.Д. Шибиной и Я.Э. Юдовичу.

Полагаю, что и этот текст не исчерпал всех актуальных для развития литологии проблем, но надеюсь на то, что он будет принят нашими учеными как основа для дальнейших коллегиальных обобщений.

Литература:

1. Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Мат-лы 3-го Всероссийского литологического совещ. М.: Изд-во Мос. ун-та, 2003. 430 с.
2. *Лисицын А.П.* Литология литосферных плит // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 4. С. 522-559.
3. *Лисицын А.П.* Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого океана» // Геология и геофизика. 2004, т. 45, № 1. С. 15-48.
4. Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений. Мат-лы 2-го Всероссийского литологического совещания. Сыктывкар: Геолпринт. 2001. 262 с.
5. Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование). Мат-лы 4-го Всероссийского литологического совещ. М.: ГЕОС. 2006. Т. 1, 400 с.
6. Проблемы литологии, геохимии и осадочного рудогенеза / Отв. ред. О.В. Япаскурт. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. 253 с.
7. Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Мат-лы 5-го Всероссийского литологического совещ. М.: ГЕОС. 2008. Т.1-451 с.; Т.2-498 с.
8. *Тимофеев П.П.* Эволюция угленосных формаций в истории Земли. М.: Наука, 2006. 204 с.
9. *Япаскурт О.В.* Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного пороодо- и рудообразования. Учеб. пособие. М.: ЭСЛАН. 2008, а. 356 с.
10. *Япаскурт О.В.* Литология: учебник для студ. высш. учеб. заведений. М.: Издательский центр «Академия». 2008, б. 336 с.
11. *Япаскурт О.В.* Основы концепции развития литологических исследований на современном уровне: Проект для обсуждения на 6-ом Всероссийском литологическом совещании 2011 г. М.: МАКС Пресс. 2010. 30 с.

СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (ЮГ И ЮГО-ВОСТОК ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Т.П.Аксенова

ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск, AksenovaTP@ipgg.nsc.ru

На территории Западной Сибири геттанг-ааленские отложения представлены чередованием песчано-алевритовых пачек (зимний, шараповский, надояхский горизонты) и глинисто-алевритовых (левинский, китербютский, лайдинский горизонты) [1]. В данной работе рассмотрены нижнеюрские отложения в Нюрольском и Тымском районах Обь-Тазовской переходной области и в Омском, Колпашевском и Ажарминском районах Обь-Иртышской континентальной области.

Урманская свита включает в себя три подсвиты: нижнюю (зимний горизонт, средний плинсбах) с песчаными пластами Ю₁₇, среднюю (левинский горизонт, начало позднего плинсбаха) алеврито-глинистого состава и верхнюю (шараповский горизонт, конец позднего плинсбаха) с песчаными пластами Ю₁₆. В нижнеурманской подсвите в Нюрольском районе основная роль принадлежит песчаникам, иногда содержащим прослой конгломератов и гравелитов; в ряде скважин наблюдаются брекчии мощностью до 3 м, в отдельных скважинах – аргиллиты и алевролиты и их углистые разновидности. Отношение бора к галлию в аргиллитах (фр. < 0.002 мм) в Южно-Урманской скв. № 2 и в Гордеевской скв. №1 составляет 3,8-4,7. На диаграмме Дегенса (В - Ga) все точки располагаются в поле пресноводных отложений. Большая изменчивость литологического состава снизу вверх и по латерали, частое присутствие грубообломочных пород, резкие границы между пачками различного состава свидетельствуют об аллювиальным и пролювиально-делювиальным генезисе отложений. Осадки средней подсвиты накапливались в крупном озерном

водоеме, в отдельные промежутки времени с севера происходило вторжение морских вод, о чем говорят находки фораминифер и геохимические данные.

Нижнеурманская подсвета (5,5 м) в скв. Толпаровская-2 (Тымский район) сложена песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов и конгломератов. Особенности состава и строения позволяют отнести эти отложения к проксимальной части аллювиально-пролювиального конуса выноса. Для нижней части среднеурманской подсветы (15 м) характерны алевролиты с различно окатанным гравием, для верхней части – переслаивание мелкозернистых алевролитов и аргиллитов. В составе аргиллитов и алевролитов (фр. < 0,002 мм) преобладает слюда мусковитового типа (75-85 %). Соотношение изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$) в органическом веществе пород из верхней части (-26,95...-26,4 ‰) соответствует органическому веществу террагенного типа. Отношение бора к галлию составляет 4,2-4,3. Накопление нижней части подсветы связано с береговой частью обширного бассейна с выносом в него терригенного материала временными потоками. Формирование верхней части происходило в пресноводном водоеме в условиях слабой гидродинамической активности вод. Верхнеурманская подсвета (5 м) представлена циклитом с уменьшением крупности материала от мелко-среднезернистых песчаников до аргиллитов.

В составе нижнеурманской (100 м) и верхнеурманской подсвет (9 м) в скв. Восток-3 (Ажарминский район) явно преобладают песчаники различной крупности. Среднеурманская подсвета (20 м) характеризуется уменьшением крупности материала снизу вверх от алевролитов и песчаников до переслаивания алевролитов и аргиллитов. Накопление отложений нижней и верхней подсвет происходило в стречневых частях рек разветвленного типа, среднеурманской подсветы – в условиях пойменной равнины.

Китербютский горизонт (нижняя половина нижнего тоара) представлен тогурской и иланской свитами. В Нюрольском районе тогурская свита сложена в основном аргиллитами и алевролитами, изредка присутствуют прослой алевропесчаников и угли. Выделены аргиллиты нескольких типов,

различающиеся цветом, текстурой, содержанием органического вещества и составом глинистых минералов. Основные глинистые минералы: гидрослюда, каолинит, хлорит, бертьерин. Отношение бора к галлию меняется от 4 до 6,5. В отдельных скважинах зафиксированы конхостраки и акритархи. Приведенные данные свидетельствуют о накоплении отложений в бассейне, характеризующемся разнообразным составом вод, в основном слабым гидродинамическим режимом, периодическим его заболачиванием. На ряде площадей в Колпашевском районе были развиты лагунные условия с отложением глин, характеризующихся высоким отношением бора к галлию, и повышенным содержанием органического вещества, содержащих микрофитопланктон прибрежно-морского типа, чешую рыб и ракообразные.

Тогурская свита в скв. Толпаровская-2 существенно опесчанена. Нижняя, охарактеризованная керном часть разреза, представлена в подошве мелкозернистыми песчаниками, сменяющимися аргиллитами и алевролитами и их тонким переслаиванием. Довольно низкое отношение бора к галлию (4,0-5,2) указывает на слабую соленость вод, а величина $\delta^{13}\text{C}$ (-28,18...-26 ‰) – на накопление органического вещества террагенного типа. В Ажарминском районе выделены тогурская и иланская свита. Тогурская свита, вскрытая скв. Восток-1 (15 м), также опесчанена. В иланской свите, вскрытой скв. Восток-3 (41 м) и Восток-4 (25 м), основное значение имеют алевролиты и аргиллиты. В скв. Восток-1 встречены прازیнофиты, а в скв. Восток-4 прازیнофиты, акритархи и единичные диноцисты. Накопление материала происходило в бассейне с меняющейся соленостью и изрезанной береговой линией.

В Нюрольском районе салатская свита (надояхский и лайдинский горизонты, верхи нижнего тоара - низы верхнего аалена) достигает мощности 100 м. Свита состоит из одного или нескольких алевроито-песчаных пластов Ю₁₅, сменяющихся вверх по разрезу алевроито-глинистой пачкой. Иногда, непосредственно над тогурскими отложениями, залегает алевроито-глинистая пачка, переходящая вверх в пласт Ю₁₅. Особенностью свиты является наличие в её составе конгломератов, нередко с размывом залегающих на подстилающих

породах, гравелитов, ритмичное строение отложений внутри песчаных пластов. Строение свиты, большая мощность глинисто-алевритовых пачек, иногда сравнимая с мощностью песчаных пластов, дают основания отнести отложения к аллювию меандрирующего типа со сменой вверх озерными отложениями с прослоями пород морского генезиса. Последние характеризуются высокими значениями отношения бора к галлию (до 7). В Омском и Ажарминском районах распространена пешковская свита, сложенная песчаниками с прослоями конгломератов, гравелитов и брекчий. Её мощность в Ажарминском районе достигает 250 м. Явное преобладание в составе свиты песчаного материала над алеврито-глинистым, грубый состав, часто плохая сортировка обломочного материала, свидетельствуют о существовании в это время на данной территории рек разветвленного типа с большой грузоподъёмностью. Реки разветвленного типа были характерны и для Тымского района. Данные по содержанию бора (38-74 г/т), галлия (12-16 г/т) и их отношению (2,8-4,6) из верхних частей свиты в скв. Толпаровской-2 этого района соответствуют пресному составу вод.

Таким образом, в самом начале юры практически для всех изученных районов были характерны делювиально-пролювиальные и аллювиальные комплексы отложений, сменившиеся бассейновыми отложениями различной солёности раннего тоара. Речные системы раннего тоара – позднего аалена отнесены нами как к меандрирующему, так и к разветвленному типу. Накопление пресноводных озерно-пойменных отложений в лайдинское время в некоторых районах нарушалось проникновением морских вод.

Литература

1. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003 г. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004, 114 с.

О СИНЕРГЕТИЧЕСКОМ МИРОВИДЕНИИ В СЕДИМЕНТОЛОГИИ

В.П. Алексеев

Уральский гос. горный университет, Екатеринбург, *igg.lggi@ursmu.ru*

На предыдущем совещании в режиме «за» и «против» была рассмотрена целесообразность использования представлений о нелинейности процессов и их самоорганизации, применительно к нефтегазовой литологии [1]. Отметим, что даже небольшой промежуток времени, разделяющий 5-е и 6-е совещания, оказался отмечен рядом публикаций по затрагиваемому вопросу, причем весьма разного характера. С одной стороны – продолжается активное внедрение синергетического мировидения в геологические исследования (например, [5]). С другой – усиливаются предостережения о девальвации и размытости синергетических представлений. Так, отмечается, что в публикациях ряда авторов «... синергетика из «междисциплинарной методологии», которая, впрочем, еще убедительно не обоснована, уже превращается в религию мира» [4, с. 29].

Будучи склонными к широкому применению идей синергетики, мы использовали их в своих исследованиях применительно к Западно-Сибирскому осадочному мегабассейну (ЗСОМБ) вообще, и тюменской свите Шаимского нефтегазоносного района (НГР) – в частности [7, 8]. В очередной монографии по этому объекту была выполнена верификация полученных *конкретных результатов* некоторым теоретическим конструктам, содержащимся в новой разработке, касающейся темпомиров и временных шкал [2]. Приведем эти представления в расширенном и дополненном виде, в сравнении с изложенными в нашей работе [7, с. 199-201] (Таблица).

Таблица

<p align="center"><i>Синергетическое мировидение [2]: некоторые положения</i></p>	<p align="center"><i>Реализация представлений для рассмотренных реальных объектов Западно-Сибирского осадочного мегабассейна (ЗСОМБ)</i></p>
<p>1 (стр. 22-23) ... второе начало термодинамики, говорящее о росте беспорядка (энтропии) в замкнутых системах, теряет свою силу для открытых нелинейных систем, изучаемых синергетикой. Локализованные, быстро развивающиеся структуры существуют за счет возрастающей хаотизации среды, на основе производства в ней энтропии. Структуры горения как бы интенсивно «выжигают» среду вокруг себя. И организация (порядок), и дезорганизация (энтропия) увеличиваются одновременно. На пике обострения процесса разогрева и «подбирания» границ тепла структура становится чрезвычайно шаткой, чувствительной к малейшим флуктуациям, случайным изменениям хода процесса. Они способны инициировать распад сложной структуры или же вывести на иной, противоположный режим – режим спада температуры и расползания тепла.</p>	<p>Указанное непосредственно относится к рубежам <i>перестройки</i> или изменения геологической «жизни» территории, имеющим тектоническую (s. l.) природу. Особенно ярко это выражено для границы нижнеплитного и собственно плитного этажей (отражающий горизонт – ОГ Т). Интересно и значимо, что в новых структурах «расползания тепла» (читай – смене прибрежно-морских отложений более глубоководными, собственно морскими) сохраняются реликты прежних (вогулкинская толща; «рябчики» коллектора АВ₁⁰; то же для ВК).</p>
<p>2 (стр. 35-36) Под аттрактором понимается состояние системы, к которому она эволюционирует. Наличие спектра потенциально возможных устойчивых структур – аттракторов системы есть просто иное, переформулированное отображение идеи дискретности...</p>	<p>Принципиально, для уровней грануло-, страто- и циклоседиментогенеза этот процесс детально разобран нами в ряде публикаций, в том числе для верхней границы тюменской свиты – в работе [8]; стратиграфических границ в целом – в работе [7].</p>
<p>На графике аттрактор выглядит как схождение траекторий к одной точке или замкнутой петле, в пределах которой регулярно колеблется состояние системы. Точка схождения не зависит от того, из какого места графика тянется траектория, то есть от начальных условий движения...</p>	<p>Это положение находит свою реализацию в выдержанности как ОГ Т (см. выше), так и М и М₁. Особенно важным выглядит сходство механизмов, выраженных в одинаковой реализации стратиграфических границ.</p>

<i>Синергетическое мировидение [2]: некоторые положения</i>	<i>Реализация представлений для рассмотренных реальных объектов Западно-Сибирского осадочного мегабассейна (ЗСОМБ)</i>
Парадоксальность действия аттрактора заключается в том, что он осуществляет как бы детерминацию будущим, точнее предстоящим состоянием системы. Состояние еще не достигнуто, его не существует, но оно каким-то загадочным образом протягивает щупальца из будущего в настоящее. Здесь и встает философская проблема возможности целеполагания в неорганической природе.	Проявление <i>эквивинальности</i> , в принципе вытекающее из закона перехода количества в качество, чрезвычайно удачно работающего при изучении цикличности [3]. Определяет иерархичность в строении структур (в частности – циклов) и т. п. С ним соотносится главная характеристика системы – наличие эмерджентного свойства.
3. (стр. 37) Флуктуации, или незначительные, случайные возмущения в системе, играют, согласно моделям синергетики, тройственную роль.	
<i>Во-первых</i> , они могут выступать как нейтральный фон, ровное взаимно уравновешенное мерцание всей массы внешних помех и внутренних шумов системы, не вносящее в систему заметных отклонений. Даже крупная флуктуация, если она не превысила некоторого порогового значения, гасится всей остальной массой «спокойных» атомов или молекул.	Характерно для внутреннего строения «монотонных» толщ. Именно с этими горизонтами, при их региональном развитии, связано формирование покрывок. В определенной степени это относится к т. н. «базальным» горизонтам», которые в итоге сглаживают, «демпферируют» крупные несогласия, возникающие в результате активных тектонических импульсов.
<i>Во-вторых</i> , флуктуации могут играть роль зародыша нового состояния: при благоприятных условиях отдельная флуктуация способна вызвать разрастание островка неоднородности и нарастающее, кумулятивное усиление возмущения, последствием чего может быть закрепление такого возмущения внутри системы и готовность к изменению состояния всей системы.	Основа самого разделения процесса и его результата на некоторые интервалы разреза, с направленной сменой состояний. В общем плане это <i>литоциклы</i> , представляющие самостоятельный уровень организации геологических тел и обладающие четкой иерархичностью [3].
<i>В-третьих</i> , флуктуация может играть роль спускового крючка или «последней капли», когда в системе, уже достигшей высокой степени неравновесности и нестабильности, потенциально готовой к скачку, он мгновенно инициируется возникшим возмущением. Это явление называют феноменом самоорганизующейся критичности.	Явление сжато рассмотрено нами в ряде работ, в том числе [8]. Оно также особенно характерно для уровня циклоседиментогенеза. В стратиграфии часто микшируется скольжением (диахронностью) границ, в соответствии с законом Головкинского.

Выполненное сравнение, по нашему мнению, достаточно убедительно *верифицирует* как общие положения синергетического мировидения на конкретных геологических объектах, так и получаемые результаты с позиций их осмысления в рамках реализации нелинейных самоорганизующихся процессов. В целом это вполне вписывается в общий процесс движения познания, учитывающий несомненную и необходимую «вмонтированность» геологических процессов в общий контекст глобализации науки «в неживой природе, органическом мире и социальной жизни» [6].

Литература

1. *Алексеев В.П.* Использование представлений о нелинейности в нефтегазовой литологии: pro et contra // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Матер. 5-го Всерос. литол. сов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. Т. 1. С. 13-16.
2. *Алюшин А.Л., Князева Е.Н.* Темпомиры: Скорость восприятия и шкалы времени. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 240 с.
3. *Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П.* Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1991. 336 с.
4. *Жилин В.И.* Синергетический сциентизм: Критический анализ философско-методологических оснований. М.: КРАСАНД, 2011. 192 с.
5. *Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М.* и др. Самоорганизация рудных комплексов. Синергетические принципы прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2009. 392 с.
6. *Моделирование* нелинейной динамики глобальных процессов. М.: Изд-во МГУ, 2010. 412 с.
7. *Стратиграфия* и палеогеография мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Шаимского нефтегазоносного района. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010. 257 с.
8. *Строение* и корреляция отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. 227 с.

О РАМОЧНЫХ ГРАНИЦАХ ПРИМЕНЕНИЯ ПРИНЦИПА АКТУАЛИЗМА В СЕДИМЕНТОЛОГИИ

В.П. Алексеев¹, Э.О. Амон²

¹ Уральский гос. горный университет, Екатеринбург, igg.lggi@ursmu.ru

² Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Amon@igg.uran.ru

Середина истекшего XX века охарактеризовалась активной полемикой сторонников и противников использования при изучении осадочных пород методологического принципа *актуализма*. В формулировке Ч. Лайеля и в наиболее общем виде принцип дается следующим образом: «Настоящее есть ключ к познанию прошлого». Наибольшей остроты полемика достигла во время проведения Совещания по осадочным породам (17-24 ноября 1952 г.), на котором были подведены итоги предшествовавшей дискуссии на страницах журнала «Известия АН СССР, серия геологическая». Упрощая суть разногласий между противоборствующими группировками, напомним, что фокус полемики был сосредоточен на столкновении двух разнонаправленных векторов в познании: 1) невозможности подлинной реконструкции условий протекания древних геологических процессов (Л.В. Пустовалов и его многочисленные сторонники); 2) необходимости и правомерности сравнительно-литологических исследований, опирающихся на актуалистический подход (Н.М. Страхов; содоклад на совещании шести членов Оргкомитета). Вместе с тем, на совещании взаимоисключаемость указанных векторов была сильно смягчена признанием целесообразности и правомерности генетических исследований, с обязательными «поправками на эволюцию» [5].

Анализ потока современной отечественной геологической литературы показывает, что острота постановки проблемы, несмотря на прошедшие более чем полстолетия, не снята. Актуалистические представления, по существу являющиеся униформистскими, в последние два десятилетия самым широким образом используются в седиментологических построениях. Примеров тому много. К чрезмерно гипертрофированному использованию принципа

актуализма прибегают в «модных» сиквенс-стратиграфических реконструкциях, находя сиквенсы в докембрийских осадках; поразительно также то, что клиноформное залегание *морских* по генезису тел кластолитов «распознается» в юрском *внутриконтинентальном* осадочном бассейне Западной Сибири [1]. Неплохой иллюстрацией гиперболизации актуалистического метода (генетические заключения, подгоняемые под идею, почерпнутую из британо-американской литературы) могут служить модельные представления об «эстуариевом» генезисе песчаных пластов-коллекторов аптской викуловской свиты центральных районов Западной Сибири [4].

Рассмотрение проблемы показывает, что во многих случаях при гиперболизации актуалистического подхода исследователи не оговаривают специально граничные условия применения метода. Иными словами, не формулируются ограничивающие рамки, в которых умозаключения, делаемые при интерпретации исходных данных, могут признаны достоверными и доказательными.

Исходя из основополагающих принципов необратимости и эволюционности геологических процессов, а также из методологического анализа проблемы актуализма, проведенного выдающимся седиментологом С.И.Романовским [6], назовем «рамочные» границы в использовании метода актуализма, сформулированные в виде трех векторов направленности исследований.

1. Временной, освещенный в большом количестве фациальных работ. Не вдаваясь, за неимением места, в его суть, ограничимся показом эволюции процессов в осадконакоплении на примере интенсивности нефтеобразования (см. рисунок). Добавим к этому хрестоматийную ситуацию, связанную с возникновением растительного покрова на суше только в середине палеозоя. Соответственно, до этого времени отсутствовали линейно протяженные, закрепленные в пространстве водотоки (реки). В целом очевидна целесообразность широкого применения метода актуализма (s. l.) для мезозоя;

использование «с оговорками» – для палеозоя (в первую очередь позднего); и очень осторожного, «условного» – для предфанерозойских толщ.

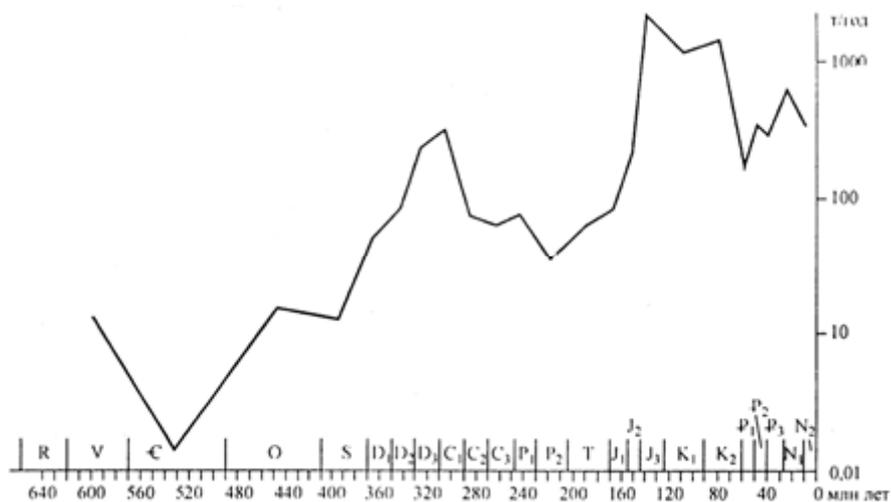


Рис. Эволюция интенсивности нефтеобразования в истории Земли [2]

2. «Латеральный» или сравнительно-пообъектный, заключающийся в желательном сравнении объектов одной или близких эпох осадконакопления. Тем самым сводится к минимуму влияние первого вектора, а принцип актуализма, в понимании Е.В. Шанцера, начинает рассматриваться как «прошлое есть ключ к познанию настоящего» (!) [6, с. 11], и такая трактовка наиболее близка к сравнительно-историческому методу. Данному вектору, в частности, соответствуют многие положения, изложенные в работе Л. Ш. Давиташвили. «Устья таких потоков (дающие в итоге толщи с мощностью во много сотен метров и километры – В.А., Э.А.) позднепермской эпохи не могли образовывать дельт в обычном смысле слова, но при впадении в море давали, по всей вероятности, сплошную, тянущуюся вдоль морского берега полосу осадков, к которым ближе всего стоят из типов нынешних осадков именно дельтовые. Поэтому пока нет специального термина, мы можем условно называть верхнепермские «пестроцветы» дельтовыми отложениями палеозойского типа, или палеодельтовыми, помня, что они существенно отличаются от отложений настоящих дельт, которые мы наблюдаем в современную нам эпоху» [3, с. 192].

3. Методологический, заключающийся в индуктивном подходе к изучению осадочных толщ. Приведем цитату, которую мы нередко используем в качестве оптимального образца индуктивных исследований. «Детальное изучение и описание разреза в обнажении или по керну, составление литологической колонки, определение литогенетических типов и фаций, выделение циклов, составление литогенетических профилей по участкам и районам, составление межрайонных фациальных профилей и, наконец, построение фациальных и палеогеографических карт – таков путь анализа и обобщения материалов исследования, с постоянной взаимной, так сказать «обратной» проверкой исходных данных и предыдущих построений и выводов» [7, ч. 1, с. 120]. Только такими исследованиями может быть обеспечен модельный подход в изучении осадочных толщ, когда в основу предлагаемой (к примеру, фациальной) модели уже закладывается обязательный принцип ее эмпирической проверяемости.

Литература

1. *Алексеев В.П., Амон Э.О.* Внутриконтинентальные юрские клиноформы Западной Сибири: реальность или иллюзия? // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 5-7.
2. *Вышемирский В.С., Конторович А.Э.* Циклический характер нефтенакопления в истории Земли // Геология и геофизика, 1997. Т. 38. № 5. С. 503-517.
3. *Давиташвили Л.Ш.* Эволюция условий накопления горючих ископаемых в связи с развитием органического мира. М.: Наука, 1971, 296 с.
4. *Медведев А.Л., Хэнфорд Р., Лопатин А.Ю. и др.* Новый нефтеперспективный объект – комплекс заполнения врезанных долин в продуктивных пластах викуловской свиты Каменного месторождения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2009. № 1. С. 4-20.
5. Решение Совещания по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 32 с.
6. *Романовский С.И.* Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
7. Стрoение 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. Ч. 1. 1959. 331 с. Ч. 2. 1960. 346 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 15).

ФАКТОРЫ, МЕХАНИЗМЫ И СЛЕДСТВИЯ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ПЕЛАГИЧЕСКОМ ЛИТОГЕНЕЗЕ

Т.Н.Алексеева

Учреждение РАН Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, г. Москва, tania@blackout.ru

Осадочный материал (флювиогенный, эоловый, эндогенный, биогенный), поступивший в пелагическую область океана, подвергается перераспределению на разных стадиях литогенеза под воздействием таких природных процессов, как гидродинамические, сейсмические, биологические и химические. При возрастании скорости придонных течений увеличивается вероятность взмучивания, размыва и переотложения осадков поверхностного слоя, разноса частиц на значительные расстояния. Эти механизмы наиболее эффективны на заключительной фазе предсидиментогенеза (осаждение) и на этапе протосингенеза [6], поскольку дальнейшие процессы уплотнения осадка с потерей влаги затрудняют нарушение его целостности течениями.

Важным гидродинамическим фактором перераспределения вещества являются подводные бури [7]. Значимость их для пелагического литогенеза заключается именно в том, что взмученное вещество может захватываться и переноситься на огромные расстояния более слабыми, но стабильными течениями.

В зонах высокой сейсмотектонической активности наиболее вероятно развитие гравитационных склоновых процессов – обрушение и осыпание коренных пород дна, оползание блоков рыхлых образований, зарождение седиментационных потоков разной плотности: турбидных, разжиженного осадка, зерновых, грязекаменных [8].

В области пелагического литогенеза наиболее широко проявлено оползание осадков. Такие перемещения, как правило, не трансформируются в турбидные потоки. Для развития обрушений, оползней и турбидных потоков благоприятны следующие основные условия: относительно крутые склоны, землетрясения,

интенсивные придонные течения, быстрое накопление на склонах масс осадков, превышающих критические, деятельность бентосных организмов.

Влияние биологического фактора на перераспределение вещества в пелагических областях прослеживается на всех этапах седиментогенеза, сингенеза и раннего диагенеза [6]. При мобилизации, переносе и осаждении исходного материала в перераспределении участвуют такие процессы, как биогенная экстракция (биоассимиляция), биофильтрация, биосорбция и биологический транспорт [2]. В сочетании с гидродинамикой поверхностных и глубинных вод эти процессы обеспечивают избирательное извлечение компонентов, перераспределение их в водной толще, широтно-зональное размещение основных типов осадков на дне.

На этапах сингенеза и раннего диагенеза в перераспределение вещества активно включаются аэробные и анаэробные бактерии, регулируя скорость протекания окислительно-восстановительных реакций [1]. На этих же этапах литогенеза деятельность бентосных сообществ (биотурбуляция) приводит не только к разрыхлению и перемешиванию верхнего слоя осадков, но и к заносу материала этого слоя в нижележащие осадки.

В сингенезе и раннем диагенезе широко проявлены химические и физические механизмы перераспределения вещества в пелагических областях (коагуляция, сорбция, десорбция, диффузия, окисление, локальное восстановление, растворение, осаждение, комплекс гальмиролитических преобразований вулканокластики). В окислительном типе диагенеза органическое вещество Сорг. играет лишь подчиненную роль. Диагенетические процессы здесь имеют в основном физико-химическую природу [4]. Деструкция и минерализация органического вещества осуществляется, главным образом, микробиологическими процессами. Именно сульфатредуцирующие бактерии ответственны, вероятно, за локальное образование сульфидов железа в продуктивных зонах области пелагического литогенеза.

Аутигенное минералообразование в пелагиали в основном приурочено к разделу вода – дно (стадия седиментогенеза) и слабо связано с

перераспределением элементов в условиях окислительного типа литогенеза [6]. Вблизи этой границы реализуется коллоидно-химический механизм формирования железо-марганцевых конкреций, корок и микроконкреций. На разделе вода – осадок может образовываться целестобарит. Сингенетическими являются также палагонит, филлипсит, Fe-сметтит.

При выявлении признаков перераспределения осадочного материала в пелагических областях необходимо учитывать следующие основные параметры: текстурные, структурные, химические и минералогические особенности осадков, их цвет, влажность и плотность величины Eh и pH, характер границ раздела, возрастные соотношения в осадках биогенных остатков, глубину океана в месте отбора монолитов, макро- и микрорельеф дна, гидродинамический режим, сейсмо-тектоническую позицию региона и др.

Вертикальные седиментационные потоки создают в области пелагического литогенеза один литодинамический тип осадков – пелагиты, включающий миопелагические глины, биогенные кремнистые и карбонатные илы. К пелагитам условно относят нефелоидиты [3].

В гидродинамических потоках вода всегда преобладает над твердой фазой, и они взаимодействуют с поверхностью дна, обмениваясь энергией и веществом. Отложения гидродинамических потоков принадлежат двум основным литодинамическим типам – каррентитам (придонных течений) и контуритам.

К гравитам относятся подводно-оползневые, подводно-обвальные, подводно-осыпные образования, а также отложения, связанные с медленным сползанием осадков под действием силы тяжести (крином) и разнообразными гравитационными потоками, включая турбидные. Именно турбидиты наиболее широко распространены в области пелагического литогенеза.

В условиях пелагиали наблюдается лишь примесь грубообломочного материала ледового и айсбергового разноса в осадках приантарктической зоны. Тонкодисперсный материал («ледниковая мука») также не формирует

самостоятельных литодинамических типов осадков, обезличиваясь в пелагической взвеси после таяния льдов и разноса течениями.

Автохтонными является подводно-эволюционная группа отложений, которые не связаны с перемещением твердого осадочного вещества, а накапливаются на месте путем био– или хемогенного осаждения растворенных компонентов, либо за счет физического либо химического выветривания коренных пород дна. В эту группу входят железо-марганцевые корки, микро– и макроконкреции, а также гальмиролититы – существенно аутигенные эпипелагические глины и цеолититы [6].

Геологические работы, включая глубоководное бурение, свидетельствуют о многочисленных стратиграфических перерывах в разрезах океанских осадков любого возраста – от поздней поры до голоцена. По степени выраженности различаются перерывы явные и скрытые [5], а по площади распространения – глобальные, региональные, локальные. В разрезах нередко кратковременные скрытые перерывы (резко замедленная седиментация). Для границы скрытого перерыва характерны повышенные концентрации Mn, Ni, Co, Cu, иногда также Fe, Al, K, Li, Pb, однако количество Cr и Zn обычно падает относительно фона.

Литература

1. Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 272 с.
2. Лисицын А.П. Биогенная седиментация в океанах и зональность // Литология и полезные ископаемые. 1977. №1. С. 3–24.
3. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 304 с.
4. Остроумов Э.А. Предисловие // Геохимия диагенеза осадков Тихого океана: (Трансокеанский профиль). М.: Наука, 1980. С.3–5.
5. Свальнов В.Н. Геохимические неоднородности в разрезах пелагических осадков как показатель перерывов седиментации // Литология и полезн. ископаемые. 1986. №6. С. 28–44.
6. Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 256 с.
7. Холлистер Ч.Д., Науэлл А.Р., Джумарс П.А., Неспкойные глубины. // В мире науки 1984. №5. С. 4–16.
8. Middleton G.V., Hampton M.A. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows // Marine sediment transport and environmental management. N.Y.; Wiley, 1976. P. 197–218.

КАНАЛЫ НА ДНЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

А.К. Амбросимов

ИОРАН, Москва, Ambrosimov@ocean.ru)

В 2010 году в экспедиции Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в северо-западной части Среднего Каспия было выполнено сейсмопрофилирование палеорула Волги, обнаруженного ранее на дне моря. Поперечные разрезы профиля каньона выполнены с помощью высокоразрешающего профилографа SES-2000 с глубины моря 80 м и до выхода палеоканьона в глубоководную часть Дербентской котловины на глубине 400 м. На площадке размерами 45х5 км выполнено 98 галсов с длинами по 5 км и с расстояниями между галсами от 200 м до 2 км (см. рис. 1). По данным измерений SES-2000 глубина каньона составляет от 30 до 60 м относительно дна моря и ширина – от 1 до 2 км. Генеральное простирание русла наблюдается в юго-восточном направлении.

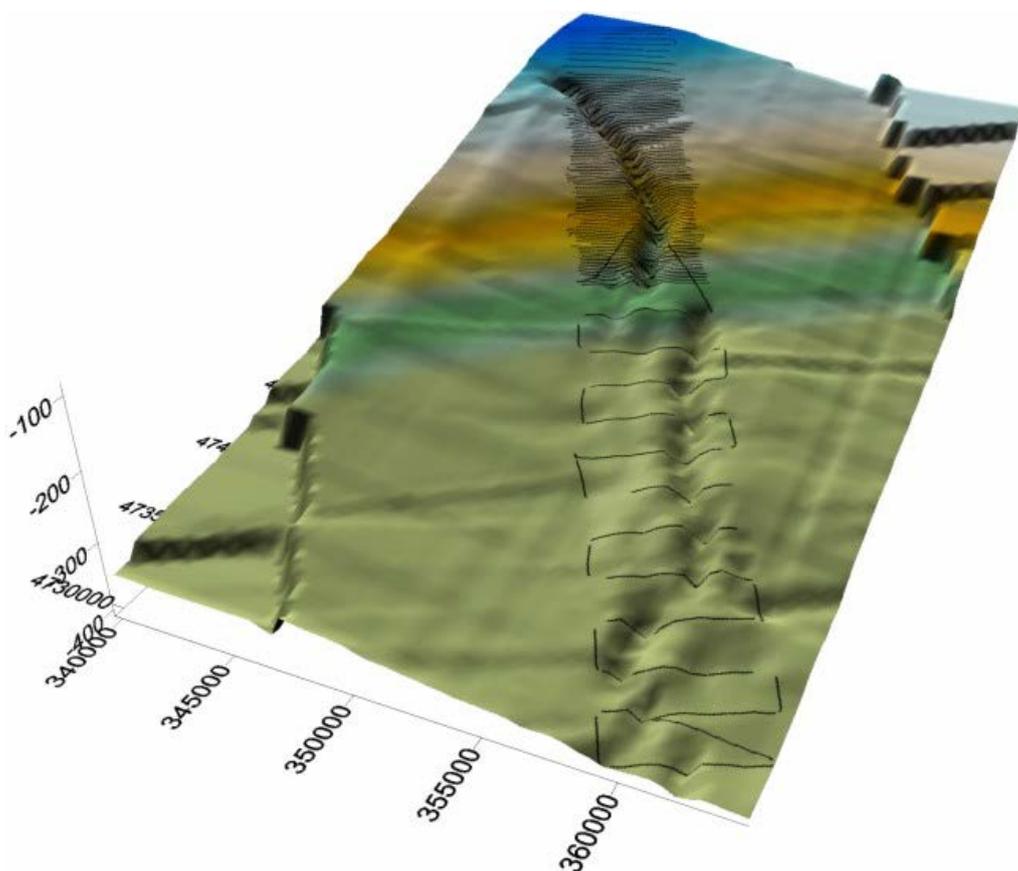


Рис. 1. Трехмерное изображение палеоканьона Волги со схемой галсов по данным сейсмопрофилирования в 35-м рейсе НИС «Рифт» в Каспийском море 05-07.06.2010 г.

Геометрия разрезов палеоруслу указывает на то, что оно не заилено, промывается и является действующим. На рисунке 2 в качестве примера представлен характерный поперечный разрез русла. Ширина поперечного разреза палеоканьона Волги на глубине 215 м составляет около 2 км и глубина – около 40 м. Сейсмические разрезы по галсам были выполнены по направлению с северо-востока на юго-запад. На глубине моря около 400 м палеорусло широким раструбом выходит в глубоководную часть Дербентской котловины. В устье палеорусла Волги прослеживается конус выноса взвешенного материала. Почти на всех записях в осадочной толще наблюдаются погребенные каньоны в основном V-образной формы, крупные и мелкие по мощности и простиранию погребенные конусы выноса. Реликтовые эрозионные врезы – погребенные каньоны на профилях, чаще всего, приурочены к современным каньонам.

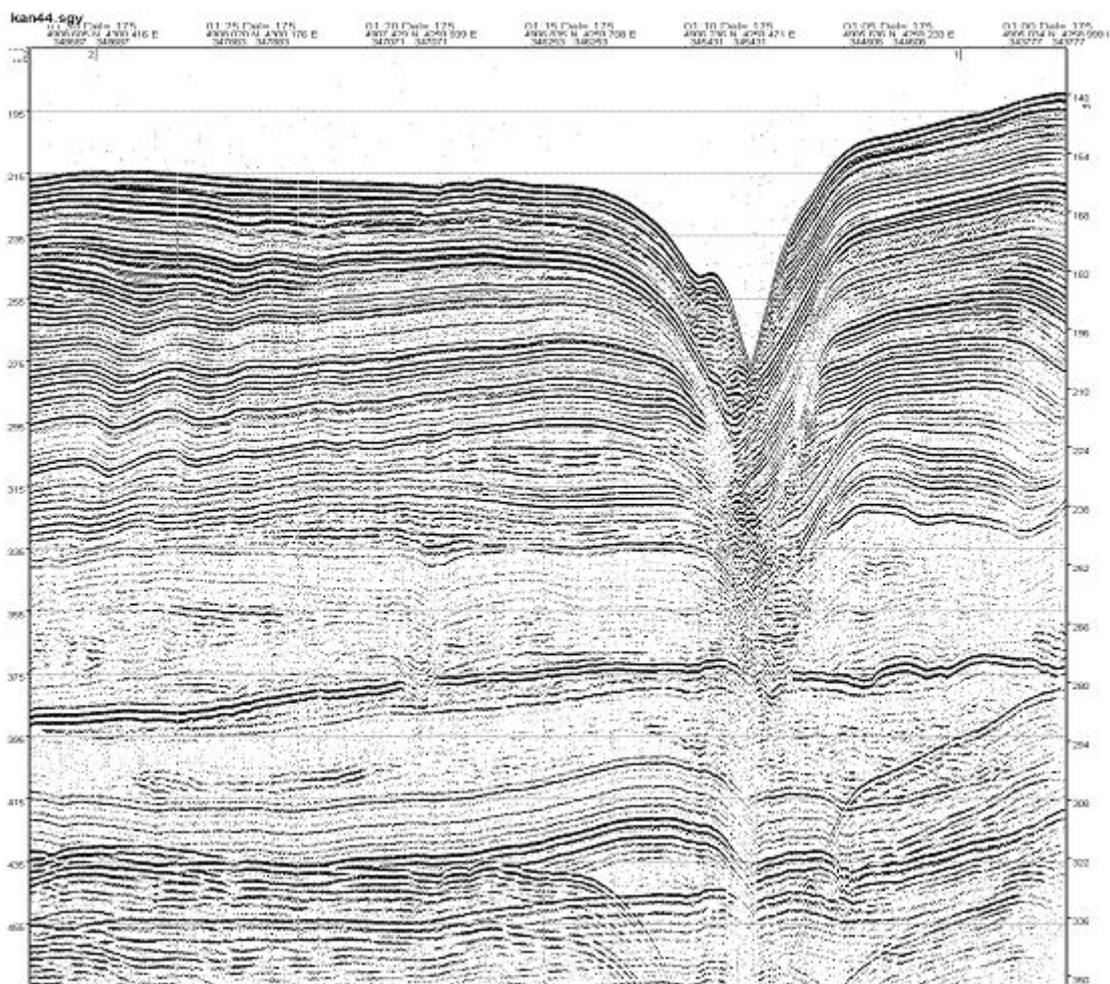


Рис. 2. Поперечный разрез палеорусла Волги на глубине 215 м с аккумулятивной террасой на восточном борту каньона

Почти на всех разрезах правый (западный) борт каньона выше левого (рис. 1 и 2). При транзите наносов в виде суспензионно-мутьевых потоков взвеси легкие фракции силой Кориолиса отклоняются вправо и вверх, формируя местами прирусловой вал. Погребенные каньоны маркируются неглубоким на 2-3 метра понижением в рельефе дна, с шириной менее 1 км. Видимая мощность заполнения каньонов достигает 50 м.

Иногда на левых склонах каньона наблюдаются аккумулятивные террасы, которые могут быть связаны с поворотом русла, когда поток наносов замедляет скорость течения у левого борта и вызывает отложение более тяжелых фракций переносимого вещества (рис. 2).

Для распределения взвеси характерны высокие концентрации в верхнем перемешанном слое, которые затем постепенно снижаются и под слоем скачка становятся незначительными. В придонном слое концентрация взвеси минимальна, что также подтверждено данными распределения мутности у дна, измеренными нефелометром. А это, в свою очередь, позволяет утверждать, что канал промывается, т. е. по дну палеоканала осуществляется интенсивный транзит придонных вод в глубоководную часть моря.

Анализ донных осадков, полученных драгированием дна каньона с помощью дночерпателя в районе постановки притопленной буйковой станции (ПБС) показал, что донные осадки - это сильно разжиженный глинистый ил серого цвета.

В 2009 году в 32-м рейсе НИС «Рифт» в каньоне палеорусла на глубине 415 м была установлена ПБС с измерителем течений «Поток-М», расположенным в 10 м от дна каньона. Глубина каньона относительно морского дна в точке постановки «Потока» составляла 30-60 м. Поднятый в 2010 году (35-й рейс НИС «Рифт») прибор показал, что течение у дна палеорусла осуществляется в направлении простирания каньона на юго-юго-запад со скоростями 10-20 см/с. Это показывает, что придонные воды, минуя транзит вдоль западного побережья Среднего Каспия, выносятся по палеоруслу в глубоководную часть Каспийского моря.

Анализ профиля течения над палеоканьоном в момент постановки ПБС 14 сентября 2009 года показал высокую вертикальную переслоенность течений. Так в верхнем однородном слое течение было направлено на север и северо-восток со скоростями 10-20 см/с, под термоклином с глубины 50 м до 150 м скорость течения была небольшой – всего 2-3 см/с восточного направления, затем ниже с глубины 200 м течение развернулось на юг со скоростями 5-7 см/с. С глубины 250 м течение вновь изменило направление на западное, а с 300 м – на юго-восточное. У дна каньона течение усилилось до 10 см/с в юго-юго-западном направлении – направлении простирания русла каньона в этой точке моря.

Отличительной особенностью движения водных масс у дна каньона в течение 6-ти месяцев с сентября по март 2009-2010 гг. является его, однонаправленность под углом $\sim 201^{\circ}$ со средней скоростью 2,7 см/с, при этом максимальная изменчивость течений наблюдалась в зимний сезон, когда скорость достигала 30 см/с.

Анализ распределения гидрологических параметров температуры, солености и других гидрохимических параметров с глубиной показывает, что в палеорусле не наблюдается каких-либо значимых аномалий. Однако следует учитывать тот факт, что в летнее время (июль-сентябрь) происходит таяние снега в горах и в море горными реками выносятся огромное количество взвешенного материала и солей. Горные реки Кавказа несут в Каспийское море очень холодные соле- и взвесенасыщенные тяжелые воды, которые по склону опускаются в глубоководную часть моря, обеспечивая вентиляцию придонных вод. Часть этих вод по подводному каньону опускается в Дербентскую впадину.

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ ЮГА РОССИИ

В.А.Антонов, Е.В.Беляев

ФГУП «ЦНИИгеолнеруд» г. Казань root@geolnerud.net

Развитие южных областей Восточно-Европейской платформы (ВЕП), формирование структурно-вещественных комплексов (СВК) и эпох рудообразования в альпийский цикл тектогенеза было связано с направленным прохождением волновых импульсов прогибаний и поднятий от вне платформенного центра возбуждений в глубь платформы. Передача возбуждений осуществлялась через наиболее мобильные области – перикратонные синеклизы [2]. Прохождение формирующей СВК волны колебаний носило пульсационный характер в виде последовательно сменяющих друг друга метационной, трансгрессивной, инундационной, регрессивной и эмерсивной стадий. Отражением импульса резонансных возбуждений являлась смена условий осадконакопления, определившая общий ход процессов литогенеза и экзогенного рудогенеза с образованием определенного ряда формаций [1]. Основным источником резонансных возбуждений, определившим волновое развитие земной коры в мезо-кайнозой в пределах юга ВЕП, мог служить Кавказский складчатый пояс (КСП), расположенный в зоне столкновения Иранского континента с Евразийской плитой.

В альпийский цикл тектогенеза крупнейшей областью перикратонных опусканий, влияющей на пространственное размещение и вещественный состав формаций являлась Прикаспийская синеклиза (ПС), объединившаяся с наиболее подвижными прогибами молодых Скифской и Туранской платформ в относительно единые области опусканий, через которые происходила передача тектонических возбуждений и проникновение трансгрессирующих морей во внутренние части ВЕП. При этом события в КСП и прилегающих к нему участках платформ происходят синхронно. Синхронность процессов прогибания и орогенеза КСП с трансгрессиями и регрессиями на платформе

обусловлены чередованием эпох общего сжатия и растяжения крупных сегментов земной коры [4].

В раннекиммерийскую стадию (J_{1-2}) развития на Кавказе в условиях растяжений образуются терригенные флишоидные, глинисто-песчаные сланцевые угленосные с вулканитами формации, сопровождавшиеся магматизмом основного ряда, с которыми связаны объекты графита, пьезокварца, облицовочных камней, цеолитсодержащих пород, яшмы, агата, пьезокварца, высокоглиноземистого сырья, барита, фарфоровых камней [3].

Прохождение импульса резонансных возбуждений на север фиксировалось слабым прогибанием южной части Скифской плиты (СП) и образованием в ее пределах в условиях метационной стадии песчано-глинистой угленосной формации, включающей объекты огнеупорных глин. В южной части ВЕП (Воронежский массив) в условиях эмерсивной стадии (песчано-глинистая формация) образуются тугоплавкие глины.

Киммерийский орогенез в КСП в поздней юре способствовал развитию регрессии на прилегающих участках СП с образованием карбонатно-сульфатно-галитовой и терригенно-сульфатно-карбонатной формаций, с которыми генетически связаны объекты гипса, ангидрита, самородной серы, известняков, доломитов, поваренной соли. С гранодиоритовой формацией на Кавказе связаны проявления фарфоровых камней [3].

Эпоха растяжения и прогибания, начавшаяся в раннем мелу в КСП, обусловила развитие трансгрессии на всей территории юга ВЕП и СП с образованием морской песчано-глинисто-известняковой формации, включающей объекты фосфоритов, глауконитов, минеральных пигментов, известняков, бентонитоподобных пород, диатомитов, опок, цеолитсодержащих пород и кварцевых песков. В КСП с флишоидной мергелисто-терригенной формацией связаны объекты облицовочных камней.

Значительные погружения КСП в позднемеловой период выразились в накатывании волны перикратонных опусканий на территории СП и юга ВЕП, которые начинают развиваться в условиях инундационной стадии с

образованием терригенно-карбонатных и карбонатно-терригенных формаций, включающих объекты известняков, мела, опок, трепелов, цементного сырья, цеолитсодержащих пород, облицовочных камней, фосфоритов. В КСП идет образование флишевой терригенно-известняково-мергельной формации, содержащей схожий набор полезных ископаемых: цементное сырье, опоки, цеолитсодержащие породы, облицовочные камни, оптический кальцит [3].

Палеоцен-эоценовый этап характеризуется нарастанием влияния КСП и продолжающимся прогибанием южных районов СП, где в условиях инундационной стадии образуется мергельно-глинистая формация, включающая объекты минеральных пигментов, облицовочных камней, известняков, цементного сырья, опок, абразивного сырья, цеолитсодержащих пород. После перерыва в конце мелового периода, северная часть СП и запад ПС, расположенные в тыльной стороне проходящей волны, начинают развиваться в условиях регрессивной стадии с образованием карбонатно-кремнисто-терригенной формации, содержащей залежи цеолитсодержащих пород, опок, гипсов, лечебных грязей. Синхронно с ними в пределах юго-восточного склона Воронежского массива и в Ульяновско-Саратовской синеклизе, находящихся во фронтальной части проходящей волны, в условиях трансгрессивной стадии формируются кремнисто-глинисто-песчаная с глауконитом, лигнитами и фосфоритами и карбонатно-кремнисто-терригенная с глауконитом и фосфоритами формации, содержащие объекты бентонитоподобных пород, фосфоритов, кварцитов, минеральных пигментов, кварцевых песков, диатомитов, опок и цеолитсодержащих пород [3].

Альпийский орогенез, начавшийся в КСП в олигоцене, обусловленный поддвижением Африкано-Аравийской плиты под Евроазиатскую с развитием процессов сжатия и горообразования, вызвал сокращение бассейнов седиментации на всей территории СП и юга ВЕП.

На юге СП в условиях инверсионной стадии формируются глубокие прогибы, заполненные мощными толщами молассовых (мергельно-глинистая битуминозная формация) образований, включающих объекты диатомитов,

облицовочных камней, минеральных пигментов, битумсодержащих пород, кварцевых песков, лечебных грязей, бентонитов, бентонитоподобных пород, цементного сырья, абразивного сырья, гипса, ангидрита [3].

Южные районы ВЕП (Воронежский массив, Прикаспийская синеклиза, Донецкий кряж, вал Карпинского), развиваются в условиях регрессивной стадии с формированием терригенных и карбонатно-терригенных прибрежно-морских и континентальных озерно-аллювиальных формаций, содержащих объекты кварцевых песков, сапропелей, тугоплавких глин, цеолитсодержащих пород, гипсов, ангидритов, бентонитоподобных пород, фосфоритов.

Орогенные процессы на Кавказе сопровождались вулканической деятельностью с образованием вулканогенных (основного и кислого состава) и вулканогенно-осадочных формаций, содержащих месторождения и проявления перлита, вулканического пепла, туфов, цеолитсодержащих пород, волластонита, полевошпатового сырья, боросиликатов.

Таким образом, анализ альпийской истории южных районов ВЕП и СП говорит о цикличности и синхронности их развития, связанных с прохождением волнового импульса от Кавказского складчатого пояса в южные районы ВЕП, отразившегося в синхронности и схожести процессов осадочного рудообразования.

Литература

1. Антонов В.А. Особенности эвапоритообразования в мезозое и кайнозое в Копетдагско-Предкавказской зоне краевых опусканий / Состав и условия образования морских и континентальных галогенных формаций: Новосибирск. Наука, 1991. С. 124-130.
2. Валеев Р.Н. Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М., Недра, 1981. 215 с.
3. Закирова Ф.А., Антонов В.А., Беляев Е.В., Омельченко В.Л., Рышков М.М. Минерагения Южного федерального округа // Отечественная геология. 2009. №6. С.17-27.
4. Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсации и расширения Земли) // Геотектоника. 1978. №6. С.3-16.

СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ КАРБОНАТНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Т.В. Антоновская

Филиал ООО «Газпром ВНИИГАЗ» в г. Ухта, tat-atv@yandex.ru

Необходимость исследований современных условий осадконакопления, в том числе и карбонатного, вызвана потребностью правильной интерпретации древних седиментационных обстановок с целью оптимального прогноза, поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений.

В Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (НГП) промышленно-продуктивными являются семь нефтегазоносных комплексов (НГК), в том числе четыре терригенных, где коллекторами являются песчаники кварцевые и/или полимиктовые, и три карбонатных, в которых коллекторы представлены известняками, доломитами и их переходными разностями. Чтобы более достоверно оконтурить площадь распространения коллекторов, на глубинах, превышающих 2000-6000 м, что важно для подсчёта запасов нефти и газа, необходимо восстановить на основе данных бурения, испытания скважин, кернового (литологического и палеонтологического), геофизического (результаты сейсморазведки, геофизических исследований скважин) материалов их первоначальные условия осадконакопления.

Невозможно идеально восстановить обстановки накопления осадков в морях, омывавших планету 300-500 млн. лет назад, даже методом актуализма, потому что «нельзя войти в одну реку дважды» в силу естественных природных законов. Однако именно данный метод позволяет представить, как формировались древние осадки, ставшие теперь горными породами, слагающими высоко- и низкопроницаемые осадочные толщи, первые из которых являются коллекторами, в пределах НГК вмещающими залежи углеводородов (УВ), вторые – флюидоупорами.

В начале палеозойской эры некогда единый материк, располагавшийся на северной палеошироте 10-15° [5], раскололся на две части, Европейскую и Сибирскую (рис. 1).

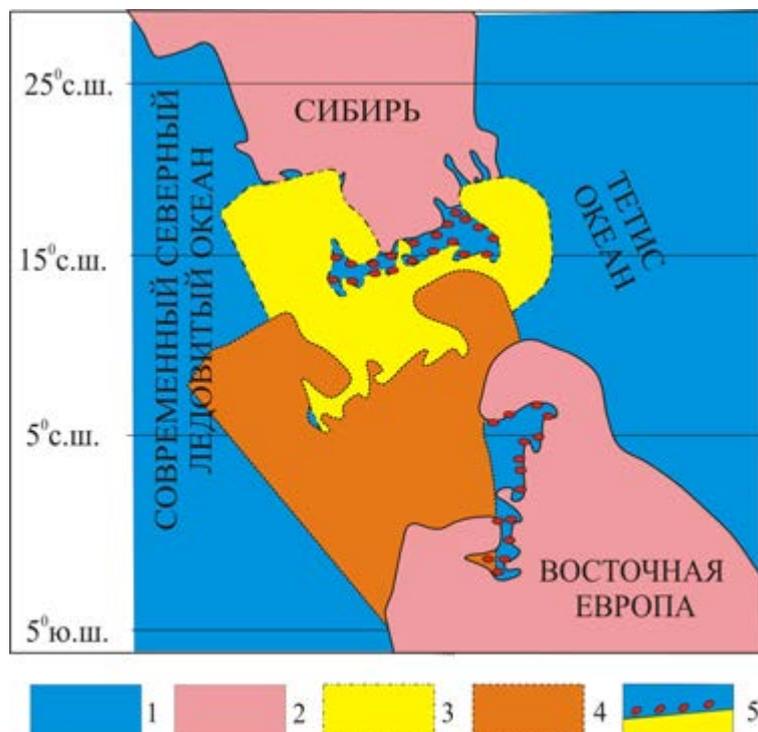
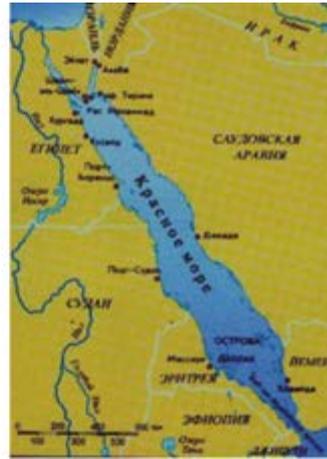


Рис. 1. Схема формирования палеозойского палеоокеана между Сибирской и Восточно-Европейской платформами. Условные обозначения: акватория (1), суша в середине силурийского периода (430-424 млн. лет назад) (2), местоположение Восточной Европы относительно Сибири: в раннеордовикскую эпоху (3), в позднеордовикско-раннесилурийскую эпоху (4); рифы в палеозойском море вдоль побережья (5) [2].

Образовалась рифтовая зона, в которой рождалась «новая земля» — океаническая кора будущей Западно-Сибирской платформы, раздвигая новообразованные плиты всё дальше друг от друга [1]. Формировался океан, по краям которого росли рифы, выявленные и изученные ныне как на Урале, так и в Сибири [3]. В настоящий момент подобный раздвиг претерпевает область Красноморского рифта, постепенно расширяя акваторию Красного и Мёртвого морей [7, 8] (рис. 2), в первом из которых также растут рифы [2].



а



б

Рис. 2. Рифтовая зона по Красному (б) и Мёртвому (а) морям [7]

В живетском веке расстояние между Европейской и Сибирской частью было около 2500 км [5], покрытое океаном, сопоставимым по размерам с современным Атлантическим.

Изучение современных осадков Красного и Мёртвого морей даст полезные сведения

для объяснения условий образования НГК Тимано-Печорской НГП, в том числе и доманиково-турнейского карбонатного НГК в районе Вуктыльского автохтона, где в среднефаменско-турнейских отложениях выявлены залежи конденсатного газа и нефти. В силу значительных глубин, низких коллекторских свойств вмещающих пород, сложной конфигурации неантиклинальных ловушек, сформированных в разнофациальных условиях: мелководно-шельфовых, рифогенных, околорифовых и относительно глубоководно-шельфовых, достоверно оконтурить подсчётные объекты можно, только воссоздав первоначальные условия осадконакопления в данном регионе, которое происходило около 400 млн. лет назад. В дальнейшем, в позднепермско-раннетриасовое время, когда формировался Коренной Каменный пояс Урала – Центрально-Уральское поднятие [1, 4], фаменско-турнейский комплекс пород автохтона претерпел резкое увеличение давлений и температур, оказавшись погребёнными под мощной почти 3 км толщиной пород Вуктыльского надвига.

Доломиты. В южной мелководной (первые метры) части Мёртвого моря на дне формируются соли, насыщенные магнием, о чём свидетельствуют исследования морской воды и состава соли специалистами филиала ООО «Газпром ВНИИГАЗ» в г. Ухта под руководством О. А. Волковой.

Насыщенность солей магнием и их ромбоэдрическая форма (рис. 3) позволили автору предположить, что в подобных современному Мёртовому морю условиях могли формироваться древние седиментационные доломиты. Присутствие в морской воде ионов магния (до 2500 мг/л), способствует их образованию.

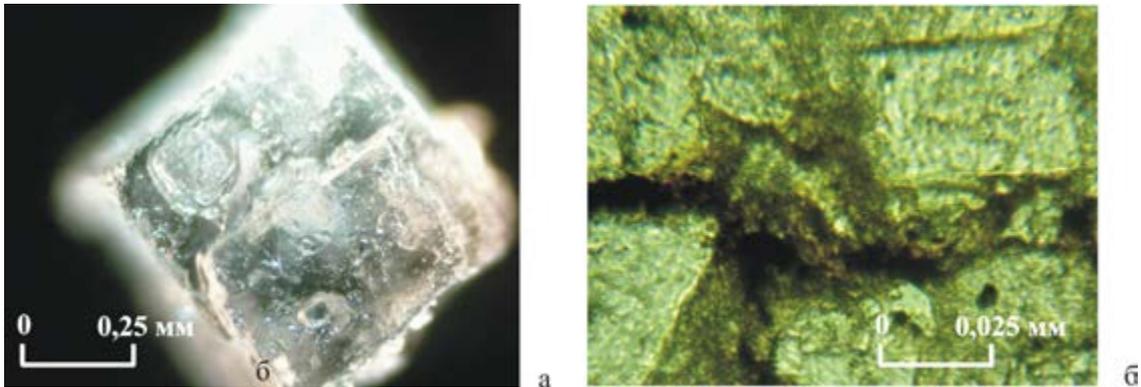


Рис. 3. Современная магнийсодержащая соль со дна южной части Мёртвого моря ($\times 40$, а); доломит раннетурнейского возраста с глубины более 4 км Вуктыльского автохтона ($\times 400$, б)

Известняки. Современные седиментационные обстановки Красного моря позволяют наблюдать формирование осадков в областях пляжа, мелководно-шельфовой, рифовой, околорифовой: меж-, за- и предрифовой (рис. 4).

В разнофациальных условиях формируются органогенные и детритовые известняки, карбонатные илы и известняковые пески. Илы и пески в дальнейшем будут преобразованы в пелитоморфные известняки и известняковые (карбонатные) песчаники. Однако в силу строения



Рис. 4. Рифы Красного моря

кристаллической решётки кальцита, плотность и твёрдость данного минерала не высоки: 2,7-2,73 г/см³ и 3, соответственно [6]. Кальцит активно реагирует с соляной, уксусной кислотами, поэтому известняковые песчаники в глубоководных осадочных породах являются редкостью, перераспределяясь под давлением и пластовыми температурами в кристаллические известняки (мелко-, средне-, и др.) с довольно однородным простиранием былых кальцитопесчаных пляжных зон.

Органогенные известняки образуются в результате погребения кальцитовых построек, слагающих органогенные массивы в мелководной зоне Красного моря и на границе мелководной и относительно глубоководной части.

Детритовые известняки формируются на склонах и в краевой части органогенных построек, разрушающихся в процессе выветривания. Продукты разрушения сносятся к основанию постройки, по пути цепляясь за выступающие коралловые образования и осаждаются в склоновых нишах.

Известняковые алевриты и пелиты в мелководной части в зоне развития рифов формируются двояко. Во-первых, в результате разрушения коралловых построек, как с помощью процессов выветривания, так и благодаря рифообитателям, питающихся рифовыми полипами и зооксантеллами (рыбы, морские звёзды, морские ежи), разрушая до пылеобразного состояния верхний скелетный слой кораллов. Во-вторых, частички пелитовой размерности образуются химическим путём, в результате выпадения из насыщенного раствора морской воды минерала кальцита при благоприятных физико-химических условиях.

Известняковые пески формируются как на дне моря, так и в прибрежной зоне между Аравийскими горами и Красным морем. Ближе к горам они перемешаны с терригенными песками, продуктами разрушения древних пород, слагающих горные массивы. В пляжной зоне моря пески преимущественно кальцитовые (обломки кораллов, раковин), разнозернистые, разноокатанные, хрупкие, легко меняющие форму при воздействии на них кислой среды или давления. Некоторые песчинки представляют собой зёрнышки морской соли,

выкристаллизовавшейся из кальцитового песка под воздействием атмосферной влаги (преимущественно росы, так как дожди на побережье Красного моря выпадают один раз в несколько лет в небольшом количестве). Повышенная кислотность влажной среды приводит к растворению карбоната кальция, а именно, минерала кальцита, с выделением углекислого газа.

Таким образом, изучение каменного материала, в котором запечатлена вся летопись нашей планеты, с применением метода актуализма, позволяющего проецировать с долей условности современные обстановки осадконакопления на древние, поможет специалистам нефтегазовой промышленности решать производственные задачи, в том числе по приросту запасов нефти и газа.

Литература

1. Антоновская Т.В. Каменные идолы Ичет Бэлвано Из (Мань Пупу Нёр) Северного Урала / Эффективность освоения запасов углеводородов. Науч.-техн. сборник. 4 ч. Ч.1. Геология и геофизика. – Ухта: филиал ООО «Газпром ВНИИГАЗ» в г. Ухта, 2010. – С. 170-188.
2. Антоновская Т.В. Рифы залива Акаба и Урала // Научные проблемы и перспективы нефтегазовой отрасли в Северо-Западном регионе России./ Науч.-техн. сб. в 4.ч. Ч. 1. Геология, геофизика и бурение. – Ухта: филиал ООО «ВНИИГАЗ»-«Севернипигаз», 2005. – С. 93-111.
3. Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области) – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 304 с.
4. Варсанюфьева В.А. Геологическое строение территории Печоро-Ильчского государственного заповедника // Труды Печоро-Ильчского гос. заповедника. – М.: Главное управление по заповедникам при СНК РСФСР, 1940. – С. 5-214..
5. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. – М.: Недра, 1990. – Кн. 1. – 328 с.
6. Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. – М., Ленинград: Гос. изд-во геологической литературы Мингео СССР, 1947. – 244 с.
7. Bonnie M. Sampsell. A. Traveler's Guide to the Geology of Egypt.– Cairo-New York: The American University in Cairo Press, 2004. – 228 p.
8. Mysteries of the Deeps.// К тайнам дна (От глубин Байкала до дна океана); на англ. яз./ А. Подражанский, Ю. Богданов, Л. Зоненшайн и др. – М.: Progress Publishers, 1989. – 384 p.

БАКТЕРИАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ

А.И. Антошкина

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

В свете современных геомикробиологических, биоминералогических и палеонтолого-литологических исследований блестяще подтверждается мысль В.И. Вернадского [1] *о заселении всей оболочки Земли бактериальной жизнью*. Заслуга выяснения роли микробов как посредников между живой и неживой природой принадлежит французскому микробиологу Луи Пастеру. В настоящее время имеется много доказательств того, что микроорганизмы, и прежде всего археи и бактерии, играют огромную роль в геологических процессах. Недавно у некоторых микробов обнаружили необычный фермент, свойства которого и положение его обладателей на эволюционном дереве согласуются с гипотезой о том, что первые живые организмы были хемоавтотрофами, то есть получали энергию из простых окислительно-восстановительных реакций и самостоятельно производили органику из CO_2 [2].

Наиболее древние остатки достоверных литифицированных микроорганизмов датируют 3,6 млрд. лет [3]. В породах, возраст которых около 3,5 млрд. лет, обнаружены строматолиты, являющиеся продуктами жизнедеятельности цианобактерий. Изучение древних фосфоритов и высокоуглеродистых пород с помощью электронного микроскопа показало обилие в них цианобактерий и пурпурных бактерий хорошей сохранности, что связано с их очень ранней минерализацией [4]. Начатые одновременно эксперименты по литификации ныне живущих цианобактерий показали, что необходимо всего несколько часов для фосфатизации, карбонатизации и окремнения чехлов нитей цианобактерий. Применение метода электронного парамагнитного резонанса показало на примере изучения отложений разного возраста широкое участие бактерий в формировании доломитовых, сульфатных

и кремневых образований, железо-марганцевых конкреций и др., существенно дополняя возможности электронного микроскопа [5, 6 и др.]. В их работах для таких образований утвердился термин «бактериолит». Известны осаднения гипса пурпурными бактериями, и в настоящее время становится все больше сторонников микробиальной теории доломитообразования [7]. Многие карбонатные микриты, особенно распространенные в биогермных и рифовых ассоциациях, являются результатом деятельности кальцимикробов и цианобактерий [7-9].

Н. М. Страхов и его последователи в понятие литогенеза объединяют этап седиментогенеза и стадию диагенеза, и так как диагенетические процессы в литификации осадка с участием бактерий имеют большее значение, то правильнее использовать этот термин. Интересным в связи с этим является факт находки реальных бактерий, аналогичных сфероидальным живущим бактериям *Entophysalidacea*, в среднепротерозойских манганитовых и родохрозитовых рудах, в которых органическое вещество (ОВ) претерпело стадии катагенеза и метагенеза [10]. Бактериальные сообщества могут выступать в самых разных ролях: источником ОВ, фильтром для осаднения на себе определенных компонентов, как элементоспецифические микробы и т.д. Поэтому важен вопрос о значении бактериальных сообществ в формировании полезных ископаемых.

Крупнейшие месторождения джеспилитовых железных руд образовались в период от 2,8 до 1,6 млрд. лет и связаны с активностью пурпурных бактерий. Обсуждается роль участия железобактерий и других микробов в формировании залежей бокситов [11], бактериоморфного золота [12, 13]. Биогеохимические превращения напрямую связаны с образованием каменного угля, нефти, природного газа, где микроорганизмы участвуют благодаря своим метаболическим процессам, таким как окисление, брожение, кислотообразование, восстановление, ассимиляция CO_2 , выделение летучих продуктов. Доказано участие анаэробных бактерий в формировании цинковых руд [13] и выявлена последовательность осаднения разных соединений в

присутствии бактерий [15]. В ходе своей жизнедеятельности микроорганизмы активно преобразуют соединения железа, марганца, серы, фосфора, образуя пириты, гетиты, фосфориты [16, 17 и др.].

Бактериоморфные образования были впервые выявлены в фосфатных копролитах в конце XIX века, а к середине 80-х гг. XX века в фосфоритах были установлены все основные группы микробиальных форм [18].

Выявлено, что в глубоких горизонтах литосферы функционирует углекисло-водородный бактериальный фильтр, а в приповерхностной литосфере – углеводородокисляющий бактериальный фильтр [19]. При изучении измененных вулканических стекол установлены микробиальные структуры, которые доминируют в верхних 300 м океанской коры и были найдены почти во всех океанских бассейнах и во многих офиолитах и изверженных породах зеленокаменных поясов возраста 3,5 млрд. лет [20].

Огромное количество накопленной информации вызывает объективную необходимость ее обобщения и систематизации для построения общей теории осадочного процесса, в котором необходимо выделить специальное направление – бактериальный литогенез. В связи с этим перед литологией стоит задача разработки принципиально новых моделей седиментации и литогенеза с учетом бактериального фактора.

Литература

1. *Вернадский В. И.* О пределах биосферы // Изв. АН СССР, сер. геолог. 1937. 31. 16 с.
2. *Martin W., Baross J., Kelley D. et al.* Hydrothermal vents and the origin of life // *Nat. Rev. Microbiol.* 2008. Nov. 6 (11). P. 805-14.
3. *Заварзин Г.А.* Становление биосферы // Вестник РАН, 2001. Т.71. № 11. С. 988-1001.
4. *Розанов А.Ю.* Ископаемые бактерии, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы // Палеонтологический журнал. 2003. № 6. С. 41-49.
5. *Вотяков С.Л., Галеев А.А., Леонова Л.В. и др.* ЭПР как метод исследования органической компоненты биогенных карбонатных пород (на примере строматолитсодержащих пород рифея Южного Урала) // Ежегодник-2005. Екатеринбург. 2006. С. 39-47.

6. *Леонова Л.В., Главатских С.П., Галеев А. и др.* Участие микробиальных организмов в образовании доломитовых обособлений из верхнепермских отложений Среднего Поволжья // Минерал. перспективы: Мат-лы Межд. минер. сем. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 86-88.
7. *Кузнецов В. Г.* Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.:ГЕОС, 2003. С.152-161.
8. *Антошкина А. И.* Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). – Екатеринбург: УрО РАН. 2003. 303 с.
9. *Flügel E.* Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2004. 976 p.
10. *Delian F., Jie Ye, Jiaju Li.* Geology, mineralogy, geochemistry of the Middle Proterozoic Wafangzi ferromanganese deposits, Liaoning Province, China // Ore Geology Reviews 15. 1999. P. 31–53.
11. *Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Богатырев Б.А. и др.* Биоморфные структуры в бокситах (по результатам электронно-микроскопического изучения). М.: Эслан, 2004. С. 3-13.
12. *Блюман А.А.* Биогенное и гидробиогенное золото линейной коры выветривания // Региональная геология и металлогения, 2009. № 37. С. 94-106.
13. *Ковальчук М.С., Крошко Ю.В.* биоминерализация золота в осадочных образованиях Украины // Минералог. перспективы: Мат-лы Межд. минер. сем. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 61-62.
14. *Moreau J.W., Weber P.K., Martin M.C. et al.* Extracellular Proteins Limit the Dispersal of Biogenic Nanoparticles // Science. 2007. V. 316. P. 1600–1603.
15. *Герасименко Л.М., Орлеанский В.К., Ушатинская Г.Т.* О последовательности осаждения фосфатов, карбонатов и кремнезема в присутствии бактерий в природных условиях и в эксперименте // Минералогические перспективы: Мат-лы Межд. минер. сем. Сыктывкар: Геопринт, 2011.С. 37-38.
16. *Андрейчук В., Климчук А., Бостон П. и др.* Уникальные железо-марганцевые колонии микроорганизмов в пещере Золушка (Украина-Молдова) // Спелеология и карстология, 2009, № 3. С. 5-25.
17. *Zijun Wu, Linxi Yuan, Nan Jia et al.* Microbial biomineralization of iron seepage water: Implication for the iron ores formation in intertidal zone of Zhoushan Archipelago, East China Sea // Geochemical Journal, 2009. Vol. 43. P. 167-177.
18. *Занин Ю.Н.* Микробиальные формы в фосфоритах – первые сто лет изучения // Литосфера. 2005, № 2. С. 159-165.
19. *Бойко О.В. Оборин А.А. Рубинштейн Л.М. и др.* Микробиологическая активность глубоких горизонтов земной коры (по данным исследований Уральской сверхглубокой скважины) // Разведка и охрана недр. 2000. № 7-8. С. 31-35.
20. *Staudigel H., Furnes H., Banerjee N.R. et al.* Microbes and volcanoes: A tale from the oceans, ophiolites, and greenstone belts // GSA Today, 2006. V. 16/10. P. 4-10.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НАДРУДНОЙ ТОЛЩИ ИЗВЕСТНЯКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО БОКСИТОВОГО РУДНИКА

А.Л. Анфимов, Е.И. Сорока

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, anfimov@igg.uran.ru, soroka@igg.uran.ru,

Североуральский бокситовый рудник (СУБР) расположен на восточном склоне Северного Урала северо-восточнее г. Североуральск. В составе рудника выделяют ряд месторождений: Красная Шапочка, Кальинское, Новокальинское, Черемуховское, отличающиеся глубиной залегания, мощностями рудных залежей и рядом других характеристик. Добыча руды ведется шахтным способом. В Новокальинской шахте на горизонте 800 м скважиной 64, пробуренной снизу вверх, в кровлю залежи боксита, был вскрыт разрез карбонатных пород мощностью 4.2 м (бурение велось практически перпендикулярно к слоистости). В разрезе был выделен ряд интервалов, изучение которых позволило дать определенную интерпретацию условий осадконакопления в начале эмского века непосредственно сразу же после окончания процессов бокситообразования (рис. 1).

Мергели и известняки слоев № 1, 2, 3 (рис. 1) сформировались в застойных условиях мелководной лагуны вблизи береговой линии с нарушенной соленостью, слабо сообщающейся с открытым морским бассейном. Это подтверждается однообразием и немногочисленностью органических остатков, присутствием зеленых, харовых водорослей и цианобактерий, обрывков гелефицированной древесины, редких раковин планктонных фораминифер, высоким содержанием органического вещества и глинистой примеси, наличием слабо выраженной слоистости.

В слоях № 4, 5, 6 наблюдается увеличение содержания органических остатков и их видового разнообразия в результате установления тесной связи

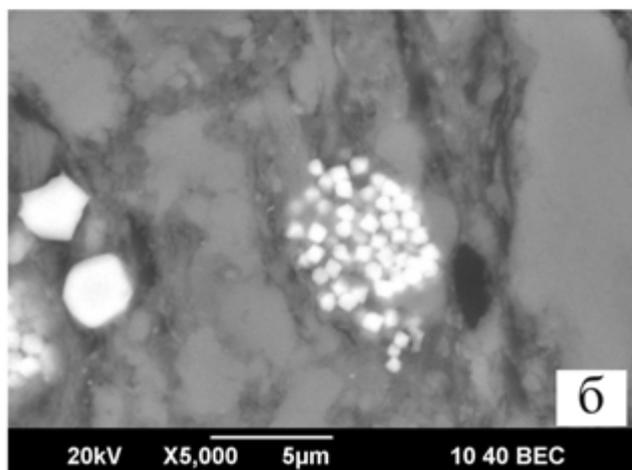
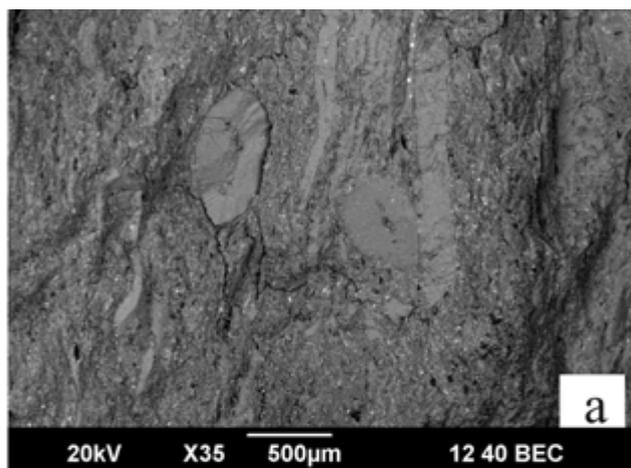
Интервал, м	№ слоя	Мощность, м	Литология	ветвистые табулята	остракоды	фрагменты рецептакулитов	гастроподы	зеленые водоросли	харовые водоросли	парагурам мины	тубепорины	криноидеи	тентакулиты	брахиоподы
4.2 3.9	9	0.3		++	+			+		+		++		+
3.5	8	0.4			++	++		+		+		++	+	++
2.5 2.2	7	1.0		+	++	++	+							+
2.0	6	0.3			++	+	++	++	+		+		+	
1.6	5	0.2			++		++	++		+			+	+
1.0	4	0.4			++	+		++	+	++	+	+	+	+
0.35	3	0.6			++			++	++	+				+
0	2	0.65			++		++	+	+	+				
	1	0.35			++	+	+	++		+			+	

Мергель темно-серый ; Известняк темно-серый массивный ;
 Известняк темно-серый слоистый ; Известняк неяснослоистый ;
 Мергель с обильными органическими остатками ; Пакстоун ; Вакстоун

Рис. 1 Литолого-фациальная колонка скважины 64, пробуренной снизу вверх в эмских глинистых известняках и мергелях кровли залежей бокситов в шахте Новокальинского месторождения СУБРа, горизонт 800 м

с морским бассейном (появляются членики криноидей, раковины прикрепленных фораминифер – тубепорин, фрагменты рецептакулитов). Вместо вакстоунов-пакстоунов предыдущего слоя здесь преобладают пакстоуны с ориентированным расположением остатков микрофауны, т. е. это лагунная подвижная водная среда.

В верхней части разреза в слоях № 8, 9 увеличивается содержание глинистой составляющей, происходит смена остракодово-рецептакулитовых пакстоунов, отмеченных в слое № 7, вышележащими криноидно-ветвисто-табулятовыми и криноидно-брахиоподово-остракодовыми пакстоунами с ценостеумами амфипор, типичных для условий зарифовых лагун [4]. Такие же разрезы известны и на других месторождениях СУБРа.



По последним данным в перекрывающих бокситы темно-серых известняках и мергелях карпинского горизонта Новокальинского месторождения присутствует бёмит, содержания которого в семи пробах составили 2.5-5 %, а в двух пробах (07-1 и 07-8) – до 10-20 % [1, 2]

*Рис. 2. Электронномикроскопические снимки поверхности бёмитсодержащих известняков надрудной толщи (м-е Новокальинское):
а – основная кальцитовая масса с бемитсодержащим углеродистым веществом, обломками фауны и литокластами (обр. 07-8); б – тонкодисперсное бемитсодержащее углеродистое вещество (темно-серое) между зернами кальцита (серое), в центре снимка скопление кристаллов пирита (белое), обр. 07-1*

На электронномикроскопических снимках поверхности образца известняка 07-8 из Новокальинской шахты (рис. 2, а) мы видим основную

кальцитовую массу, углеродистое вещество (черное) и обломки фауны и известняка. При дальнейшем увеличении становится заметно, что тонкодисперсное углеродисто-глинистое вещество находится между зернами кальцита основной массы, размер зерен примерно 5 мкм (рис. 2, б).

Доминирующими в элементном составе тонкодисперсного вещества являются алюминий и углерод. Вероятно, бёмит попал в карбонатные породы в период седиментогенеза в морской обстановке в виде тонкодисперсных коллоидных частиц с размерами от 0,1 до 1-2 мкм, которые являются одной из главных форм миграции алюминия в растворах [3]. В результате он оказался «запечатанным» в основной массе известняков или мергелей вместе с другими аллотигенными минералами и углеродистым веществом.

Исследования вещественного состава пород надрудной толщи на Черемуховском и Кальинском месторождениях также показали значительные содержания нерастворимого остатка, в том числе бемита, каолинита, слюды, хлорита, пирита, кварца, полевых шпатов, органического вещества [2].

Можно сделать вывод, что образование рудовмещающих известняков СУБРа шло в условиях мелководной морской лагуны, сообщение которой с открытым морским бассейном которым периодически ослабевало, что способствовало образованию своеобразной ловушки как для обломков терригенных пород (в частности, базальтов), так и коллоидных частиц алюминия. Вероятно, в момент бокситообразования преобладало поступление коллоидных форм, а ослабление этого процесса происходило постепенно, поэтому алюмогели присутствуют и в самих бокситах, и в надрудных известняках. *Исследования поддержаны грантом РФФИ № 09-05-00344*

Литература

1. Анфимов А.Л. Морские бокситы СУБРа // Актуальные вопросы литологии: Матер. 8 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010 а. С. 21-23.
2. Анфимов А.Л. Литолого-фациальные особенности мергелей и известняков кровли залежей бокситов Североуральского района // Ежегодник-2009: Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157, 2010б. С. 62-66.
3. Матвеева Л.А., Неклюдова Е.А., Рождественская З.С. Высокодисперсные и коллоидные соединения $Al(OH)_3$ и значение их в миграции алюминия // Бокситы и другие руды алюминиевой промышленности. Москва: Наука, 1988. С. 130-143.
4. Уилсон Дж..Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 465 с.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В МЕЖЛЕДНИКОВЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ОЗЕРАХ БАССЕЙНОВ ВЕРХНЕГО И СРЕДНЕГО ДОНА

Г.А. Анциферова¹, С.Л. Шевырев², А.О. Калашников³

¹*ВГУ, Воронеж, g_antsiferova@mail.ru*

²*ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, shevyrev@fegi.ru*

³*ГИ КНЦ РАН, Анапты, kalashnikov@geoksc.apatity.ru*

В бассейнах Верхнего и Среднего Дона в пределах Окско-Донской низменности и западных отрогах Приволжской возвышенности литологически и геоморфологически выражаются особенности межледникового и современного озерного осадконакопления, характерные для гляциальных областей Восточно-Европейской равнины. Трудно переоценить информацию, полученную при изучении разрезов этой территории в развитии представлений об истории неоплейстоцена с донского позднеледникового и до голоцена [1, 2, 7].

Во время мучкапского межледникового, в глубоких экзарационно-аккумулятивных котловинах краевой зоны донского ледника начали развиваться озера. Климат и ландшафты того времени определяли эволюцию озерных экосистем в соответствии с изменениями соотношений продукционных, деструкционных и аккумулятивных процессов образования органического и минерального вещества. Источником терригенного материала, поступающего в межледниковые озера с водосборов, явились колоссальные массы гляциальных и флювиогляциальных отложений. Они предопределили эпохи озерного осадконакопления с повышенным содержанием биогенного кремнезема. Разрезы Польнолапинского страторайона, такие как «Тамбов» и «Польное Лапино» (Тамбовская область), являются примером биогенного

кремненакопления, характерного для межледниковий. Здесь осадки представлены диатомитами, диатомитовыми мергелями и гиттиями, мощностью до первых десятков метров [1].

Межледниковое озерное осадконакопление в лихвинское и в микулинское время происходило в котловинах, приуроченных к понижениям рельефа, или связанных с переуглублениями древнеозерных котловин, а также в речных проточно-русловых и старичных пойменных озерах. В ледниковые окскую, московскую и валдайскую эпохи, регион представлял собой перигляциальную криолитозону с соответствующими процессами денудации, транспортировки и аккумуляции вещества. В указанные межледниковые эпохи и наше время, с этими субэдральными толщами связано поступление биогенов в водоемы, незначительные объемы которого обуславливали отсутствие кремненакопления, или его незначительность. Водоемы с таким режимом осадконакопления развивались в течение отдельных временных отрезков межледниковий, - со времени обводнения котловин и, в зависимости от размеров, до заполнения их осадками.

Осадконакопление этого типа происходило в микулинское межледниковье и в старичных водоемах голоцена. Это отмечается в разрезах левобережья Дона – у г. Павловска, в долине р. Гаврило, у х. Ямань и в северной части обнажения у с. Кривоборье. Аналогично, в мучкапское и в лихвинское время, происходило переуглубление речных долин. Активизация экзогенных геодинамических процессов в термогигротических условиях приводила к оврагообразованию, формированию оползневых склонов. Пролувий конусов выноса оврагов, наносы в устьевых частях боковых притоков или перегораживание русла реки оползневыми массами, приводило к их подпруживанию и образованию озеровидных расширений.

Большой интерес вызывают проточно-русловые озера, осадки которых редко наблюдаются в геологических разрезах. О факторах, способствующих формированию таких водоемов, можно судить на примере Среднего течения р. Ворона от г. Кирсанова до с. Инжавино. На этом участке долины реки в

основании крутого правобережья залегают пески, трепелы и опоки мелового возраста, пески неогена, вскрываются мощные, до 30 м, толщи нижненеоплейстоценовых донских ледниковых глин, суглинков, водно-ледниковых песков, а также супесей и суглинков с валунами и галькой кристаллических пород. Они перекрыты средне- и верхненеоплейстоценовыми лессовидными суглинками, алевролитами и супесями. Вдоль левого бережья прослеживаются песчаные толщи надпойменных террас.

О происхождении проточно-русловых озер высказывались различные мнения [2, 4]. Авторами обращается внимание на развитие оползневых процессов в бортах долины реки вследствие антропогенного воздействия. В тектоническом отношении установлено [5], что район исследований соответствует восточной периферии крупного Рассказовско-Жердевского тектонического блока фундамента с повышенной до 55 км мощностью земной коры.

Для выявления неотектонического фактора формирования русловых озер и ретроспективного анализа динамики эрозионной сети долины р. Ворона использовался анализ космофотоснимков. Выделены локальные поднятия и прослежено их влияние на развитие проточно-русловых озер Рамза и Кипец. Исходными данными явился массив линементов ручного дешифрирования, отражающий спрямленные участки русла гидросети притоков Вороны, а также оврагов и балок. Нами был применен инструментарий, уже показанный ранее для выявления зон фанерозойской тектонической активизации крупной территории южной части Воронежской антеклизы [6]. По трем возрастным интервалам построены схемы плотности макротрещин, фрактальной размерности Минковского, а также схемы их разностей по годам, что позволило выявить динамику овражно-балочной сети. Установлен центробежный характер и оконтуривание сетью притоков р. Ворона предполагаемых неотектонических поднятий на двух участках.

На исследованном участке долины реки выявлены зоны активизации положительных неотектонических движений, которые образовали локальные

участки снижения базиса эрозии. Это привело к подтоплению бортов долины, которое усиливалось в половодья. Моренные отложения бортов долины здесь выступали в качестве подстилающего субстрата при смещении масс грунтов вниз по склону.

В межледниковые эпохи, например, в мучкапское и в лихвинское время, также возможно предположить возникновение условий, в том числе и неотектонических, которые приводили к локальной активизации экзогенных геодинамических процессов. Отложения конусов выноса оврагов, наносы в устьевых частях боковых притоков или перегораживание русла реки оползневыми массами, приводило к их подпруживанию и образованию озеровидных расширений русел рек.

Литература

1. *Анциферова Г.А.* Эволюция диатомовой флоры и межледникового осадконакопления центра Восточно-Европейской равнины // Труды Воронежского государственного университета. Воронеж, 2001. – Вып. 2. – 198 с.
2. *Дудник Н.И.* На стыке четырех областей // По родным просторам. Воронеж, изд-во Воронеж ун-та. – Воронеж: изд-во ВГУ, 1992. – С. 105-112.
3. *Маудина М.И., А.В. Еремин* Новые данные об озерных отложениях Тамбовского Рва // Пограничные горизонты неогена и антропогена территории КМА и Верхнего Дона. – Воронеж: изд-во ВГУ, 1982. – С. 80-89.
4. *Славгородский А.В. Колобаева Т.В.* Археологические и историко-архивные сведения о природопользовании на территории заповедника // Оценка и сохранение биоразнообразия лесного покрова в заповедниках Европейской России. – М.: Научный мир, 2000. – С. 151-154.
5. *Шевырев Л.Т., Савко А.Д., Шишов А.В.* Эволюция тектонической структуры Воронежской антеклизы и ее эндогенный рудогенез. – Воронеж, изд-во ВГУ, 2004 – 191 с.
6. *Шевырев С.Л., Калашиников А.О.* Структурные характеристики рисунка макротрещин юго-западного крыла Воронежской антеклизы как индикаторы рудогенеза // Вестник Воронежского ун-та, Геология, 2010. – №2., с. 196-206.
7. *Шик С.М., Маудина М.И.* Рославльские межледниковые озерные отложения Окско-Донской равнины // Проблемы антропогена центральных районов Русской платформы. – Воронеж, 1979. – С. 42-58.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПЕРМИ И ТРИАСА МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

М.П. Арефьев^{1,2}, В.Н. Кулешов¹

¹Геологический Институт РАН, Москва;

²Музей Естественной Истории Свято-Алексиевской Пустыни, Ярославская обл.,

mihail-3000@inbox.ru

Впервые полученные нами данные по изотопному составу углерода и кислорода на рубеже перми и триаса Московской синеклизы (МС) позволили выявить системные закономерности, отражающие как местные условия осадконакопления, так, видимо, и причины глобального характера. Для анализа были отобраны раковины моллюсков, остракод и карбонаты педогенного происхождения (полученные из карбонатных нодулей и конкреций) из палеопочвенных профилей.

Основная часть моллюсков происходит из полдарсской и саларевской свит из бассейна рек Сухоны и М. Сев. Двины. В них установлены значительные вариации изотопного состава кислорода от 18,0‰ до 27,2‰. Раковины двустворок, собранные из обнажений Микулино (20/5), Устье Стрельны (25a/5), Марьюшкина Слуда-С (24b/14), Аристово (т. 42/2), а также Воскресенское на р. Ветлуга (99/4) отличаются наиболее низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, не превышающими 22‰ (зона «А» на рисунке). Данные двустворки происходят из крупных песчаных линз аллювиального генезиса и интерпретируются как обитатели рек.

Моллюски, характеризующиеся значениями $\delta^{18}\text{O}$, превышающими 22‰ (зона «В» на рисунке) представлены двустворками и гастроподами. Все они собраны в карбонатных и алевро-пелитовых отложениях бассейнов, которые можно интерпретировать как небольшие озера. Можно предполагать, что данные водоемы характеризовались сильным испарением воды.

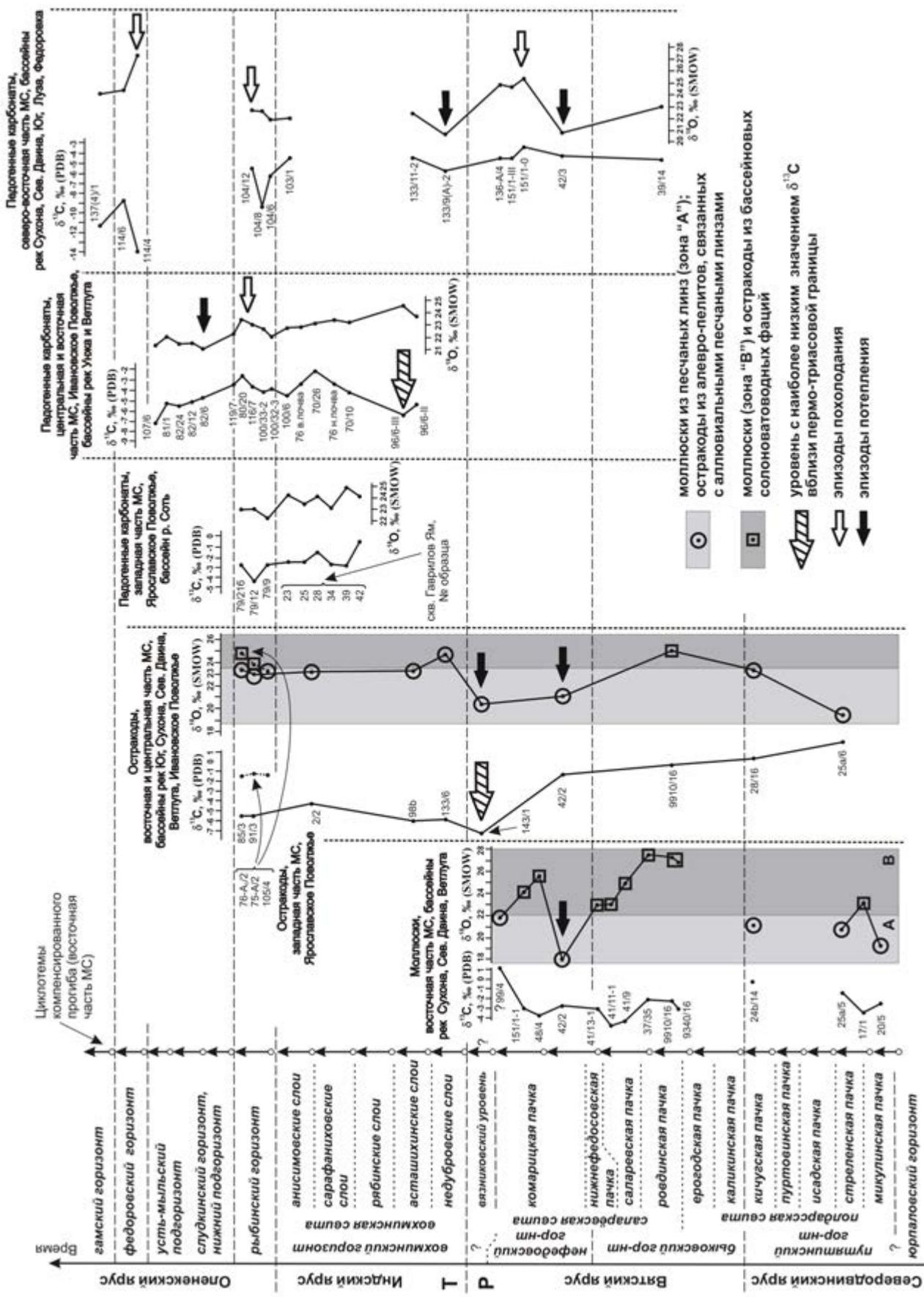


Рисунок. Вариации $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в разных типах карбонатов в пермо-триасовых отложениях Московской синеклизы.

Остракоды также можно разделить на две группы, хотя системная закономерность, по сравнению с моллюсками, не такая очевидная: а) со сравнительно легким изотопным составом кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ меньше 23,5‰) и б) со сравнительно высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (больше 23,5‰). В большинстве случаев остракоды, характеризующиеся наиболее низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, происходят из алевро-пелитовых отложений, которые ассоциируют с крупными песчаными линзами. На основании геологических данных предполагается, что отмеченные ракообразные обитали в «старичных» и пойменных водоемах или в некрупных бассейнах, которые могли являться областью разгрузки речных систем. Три образца с близкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (91/3, 85/3, Горьковское вдхр. и 105/4, Лунка) происходят из отложений крупного бассейна, затопившего западную часть МС во время максимального развития раннеоленинской трансгрессии [1, 2]. Однако они происходят из относительно мелководной зоны, расположенной в области разгрузки активной речной системы. Остракоды со значениями $\delta^{18}\text{O}$, превышающими 23,5‰, как правило, происходят из алевро-пелитовых отложений мелководного озерного бассейна (Мяколица, 9910/16) и из наиболее солоноватоводной зоны морского раннеоленинского залива рыбинского времени (75-А/2, 76-А₀/2, Тихвинское).

В педогенных карбонатах отмечены ясные отрицательные экскурсы в середине вятского яруса и в разрезе Недуброво, где вскрыты наиболее нижние триасовые отложения Восточно-Европейской платформы [3]. Значительное облегчение $\delta^{18}\text{O}$ может указывать на потепление климата. Во второй половине инда по данным из различных районов фиксируется отчетливый тренд в сторону облегчения изотопного состава кислорода. Увеличение $\delta^{18}\text{O}$, указывающее на похолодание, зафиксировано в рыбинское и яренское время.

Вблизи границы перми и триаса выявлено падение значения $\delta^{13}\text{C}$. Наиболее низкие величины $\delta^{13}\text{C}$ по остракодам (-7,4‰) установлены в вязниковских слоях терминальной перми (Соковка, р-н г. Вязники, 143/1), а по педогенным карбонатам (-6,5‰) в нижней части вохминской свиты в разрезе Прудовка (р. Ветлуга, 96/6-III), который сопоставляется с асташихинскими –

рябинскими слоями. Выявленные отрицательные экскурсы коррелируют с отрицательными сдвигами $\delta^{13}\text{C}$, установленными на рубеже перми и триаса. Однако в целом они не продемонстрировали значительных амплитуд, которые известны на кривой $\delta^{13}\text{C}$ в морских и континентальных пограничных пермо-триасовых разрезах мира [6, 4, 5].

Таким образом, по изотопному составу кислорода моллюски и остракоды можно разделить на две группы: 1) тяготеющие к пресноводным аллювиальным обстановкам и 2) приуроченные к солоноватоводным озерным и прибрежно-морским фациям. Изотопный состав кислорода педогенных карбонатов позволяет говорить о прогрессирующем потеплении в вятском и индском веках и о двух эпизодах похолодания в оленекском.

Авторы выражают глубокую признательность В.К. Голубеву и Д.С. Аристову за любезно предоставленные дополнительные материалы.

Литература

1. *Арефьев М.П.* Пять причин, которые вызвали появление Тихвинского феномена. // Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ. Материалы Второй Всерос. конф., посвященной 175-летию со дня рождения Н.А. Головкинского (27-30 сентября 2009 г.). Отв. ред. В.В. Силантьев. Казань. КГУ. 2009. С. 166-167.
2. *Арефьев М.П., Кухтинов Д.А., Тесакова Е.М., Ширяев А.В.* Развитие фауны остракод рыбинского горизонта Московской синеклизы в условиях раннеоленекской морской трансгрессии. // Там же. С. 164-166.
3. *Лозовский В.Р., Красилов В.А., Афонин С.А., Пономаренко А.Г. и др.* О выделении новой пачки в составе вохминской свиты нижнего триаса Московской синеклизы. // Бюл. Региональной межведомств. страт. комиссии по Центру и Югу Русской платформы. Вып. 3. М.: Международн. академия наук о природе и обществе. 2001. С. 151-163.
4. *Retallack G.J., Jahren A.H., Sheldon N.D et al.* The Permian–Triassic boundary in Antarctica. // *Antarctic Science*. V. 17 (2). 2005 P. 241–258.
5. *Tong Jinnan, Zuo Jingxun, Chen Z.Q.* Early Triassic carbon isotope excursions from South China: Proxies for devastation and restoration of marine ecosystems following the end-Permian mass extinction. // *Geological Journal*. V. 42. 2007. P. 371–389.
6. *Yin Hongfu, Zhang Kexin, Tong Jinnan et al.* The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic Boundary. // *Episodes*. V. 24. 2001. № 2. P. 102–114.

ВЛИЯНИЕ БАЛТИЙСКОЙ И УРАЛЬСКОЙ ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ НА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА РУБЕЖЕ ПЕРМИ И ТРИАСА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

М.П. Арефьев^{1,2}, Б.Б. Шкурский^{3,2}, А.В. Григорьева⁴

¹Геологический институт РАН, Москва; *mihail-3000@inbox.ru*

²Музей естественной истории Свято-Алексиевской Пустыни, Ярославская обл.,

³Геологический ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; *shkurskybb@yandex.ru*

⁴ИГЕМ РАН, Москва; *grig@igem.ru*

Терригенные пермо-триасовые отложения северо-восточной части Московской синеклизы (МС) в бассейнах рек Сухона, Юг и Сев. Двина были изучены наиболее детально группой литологов под руководством Н.Н. Верзилина [3, 6, 7]. Результаты их исследований подтвердили прежний вывод [10], что формирование пермо-триасовых отложений МС на рубеже перми и триаса происходило под влиянием Уральской и Балтийской питающих провинций. При сносе со стороны Фенноскандии преобладала гранат-цирконовая ассоциация в прозрачной части тяжелой фракции, а при сносе с Урала – эпидот-цоизитовая.

Для детализации геологической истории региона авторами была проанализирована тяжелая фракция, выделенная из песков тех уровней, которые не изучались группой Н. Н. Верзилина. По аналогии с предыдущими исследователями [3], минералы анализировались в классе 0,1-0,125 мм. При подсчете использовалась методика ГУЦР [10]. Прозрачные минералы определялись отдельно от непрозрачных, при этом общая сумма прозрачных зерен принималась за 100%. Возможный снос циркона со стороны Урала не учитывался, поскольку наиболее высокое содержание циркона было установлено в кварцевых песках вместе с высокой концентрацией альмандина, указывающего на Балтийский источник материала. Наоборот, в тяжелой фракции полимиктовых псаммитов уральского происхождения при высокой концентрации эпидота и цоизита содержание циркона не превышает первых процентов.

Исследования выявили следующие закономерности (рисунок). В уржумском веке изученная территория полностью находилась в зоне влияния Балтийской питающей провинции. Однако уже первая северодвинская песчаная линза аллювиального генезиса (Никулино) сформировалась под влиянием Уральской провинции. На протяжении второй половины северодвинского века в районе отлагался песчаный материал, принесенный как с Урала, так и с территории Фенноскандии. Влияние Уральской провинции установлено на трех уровнях в верхней части северодвинского яруса. Но каждый раз линзы с эпидот-цоизитовой ассоциацией выше по разрезу сменяются линзами, где преобладают гранты с цирконами. Острейшая конкуренция между Уральской и Балтийской питающими провинциями за область разгрузки своих речных систем продолжалась до конца северодвинского века.

В вятском веке изученная территория окончательно попала в сферу влияния Уральских источников сноса. При этом вверх по разрезу в отдельных фракциях песков возрастает процентное содержание кремней до 90%, 3. В основании эрозионных врезов появляются кремниевые гравелиты и конгломераты [1]. В начале триаса их мощность увеличивается и достигает семи метров в середине (?) индского века (Фаустово), свидетельствуя о максимуме пиковой энергии флювиальных потоков. Господствующее преобладание эпидот-цоизитовой ассоциации в тяжелой фракции сохранялось в регионе на протяжении оленекского века.

Всеобщее распространение флювиальной системы МС, питавшейся на Урале, связывается с позднегерцинским орогенезом Уральской тектонической зоны [1]. Как отмечалось, область Уральского орогена претерпела значительное поднятие на заключительной стадии герцинской эпохи складчатости в инде, например, на Среднем и Южном Урале [9]. В это время в продольных зонах осадконакопления на юге и на севере Предуральского краевого прогиба накапливаются мощные груботерригенные отложения [11, 5, 8], которые

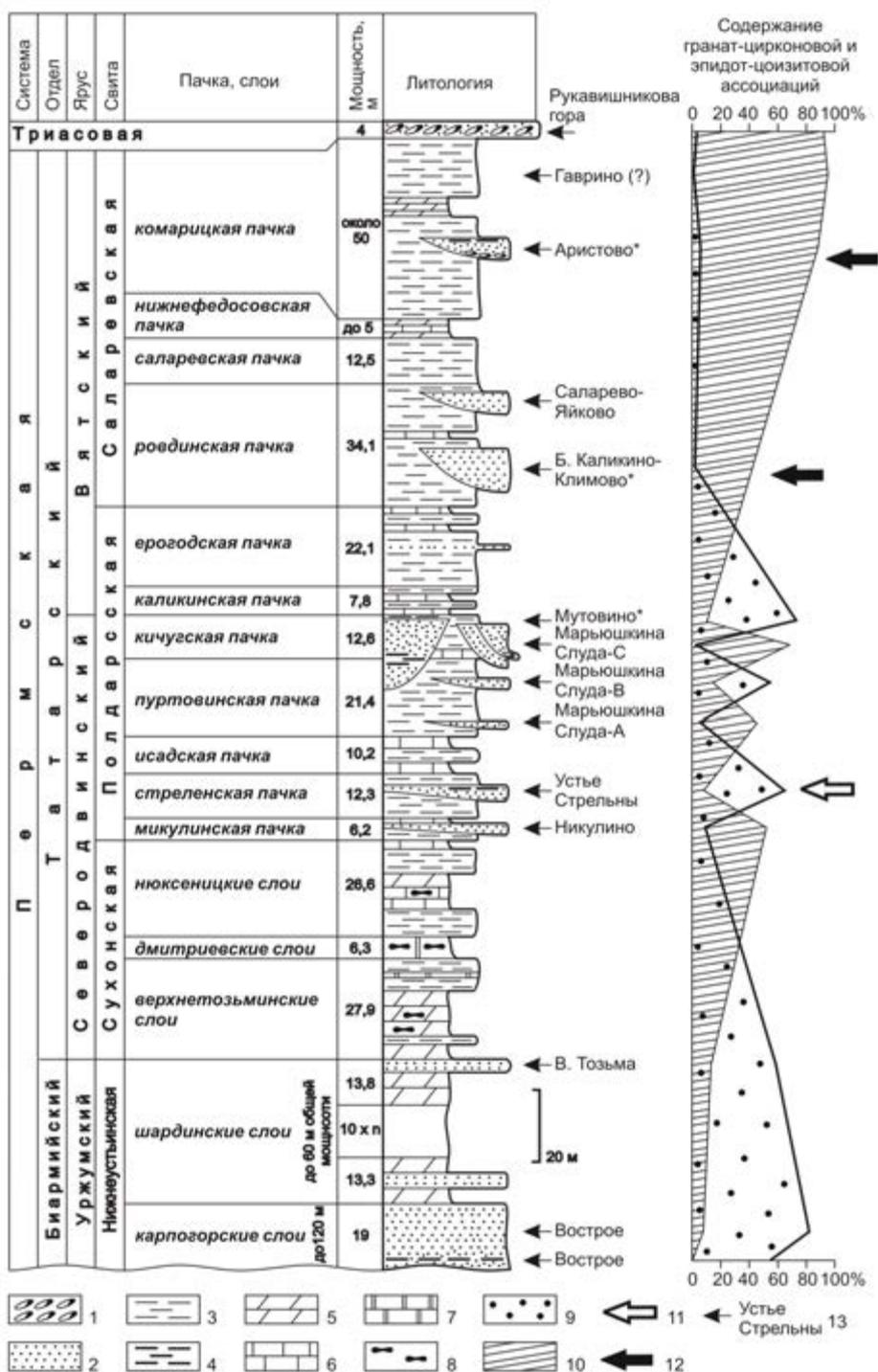


Рисунок. Среднее содержание гранат-цирконовой и эпидот-цоизитовой ассоциаций в прозрачной части тяжелой фракции пермо-триасовых терригенных отложений в бассейне р. Сухона и М. Сев. Двина

1- гравелит и конгломерат, 2 – песок и песчаник, 3 – алевро-пелиты, 4 – алевро-пелиты, обогащенные S_{org} , 5 – мергель, 6 – известняк, 7 – доломит, 8 – конкреции кремней, 9 – содержание граната и циркона, 10 – содержание эпидота-цоизита, 11 – эпизоды гумидизации, 12 – эпизоды потепления, 13 – уровни отбора образцов, * - по данным Н.Н. Верзилина и соавторов [3]

рассматриваются как результат активного поднятия орогена и усиления его эрозии.

Видимо, усиление влияния Уральской питающей провинции протекало одновременно с потеплением климата. Облегчение изотопного состава кислорода может свидетельствовать о потеплении в середине вятского века, на рубеже перми и триаса и во второй половине инда (см. материал Арефьева, Кулешова в данном сборнике). В начале вятского века аридизация фиксируется по анальциму и палыгорскиту в почвенных профилях (ровдинская пачка саларевской свиты [4]). Поскольку рост энергии паводков коррелирует с потеплением, то это совпадение может объясняться таянием ледников, которые согласно ряду реконструкций покрывали на рубеже перми и триаса уральские высокогорья.

В средней части северодвинского яруса (стреленская-исадская пачки полдарсской свиты) присутствует высокозарядный смектит, обнаруженный в почвах (данные Т.В. Алексеевой (Ин-т физ.-химич. и биол. проблем почвоведения РАН, Пушкино) по сборам М. П. Арефьева), и сидеритовые конкреции, которые на других уровнях татарского отдела больше не встречаются. Комплекс признаков позволяет предполагать, что в это время существовал более гумидный климат по сравнению с другими уровнями татарской эпохи. Характерно, что стреленская пачка характеризуется песками с гранат-цирконовой ассоциацией. В триасе дважды фиксируется похолодание по утяжелению изотопного состава кислорода в оленекском ярусе (в рыбинском горизонте и яренском надгоризонте). При этом в рыбинское время повышенный речной сток со стороны Фенноскандии отмечается западнее изученного района в Ярославском Поволжье в отложениях морского залива, затопившего западную часть МС во время максимального развития раннеоленекской трансгрессии [2].

Таким образом, развитие речной системы, питавшейся на Урале, видимо, происходило на фоне позднегерцинского орогенеза Уральской зоны и сопровождалось эпизодами активного таяния горных ледников во время

потепления. Активизация рек Балтийской питающей провинции, видимо, наоборот, наблюдалась при общей гумидизации, приводившей к повышенному речному стоку со стороны Фенноскандии.

Авторы глубоко признательны А.В. Лаломову за помощь, оказанную при обработке материала.

Литература

1. *Арефьев М.П.* Влияние позднегерцинского орогенеза Урала на развитие аллювиального веера Московской синеклизы. // Актуальные вопросы литологии. Материалы 8-го Уральского литологического совещания. Отв. ред. А.В. Маслов. Екатеринбург. 2010. С. 23 – 25.
2. *Арефьев М.П., Шкурский Б.Б.* Влияние Уральской и Балтийской питающих провинций на осадконакопление в палеобассейне Тихвинское (ранний оленек, Московская синеклиза). // Там же. С. 26 – 28.
3. *Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А., Суслов Г.А.* Крупные песчаные линзы в верхнепермских отложениях севера Московской синеклизы. // Тр. СПб общ-ва естествоиспытателей. 1993. Т. 83. Вып. 2. 112 с.
4. *Иноземцев С.А., Таргульян В.О.* Верхнепермские палеопочвы: свойства, процессы, условия формирования. М: ГЕОС. 2010. 188 с.
5. *Калантар И.З.* Палеогеография и история геологического развития Северного Приуралья в триасе. // Советская геология. 1980. № 3. С. 56-67.
6. *Калмыкова Н.А.* Акцессорные минералы верхнепермских и нижнетриасовых отложений в районе бассейнов рек Юг, Ветлуга, Вятка. I. Минералы верхнепермских отложений. // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1998. Вып. 1 (№ 7). С. 14-21.
7. *Калмыкова Н.А.* Акцессорные минералы верхнепермских и нижнетриасовых отложений в районе бассейнов рек Юг, Ветлуга, Вятка. I. Минералы нижнетриасовых отложений. // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1998. Вып. 2 (№ 14). С. 3-10.
8. *Новиков И.В.* Биостратиграфия континентального триаса Тимано-Североуральского региона по фауне тетрапод. Тр. ПИН РАН Т. 261. 1994. М: Наука. 139 с.
9. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ. 2000. 146 с.
10. *Строк Н.И., Трофимова И.С.* Влияние Уральской и Балтийской питающих провинций на формирование верхнепермских и нижнетриасовых отложений Московской синеклизы. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51. № 1. С. 100-110.
11. *Tverdokhlebov V. P., Tverdokhlebova G.I., Surkov M.V., Benton M.J.* Tetrapod localities from the Triassic of the SE of European Russia. // *Earth-Science Reviews*. V. 60. 2002. P. 1 –66.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ ФЛИШОИДНОЙ ТОЛЩИ ЮЖНОГО УРАЛА

М.Ю. Аржавитина¹, С.Ф. Бабаева²

¹БашГУ, г. Уфа

²БашГУ, г. Уфа, e-mail babaevasvet@yandex.ru

Область распространения флишоидной толщи фаменско-раннетурнейского возраста, являющаяся предметом наших исследований, охватывает две крупные отрицательные структуры I порядка Зилаирский и Магнитогорский мегасинклинии, разделенные в настоящее время антиклинорием Урал-Тау. Западная и восточная границы района изучения – тектонические.

Литолого-фациальное изучение пород фаменско – раннетурнейского возраста показало, что она представлена толщей пород, основные черты, строения которой с небольшими вариациями сохраняются на значительной территории. Однако литологическое и минералогическое изучение тяжелой фракции песчано-алевритовых пород позволило уточнить литолого-фациальные зоны бассейна седиментации того времени.

Анализ имеющегося фактического материала и данные предыдущих исследований [3,4] свидетельствуют о том, что к востоку от Магнитогорского мегасинклинория располагалась область поднятия, возможно островного характера, откуда происходил снос обломочного материала. Это подтверждается и нашими исследованиями, а именно, что терригенные породы вблизи источника сноса имеют вулканомиктовый состав и относятся к собственно грауваккам по классификации В.Д. Шутова. В составе обломков преобладают породы основного и среднего состава, а из минералов – плагиоклазы и пироксены. Тяжелая фракция этих пород из 80-100% состоит из магнетита. Все это обусловило темно-серый, почти черный цвет пород. По мнению М.Н. Страхова [5], повышенные концентрации рудных минералов могут возникать в зоне пляжа морских бассейнов или в верхней части дельт и связаны с разрушением прибоем изверженных пород. В нашем случае они намечают береговую линию морского бассейна, которая проходит через разрезы Куруды, Узельга, Черная, Суундук, Солончатка. Мелководность этой

литолого-фациальной зоны подтверждается наличием косої слоистости прибрежно-морского типа по р. Узельге. Мощность их 5-20м [1].

Выше по разрезу залегают вулканиты субщелочного ряда, представленные разностями от трахибазальтовых порфиритов до трахитов. Вероятно, проявления вулканизма были приурочены к относительно устойчивым участкам земной коры. Это были вулканы центрального типа, располагавшиеся вдоль берегов или островов наметившейся суши [4]. Иногда вулканиты переслаиваются с терригенными породами, что свидетельствует о периодичности извержений и отложения их в мелководных прибрежно-морских условиях.

Западнее располагается следующая литолого-фациальная зона, сложенная ритмично переслаивающимися песчаными, алевроитовыми и аргиллитовыми породами. Очевидно, это был морской бассейн с довольно крутыми берегами, имевший тенденцию к опусканию, где обломочный материал не успевал окатываться и отсортировываться. Наибольшую тенденцию к опусканию, очевидно, имела осевая зона Магнитогорского мегасинклиория, где отмечаются значительные мощности (до 200м) пород и максимальные содержания минералов тяжелой фракции [1]. . Возможно, эта зона являлась континентальным подножием, где происходила разгрузка обломочного материала. Быстрому накоплению обломочного материала способствовала тектонически-подвижная обстановка всей изучаемой территории, землетрясения, моретрясения, волнения, порождающие суспензионные и турбидитные течения. Отдельные участки этой зоны иногда воздымались и подвергались размыву, на что указывает наличие в терригенных породах обломочного материала, характерного для пород мегасинклиория. Такие участки отмечаются в пределах восточного борта мегасинклиория, а также в районе Ириклинского водохранилища и р. Зирень-Агач.

В отдельных участках Магнитогорского мегасинклиория, куда обломочный материал поступал в незначительных количествах (р. Янгелька, п.п.Кирса, Поповский), создавались благоприятные условия для отложения карбонатов и кремнистых пород.

Наиболее глубоководная часть бассейна располагалась на территории Зилаирского мегасинклиория, где мощности флишеидных пород достигают более 2000 тысяч метров. По сравнению с Магнитогорским мегасинклиорием

в Зилаирском прогибе в терригенных породах сокращается количество обломков вулканогенных пород, плагиоклаза и пироксена. Основными породообразующими компонентами их являются кварц, слюда, хлорит, кварциты и кремнистые сланцы, то есть источниками сноса для этой области, вероятно, были Восточно-Уральское поднятие и антиклинорий Урал-Тау.

Западная граница Зилаирского мегасинклинория с Предуральским прогибом является тектонической. По мнению Р.А. Исмагилова [2] она является подаллохтонным продолжением к востоку Предуральского прогиба.

Из сказанного следует, что образование толщи фаменско-нижнетурнейского возраста происходило в переходную (островодужную) стадию развития Уральской геосинклинали, когда почти повсеместно накапливались флишоидные, кремнисто-терригенные, а участками и вулканогенные субщелочные отложения.

В результате субдукции и образования островных дуг сокращались размеры бассейна седиментации терригенных пород, поэтому верхняя часть турнейского яруса в большинстве разрезов представлена кремнистыми образованиями, в том числе и спонголитами, в меньшем размере – карбонатными.

Значительные колебания мощности вблизи Уралтауского антиклинория могут свидетельствовать о неравномерных глубинах и резкой расчлененности морского дна.

Литература

1. *Аржавитина М.Ю.* Особенности минерального состава терригенных пород зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория // Минералого-геохимические особенности колчеданных месторождений, вулканогенных и осадочных образований Южного Урала. Уфа: ИГ БФРАН СССР, 1978, с. 48-55.
2. *Исмагилов Р.А.* Сакмаро-Икская зона поднадвиговых структур Зилаирского синклинория Южного Урала – новый объект для поиска нефти и газа // Бурение и нефть. № 5/2008, с. 27-29.
3. *Наливкин Д.В.* Нижний фамен Южного Урала. Зап. Лен. горн. ин-та. 1972, вып. 63 №2. с. 31-37.
4. *Смирнов Г.А., Смирнова Т.А.* Материалы к палеогеографии Урала. Очерк III. Фаменский век. Тр ГГИ УФАН СССР. Вып. 60. Свердловск, 1961- 215 с.
5. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т.2. М.: АН СССР, 1962 - 374 с.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БОБРИКОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДБОРТОВОЙ ЗОНЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

С.В. Астаркин¹, О.П. Гончаренко¹, В.А. Мусатов²

¹ СГУ, Саратов, e-mail sv.astarkin@rambler.ru

² НВНИИГГ, Саратов, e-mail iskander.12@mail.ru

В последнее время активно ведется исследование слабо изученных районов Волго-Уральской провинции с целью открытия новых месторождений или доизучения открытых ранее месторождений. Одним из таких районов является юго-восточная часть Волго-Уральской провинции. В настоящей работе приведены результаты петрографических исследований пород бобриковского горизонта зоны сочленения Золотовско-Каменской приподнятой зоны и Степновского сложного вала (Саратовское Заволжье).

На территории Саратовского Заволжья бобриковский горизонт имеет широкое распространение. Здесь на небольшой глубине и слабо расчлененном рельефе дна в условиях теплого и влажного климата происходило формирование континентальных, прибрежно-морских и мелководно-морских отложений.

Бобриковский горизонт представлен песчаниками с единичными маломощными (0,05-1,5м) прослоями аргиллитов в кровле и подошве горизонта. Песчаники по составу кварцевые, разнозернистые, неотсортированные, массивные и с субгоризонтальной градиционной слоистостью, обусловленной чередованием слоев различного фракционного состава. Размер зерен в них варьирует от 0,1-0,3 мм до 0,5-1,5 мм. Зерна полукатанные, нередко хорошо окатанные, с конформно-контактным сочленением. Цемент глинисто-карбонатный по стилолитам. Цементация порового и пойкилитового типа. Спорадически незначительно в межзерновом пространстве и в единичных прослоях, толщиной 1-6 см, присутствует глинистый каолиновый материал в виде порового и порово-пленочного цемента. В прослоях количество его достигает 20%.

Песчаный пласт неоднородный. В кровле и подошве его наблюдаются темно-серые отсортированные мелкозернистые разности, неравномерно глинистые и пиритизированные. Текстура песчаников субгоризонтально тонко прерывисто слоистая, линзовидно-слоистая, участками и прослоями

нарушенная биотурбациями. Поверхности наложения подчеркнуты глинистым материалом, микролинзами пирита, содержат углефицированные растительные остатки.

Аргиллиты, развитые в кровле и подошве горизонта, темно-серые, неравномерно алевритистые, горизонтально тонкослоистые, интенсивно пиритизированные, неравномерно известковистые.

Результаты гранулометрических анализов, для которых были взяты пробы из бобриковских отложений, согласуются с выводами, сделанными в работах Г.М. Ярикова [4], Л.П. Съестновой [2], Ю.А. Писаренко [1], о том, что бобриковские песчаники относятся к прибрежно-морским фациям. Анализ данных гранулометрических исследований предусматривал расчет статистических коэффициентов по стандартной методике [3] и построение генетических гранулометрических диаграмм Г.Ф. Рожкова и Дж. Фридмана. Полученные результаты указывают на резкое преобладание песчаной и незначительное содержание алеврито-глинистой фракций; сортировку от хорошей до умеренно, с преобладанием хорошей; на высокие энергетические уровни седиментации и стабильно активную гидродинамику. Построенные генетические диаграммы по Дж. Фридману и Г.Ф. Рожкову свидетельствуют о дифференциации обломочного материала, которая обусловлена активным волновым воздействием при ослаблении роли поступательного движения воды – течений в зоне выхода волн на мелководье открытых бассейнов.

На исследуемой территории, расположенной в предбортовой зоне Прикаспийской впадины, и представляющей собой пологий склон, слабо наклоненный в юго-восточном направлении, в начале бобриковского времени в крайне мелководных условиях отлагались глинистые и тонкозернистые кластические илы с обилием растительного детрита. Для пород характерна тонкая горизонтальная слоистость. Обломочный материал представлен мелкозернистым кварцевым материалом. Отсутствие фауны, преимущественно каолинитовый состав глин, проявления биотурбаций свидетельствуют об опреснении бассейна, небольшой его глубине, низкоэнергетической обстановке и близости береговой линии. Следует отметить, что перечисленные признаки, с учетом согласного залегания бобриковских отложений на породах радаевского возраста, говорят не в пользу их аллювиального генезиса. Вероятнее всего, мы имеем дело с отложениями зоны подводных течений.

Непродолжительный процесс накопления глинистых и мелкозернистых кластических разностей сменился в связи с новым наступлением моря,

активной аккумуляцией разномерных, массивных, либо послойно сортированных мономинеральных осадков, практически лишенных глинистой примеси. Перечисленные признаки указывают, что накопление таких осадков происходило в обстановке с высокой гидродинамикой. Наличие градационной слоистости свидетельствует о проявлении волновой деятельности и приливно-отливных течений. Присутствие в разрезе массивных, бесцементных песчаников может указывать на развитие здесь гряд приливно-отливной зоны, мелких баров. Об этом свидетельствует также характеристика пласта по ГИС, где зафиксированы резкие контакты его с подстилающими и перекрывающими отложениями.

Дальнейшее накопление мелкозернистых и глинистых тонкопиритизированных осадков происходило в низкоэнергетической обстановке мелководного шельфа. Появление в верхней части разреза реликтов фауны может свидетельствовать уже о более морских условиях и нарастающей трансгрессии в развитии морского (осадочного) бассейна.

Таким образом, приведенная петрографическая характеристика отложений позволяет рассматривать их как отложения прибрежно-морской зоны с меняющимся гидродинамическим режимом, в пределах которой перенос, перераспределение и аккумуляция обломочного материала осуществлялась в результате активного движения водных масс – течений и волнений.

Литература

1. Писаренко Ю.А., Воробьев В.Я. и др. Результаты региональных геолого-геофизических работ на территории юго-восточной части Русской плиты и перспективы их дальнейшего проведения // Геология нефти и газа, 2011, №1. С. 68-77.
2. Съестнова Л.П. Литология и условия формирования терригенных нефтегазоносных отложений нижнего карбона Саратовско-Волгоградского Поволжья / Дисс. на соискание уч. с. кандидата геол.-мин. наук. – Саратов, 1977. 139 с.
3. Фролов В.Т. Литология. Учебное пособие (Кн. 2) / М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.
4. Яриков Г.М. Каменноугольные отложения северо-западного обрамления Прикаспийской впадины и перспективы их нефтегазоносности. – Автореф. дисс. на соис. уч. степ. докт. геол.-мин. Наук Л., ВСЕГЕИ, 1973, с.51.

МОДЕЛЬ СЕДИМЕНТАЦИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТУАПСИНСКОГО ПРОГИБА

С.М. Астахов

ООО НПФ «Георазведка», Краснодар, sergey.m.astakhov@rambler.ru

По данным сейсморазведки волновое поле молассового комплекса майкопской серии Туапсинского прогиба в различных разрезах (особенно граничные зоны), при достаточно широком развитии локальных и региональных сейсмофаций, характеризуется наличием явных структурных несогласий и признаков внутриформационных размывов, что явилось основанием составления секвент-стратиграфической модели седиментации. Приведены палео-разрезы комплексов майкопской седиментации на восьми временных отметках (рис. 1).

1. Конец эоцена (рис. 1 а). Вал Шатского представлял мелководную зону (до 50-100 м) хемогенного карбонатакопления, сочленялся с более глубоким Кавказским трогом, характеризующимся увеличенными мощностями аналогичных отложений. Палеобассейн был значительно шире современных границ вышеназванных геоструктурных элементов. Переход к раннему олигоцену характеризуется довольно резким увеличением уровня мирового океана на 100 м [1].

2. Начало раннего олигоцена (рис. 1 б). Характеризуется началом прогибания на валу Шатского и ростом Кавказского острова Главного хребта на относительно отдаленных расстояниях от нынешней береговой линии. Это происходит вследствие субдукции Черноморской микроплиты под Скифскую. Аккреционная складчатость вызывает рост складок со стороны Скифской плиты. Прогибание на начальном этапе (в отличие от роста) должно было позволить создать аккумулятивную предтечу шельфа в виде наложенных авандельтовых клиноформ. Прогибание в течение раннего олигоцена некомпенсированное, на фоне постепенного понижения глобального уровня моря на 30-40 м. Размывался поднятый палеоберег (эоценовый клиф) и

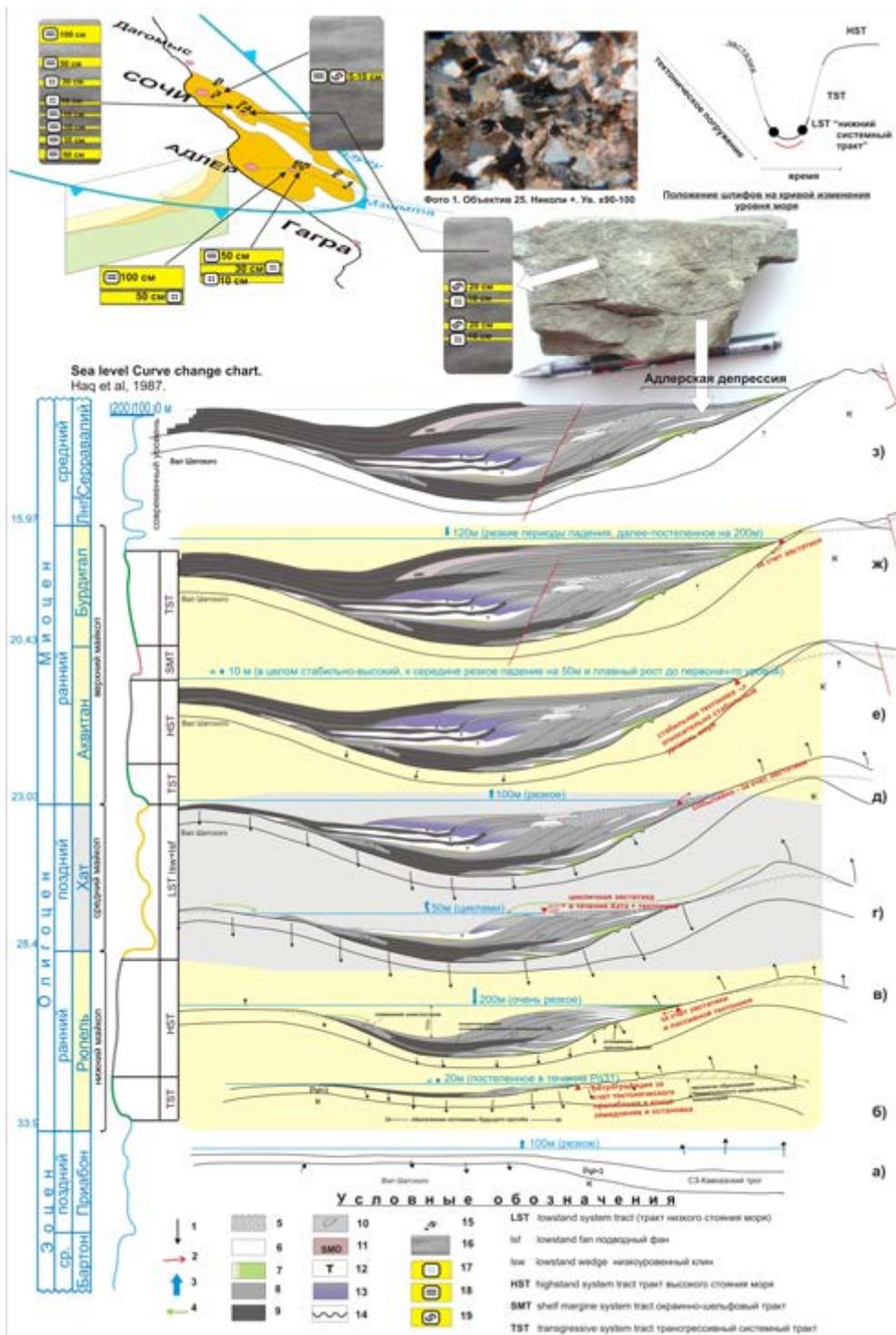


Рис.1. Условные обозначения: 1 – Направление тектонического движения фундамента в последующую стадию, 2 – Направления движения береговой линии в последующую стадию, с указанием определяющего фактора, 3 – Изменение уровня мирового океана в последующую стадию, с указанием характера изменения, 4 – направление сноса обломочного материала, 5 – дельтовые отложения, 6 – шельфовые алевролиты и песчаники, 7 – авандельтовые алевролиты и песчаники, 8 – шельфовые глины, 9 – глины конденсированного разреза, обогащенные ОВ, 10 – олистостромы, оползневые явления на континентальном склоне, 11 – Краинно-шельфовый тракт, 12 – Подводный фан подножия склона с телами и покровными песчаниками, 13 – Клин нижнего системного тракта, 14 – Эрозионная поверхность, 15 – Места отбора образцов, 16 – Некolleкторы и плохо проницаемые породы, 17 – песчаники массивные без слойчатости, 18 – Песчаники с горизонтальной слойчатостью центральных частей мелководного бассейна, 19 – Песчаники с мультдообразной слойчатостью дельтовой природы.

принесенный речными системами более древний обломочный материал с острова будущего главного хребта. Пакет парасеквенций ретроградационный.

3. Конец раннего олигоцена (рис. 1 в). Ретроградационные парасеквенции трансгрессивного тракта (за счет тектонического прогибания и повышения уровня Мирового океана) сменяются на конец раннего олигоцена агградационным характером накопления, за счет периода ослабления, возможно приостановки тектонического прогибания. Уровень моря остается неизменным и за счет обильного речного сноса с Кавказа происходит проградация шельфа в сторону поглубления бассейна. Само существование Чвежипсинского эоцен-палеоценового синклиория говорит о первоначальном прогибании центральных частей Туапсинского прогиба.

4. Начало позднего олигоцена (рис. 1 г). Происходит резкое практически мгновенное снижение уровня Мирового океана на 200 м. За счет этого можно предполагать осушение аккумулятивного образования шельфа с развитием речной сети и особым режимом осадконакопления на образовавшемся склоне и подножии. Идет распространение дистрибутивной системы подводных фанов с прослоями песчанистого материала турбидитными потоками разной плотности. Накопление подводной системы фанов происходит у подножия сформированного на момент накопления склона, причем наиболее крупнообломочный материал откладывается в палеодепрессиях неровностей подножия.

5. Конец позднего олигоцена (рис. 1 д). В течение позднего олигоцена происходит изменение уровня моря на 50-60 м. Это находит свое отражение в накопленных обособленных сериях толщ турбидитных песчаников и алевролитов в погруженной части бассейна.

6. Начало раннего миоцена (рис. 1 е). На начало раннего миоцена обстановки накопления переходят к трансгрессивной фазе. С учетом ослабевающего тектонического прогибания и стабильного уровня моря, пакеты парасеквенций (преимущественно тонкодисперсного состава, особенно на погружении – конденсированные отложения) переходят к агградации.

Состояние переходит к тракту высокого стояния. Тектоническое прогибание наименьшим образом затрагивает Адлерскую депрессию.

7. Конец раннего миоцена (рис. 1 ж). Тектоническая инверсия происходит повсеместно на валу Шатского и в Туапсинском прогибе. Это вызывает уменьшение пространства аккомодации. Снижение уровня моря на границе аквитана и бурдигала приводит к накоплению комплексов окраинно-шельфового тракта, сменяясь далее трансгрессивными отложениями. Адлерская депрессия, по-видимому, испытывала поднятие, сопровождавшееся размывом верхнемайкопских отложений, что запечатлено на сейсмических разрезах.

8. Начало среднего миоцена (рис. 1 з). Заметно увеличенная карбонатность пород тархана говорит об уменьшении глубин. Далее происходит осушение большей части Туапсинского прогиба с врезанием речных систем чокрака в майкоп, а впоследствии – эрозия каналами, которая происходила до эоценовых отложений. Майкоп Адлерской депрессии оставался сушей вплоть до понтического времени. Выровненный профиль эрозии депрессии может служить косвенным признаком для утверждения именно речной природы чокракских врезов.

Значительное углубление и деформации сжатия майкопского бассейна (со значительным выжиманием пластичных толщ, диапиризмом, линейной складчатостью) со смещением по серии продольных суб-кавказского простирания разломов происходило в послемiocеновое время. Наиболее интенсивные деформации и формирование современной структуры кровли майкопских отложений ТП приходилось на плиоцен-плейстоценовое время (Роданская и Валахская фазы Альпийской складчатости).

Литература

1. *Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* “Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change”. SEPM Spec. Publ., 1988, 42,71-108 p.

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТУРОНСКИХ И СЕНОМАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ОДНОГО ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НАДЫМ-ПУРСКОЙ НГО

Д.Ю. Аулова

РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина, kora_kori@rambler.ru

В охарактеризованных керном участках разрезы представлены терригенными отложениями и сложены преимущественно различными песчаными, алевроитовыми и глинистыми породами, а также углями, сидеритами, известняками. Вскрытые отложения представлены двумя стратиграфическими подразделениями, породы которых характеризуются рядом существенных отличий, поэтому характеристика литотипов проводится раздельно для туронских и сеноманских отложений.

В целом породы слабо сцементированы, песчаники и алевролиты иногда практических рыхлые. Исключения составляют разности с карбонатным цементом.

По разрезу отмечаются как регрессивные, так и трансгрессивные последовательности седиментации, приводящие соответственно к постепенному увеличению или уменьшению зернистости пород вверх по разрезу.

В сеноманской части разреза выделяются пачки преимущественно песчаного, алевролитового и смешанного песчано-алеврито-глинистого строения. Преимущественно песчаные части разреза представлены слоистыми пачками песчаников с прослоями алевролитов, а также однородными пачками серых и темно-серых песчаников. Алевроитовые части сложены однородными пачками алевролитов местами переслаивающихся с алевро-глинистыми породами и глинами.

Минеральный состав пород: обломки жильного кварца, плагиоклазы, обломки кремнистых пород и вулканического стекла.

Для всех сеноманских отложений характерно преобладание полосовидных, иногда очень узких зон развития увеличенных эффективных толщин, рассматривающихся как седиментационные каналы.

Породы-коллекторы сеноманских отложений представлены преимущественно однородными или слоистыми пачками песчаных или алевропесчаных пород. Пустотное пространство представлено межзерновыми порами при низком содержании цементирующего материала. Максимальные размеры пор в них сопоставимы с размером песчаной фракции. Широко развиты высокопористые разности с высокой проницаемостью, однако наличие тонкой горизонтальной слоистости в некоторых разностях, затрудняет вертикальную фильтрацию флюидов.

В сеноманский период времени на рассматриваемой территории существовали, скорее всего, континентальные условия, обусловленные максимальной регрессией морского бассейна. Седиментация проходила в обстановках аллювиально-дельтовой равнины. Крупные песчаные тела формировались в дельтовых рукавах. Седиментация сопровождалась значительными перерывами с формированием специфических глинистых конгломератов. Затем произошла трансгрессия моря с образованием подводной части дельтовой равнины и небольших островов. Участками прослеживается регрессивная направленность седиментации с постепенным переходом от глинистых пород к обломочным, свойственным дельтовым образованиям.

В туронской части разреза выделяются пачки песчаного, алевролитового и смешанного алевролита-глинистого строения. Песчаные части разреза сложены, в основном, однородными пачками мелкозернистых песчаников, часто со сложной текстурой биотурбации. Алевролитовые – однородными пачками алевролитов. Части разреза смешанного строения представлены чередованием алевролита-глинистых пород турбидитной серии, алевролита-глинистых биотурбированных пород, алевролитов и глин.

Минеральный состав пород представлен обломками жильного кварца, плагиоклазами, обломками кремнистых пород. Присутствуют стяжения бесструктурного глауконита и лептохлорита.

Характеризуя туронский этап развития территории, следует отметить сравнительно равномерное распределение песчаности и ее общее увеличение в осевой части.

Породы-коллекторы туронских отложений представлены, в основном, алевролитами, размеры пор которых не превышают 0,1 мм. Во многих разностях пород практически полностью отсутствует слоистость при наличии пятнистого распределения глинистого материала, вызванного процессами биотурбации. Размеры чередующихся пористых и плотных глинистых участков пород колеблются в пределах 1-2 см. Такой характер распределения пустотного пространства определяет низкие значения как латеральной, так и вертикальной проницаемости, даже при наличии высокой пористости.

Формирование песчаных тел в туроне связано, по-видимому, с дальней транспортировкой обломочного материала в подводных дельтовых рукавах или турбидитными потоками. Условия седиментации определили относительно невысокую неоднородность преимущественно алевролитовых тел и их конфигурацию в виде плоских образований прихотливых форм и каналов субширотной и северо-восточной ориентировки.

Литература

1. *Селли Р. И.* Древние обстановки осадконакопления. М., Недра 1989. 294 с.
2. Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т. Т. 1. /Под. ред. Х. Рединга. М., Мир, 1990. 352 с.
3. *Петтиджон Ф. Дж.* Осадочные породы. М., Недра 1981, 751 с.
4. Особенности геологического строения и разработки уникальных газовых залежей газа крайнего севера Западной Сибири. О.М. Ермилов и др. Новосибирск, Издательство сибирского отделения академии наук, 2004, 139 с.

ОСАДОЧНЫЙ РУДОГЕНЕЗ И НАФТОГЕНЕЗ В ОБЛАСТЯХ ОПУСКАНИЯ НЕКОМПЕНСИРОВАННОГО ТИПА

Я.Г. Аухатов

ООО «НТПР», г. Ижевск

В истории развития осадочных бассейнов выделяются циклы некомпенсированного и компенсированного осадконакопления. Если в стадии некомпенсированного осадконакопления седиментационные бассейны остаются незагруженными, то в этапе компенсации происходит очень быстрое заполнение областей опускания осадочным и хемогенным материалом. Области опускания, к которым приурочено некомпенсированное осадконакопление, в геологической литературе известны как «иловая» или «доманиковая» впадина, некомпенсированный прогиб, аккумуляционно-топографическая впадина и области опускания некомпенсированного типа (ООНТ). Первые представления о глубоководности и некомпенсированности осадконакопления возникли при изучении осадочных отложений складчатых областей. С развитием глубокого бурения на нефть и газ стало известно об относительной глубоководности платформенных доманиковых отложений и приуроченности их к определённым структурам осадочного чехла некомпенсированным прогибам и их системам (Предуральская система прогибов, Камско-Кинельская система прогибов и др.). Многие исследователи считают, что возникновение условий некомпенсированного осадконакопления на платформах есть результат прогибания или опускания окраинных частей платформ, граничащих с геосинклинальными областями [4, 9].

Все ООНТ подразделяются с учетом общей этапности развития земной коры в четыре основных класса, располагающихся в их эволюционной последовательности – геосинклинальный, орогенный, платформенный и активизационный. Внутри каждого класса ООНТ выделяются группы, соответствующие генетическим типам структур (краевые прогибы, перикратонные и интракратонные синеклизы, авлакогены и др.). В этой классификации можно выделить ООНТ, возникающие в геотектонических режимах растяжения (авлакогены, рифты) и сжатия (передовые прогибы, внутриформационные прогибы).

Вертикальный ряд формаций ООНТ платформенного (Камско-Кинельская система прогибов, Прикаспийская синеклиза, Западно-Сибирская мегасинеклиза), орогенного (Предуральская система прогибов), активизационного (Днепровско-Донецкий авлакоген) классов представляет нефтегазоносный этаж: нефтегенерирующая (доманиковая) – нефтегазорезервуарная (карбонатная и терригенная клиноформная) – нефтеэкранирующая (галогенная и др.). Доманиковые отложения формировались в условиях некомпенсированного осадконакопления. Причины накопления повышенных концентраций органического вещества (ОВ) и образование доманикоидных (доманикитных) толщ дискуссионны. В качестве основных факторов, благоприятно влияющих на формирование повышенного нефтематеринского потенциала ОВ и пород, рассматриваются два: высокая биопродуктивность бассейна и геохимические условия (в частности сероводородное заражение вод) для консервации и сохранений ОВ. Доманикоидные формаций нефтеносны во многих регионах мира. Несмотря на большой объем исследований, выполненных по этому вопросу, прогноз коллекторских зон по-прежнему представляет значительные трудности. Сложность прогнозирования коллекторов в доманикоидных формациях заключается в геодинамической обстановке ее образования и развития в условиях геотектонического сжатия с развитием надвиговых движений. В этапе компенсированного осадконакопления в бортовых и шельфовых зонах формировались нефтегазорезервуарные литоклиноциклиты, которые в настоящее время являются теоретической и практической основой при поиске и разведке месторождений углеводородов в Волго-Уральской области и Западной Сибири.

Изучение латерального ряда формаций и субформаций (доманиковая – рифовая – сульфатно-карбонатная) платформенного (Бугурусланская ООНТ) и орогенного (Предуральская, Индоло-Кубанская и др.) классов дало возможность установить приуроченность серных месторождений и серопроявлений к рифовым и сульфатно-карбонатным формациям и субформациям [2]. А также установить приуроченность сероводородсодержащих углеводородов (Прикаспийская синеклиза, Предуральский прогиб, Иркутский амфитеатр, Камско-Кинельская система прогибов, Бугурусланская впадина и др.) к рифовым формациям и

субформациям бортовых и шельфовых зон ООНТ. По мнению автора, сонахождение, парагенезис доманиковых, рифовых и сульфатно-карбонатных формаций и субформаций в областях опускания некомпенсированного типа привело к формированию первичной серной минерализации в рифовых и сульфатно-карбонатных формациях и субформациях. Формирование первичной серной минерализации происходило по общепринятой схеме: восстановление сульфат-ионов в шельфовой зоне до сероводорода органическими веществами и углеводородами нефтяного ряда депрессионной зоны при участии сульфатредуцирующих бактерий с последующим окислением до элементарной серы. Происхождение сероводорода следует связывать с взаимодействием мигрировавших УВ с имевшейся в пластах самородной серой, образовавшейся на древних этапах серообразования в сульфатно-карбонатных формациях. Во время интенсивной тектонической активизации типа сжатия в неоген-четвертичное время происходило переформирование, разрушение нефтяных, газовых месторождений с сероводородом и формирование современных серных залежей при перемобилизации серной минерализации под влиянием мигрирующих углеводородных газов через сульфатно-карбонатные отложения.

Регулирующая роль областей опускания с некомпенсированным осадконакоплением в формировании и размещении полезных ископаемых обусловлена сочетанием ряда благоприятных факторов: геохимического, геодинамического и литологического.

Геохимический фактор определялся, прежде всего, сероводородным заражением придонного слоя и водного бассейна некомпенсированного осадконакопления. Рудные компоненты поступали в бассейн седиментации в результате вулканизма, поверхностного и подводного разрушения магматических и осадочных пород, а также растворов гидротермальных эксгальций. Дифференциация химических элементов и рудных компонентов в седиментационных бассейнах происходила под влиянием P_h и E_h среды.

Сероводородное заражение водного бассейна и придонного слоя создает резерв в водном бассейне одних элементов (фосфор, марганец и др.) и удаление других (ванадий, молибден, уран и др.) в виде металлоорганических соединений и сульфидов. Присутствие металлоорганических соединений в доманикоидных отложениях отразилось в микроэлементном составе добываемых нефтей. И.С.Гольдбергом [5] были установлены

нафтаметаллогенические провинции мира, где основным источником рассеянных элементов является рудная составляющая ОВ нефтепроизводящих, преимущественно доманиковых формаций.

Геохимическим процессам, ведущим к концентрации фосфора в условиях сероводородного режима была посвящена работа В.Н. Холодова и Р.К. Пауль «Черное море - геохимическая модель фосфатонакопления» [8]. Авторы, используя расчеты предыдущих исследователей, указывают, что в водах Черного моря растворено $9,57 \times 10^6$ т фосфора, т.е. сопоставимые с прогнозными запасами Каратауского фосфоритоносного бассейна ($2,2 \times 10^8$ т). Сероводородное заражение доманиковых бассейнов осадконакопления должно было привести к созданию большого резерва растворенного фосфора, но накопление фосфоритов огромного масштаба не известно, т. к. накопление ОВ происходило в закрытых или имеющих затрудненную связь с океаном водоемах [1].

Накопление марганцевых руд в Черном море происходит в результате поступления на берег сероводородных вод, содержащих Mn^{2+} от 0,5 мг/л и Fe^{2+} до 1 мг/л, окисление которых приводит к осаждению марганца и железа в виде окисей. По-видимому, близкий механизм накопления марганцевых руд характерен для Бельской ООИТ (Улутелякское месторождение) и баженовского седиментационного бассейна Западной Сибири (Сибирское Приуралье).

Согласно С.С. Эллерну [9] бокситорудные формации образуются в те отрезки времени, когда доманикоидные формации (в прогибах) сменяются во времени ритмично слоистыми терригенными. С этапом компенсации связаны угольные месторождения в терригенных формациях и калийные месторождения в галогенных формациях.

Влияние геодинамического фактора проявилось в мобилизации рудного вещества во время надвиговых движений, чем интенсивнее горизонтальное сжатие, тем сильнее происходит мобилизация рудного вещества в надвиговых зонах [6]. Согласно представлениям М.А. Камалетдинова, Ю.В. Казанцева и Т.Т. Казанцевой [6] в периоды герцинского и альпийского тектонических циклов под влиянием передававшихся со стороны Урала напряжений сжатия происходили шарьяжно-надвиговые движения, которые привели к образованию структур служивших ловушками для углеводородов. Чередование компрессии и декомпрессии во время скольжения жестких массивов пород (песчаников, карбонатов) по пластичным тонкослоистым породам (аргиллитам,

доманикоидам) влияли на условия нефтеобразования и нефтенакопления. И так, следует полагать, что происхождение углеводородов в любой геологической период определяется преимущественно характером геодинамической обстановки горизонтального сжатия [7]. Современные надвиговые движения в осадочных чехлах платформ, приуроченные к доманикоидным отложениям, вызывают срывы обсадных колонн [3], что приводит к большим экономическим и экологическим потерям. Некоторые надвиги в современный период являются сейсмически активными и участвуют в нефтегазообразовании в настоящее время (имеет место наполнение залежей УВ новыми запасами).

Дальнейшее изучение рудогенеза и нафтогенеза в ООТ имеет большое теоретическое и практическое значение в выяснении вопросов генезиса углеводородов и полезных ископаемых.

Литература

1. *Аухатов Я.Г.* Особенности накопления органического вещества в условиях некомпенсированного прогибания и полезные ископаемые. В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.7, кн.2. М.: Наука, 1981. С.16-20.
2. *Аухатов Я.Г.* Формации некомпенсированных областей опускания и связанные с ними полезные ископаемые. Тез.докладов научной сессии ИГ БНЦ УрО АН СССР к 100-летию со дня рождения Г.Н.Фредерикса. Уфа, 1989, С.53.
3. *Аухатов Я.Г.* Тектонические условия среза осадных колонн в нефтегазодобывающих районах. Тезисы докладов 15 Губкинских чтений и перспективные направления, методы и технологии комплексного изучения нефтегазоносности недр. М.: 1999. С. 9.
4. *Валеев Р.Н.* Тектоника и минералогения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1981. 215 с.
5. *Гольдберг И.С.* Нафтаметаллогенические провинции мира и генезис рудных концентраций в тяжелых нефтях и битумах// Геология нефти и газа, 1990, №3.С.2-7.
6. *Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Происхождение нефтегазоносных платформенных структур. Уфа: 1979. 63 с.
7. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Современная геодинамика и нефтенакопление//Геология. Известия Отделения наук о Земле и экологии. 2008. №12. С. 76-83.
8. *Холодов В.Н., Пауль Р.К.* Черное море – геохимическая модель фосфатонакопления// Литология и полезные ископаемые.1995, №6, С. 563-581.
9. *Эллерн С.С.* Эволюция осадочного процесса и формирование некоторых видов полезных ископаемых на платформах в связи с образованием некомпенсированных прогибов. В кн. Геология и геохимия нефтеносных отложений. Казань: Изд-во КГУ, 1987, с.57-63.

МОДЕЛЬ ЭПИГЕНЕЗА ВМЕЩАЮЩИХ ЗАЛЕЖИ НЕФТИ И ГАЗА ПРОДУКТИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ В СВЯЗИ С ПРОГНОЗОМ

Ю.В. Афанасьев

СамГТУ, Самара, bingry@mail.ru

Начальное состояние коллекторских пород ловушки очевидно ничем не отличается от состояния одновозрастных пород вне ловушки и характеризуется определенной пустотностью, насыщенностью минерализованными водами и наличием рассеянного органического вещества (РОВ). Указанные характеристики вскрыты по публикациям К.Б. Аширова, Н.А. Еременко, В.Д. Ильина, В.П. Исаева, А.Э. Конторовича, В.Г. Кузнецова, Е.С. Ларской, Б.А. Лебедева, Э.Е. Лондон, В.П. Морозова, Б.К. Прошлякова, И.С. Старобинца, М.И. Фадеева, Н.К. Фортунатовой, И.В. Хворовой, В.Н. Холодова и др.

В процессе погружения осадочных пород и перекрытия их новообразованными отложениями геохимические и термодинамические условия их существования непрерывно изменяются, что естественно сопровождается изменениями их свойств. Исходя из литературных данных по непродуктивным разрезам, можно считать, что на глубинах более 1,5-2,3 км пористость пород-коллекторов (как песчаников, так и известняков) на начало формирования залежей углеводородов (УВ) составляет не более 8-10 %. Например, для палеозойских карбонатных отложений востока Восточно-Европейской платформы отмечается: «коллекторские свойства неизмененных вторичными процессами известняков любых структурно-генетических типов довольно близки и характеризуются малыми величинами (пористость менее 5%, проницаемость – $1,46 \cdot 10^{-3}$ мкм²)» (Морозов, 2010).

В коллекторских породах ловушек перед поступлением в них флюидов присутствует сингенетичное РОВ, подвижные продукты катагенеза которого частично адсорбированы породами и нерастворимым ОВ, а частично обеспечивают газовый фон пород и насыщающих пустотное пространство

пластовых вод. Состав газов суммарно может быть охарактеризован как азотно-углеводородно-углекислотный или азотно-углекислотно-углеводородный.

Наложенно-эпигенетические изменения в продуктивных комплексах, вызванные аккумуляцией в ловушке флюидов из внешнего источника, проявляются в упорядоченности, т.е. относительно регулярном распределении по разрезу: фильтрационно-емкостных свойств (К.Б. Аширов, К.И. Багринцева, Н.И. Вареничева, О.П. Вышемирская, В.А. Григорьева, И.П. Жабрев, О.Г. Зарипов, В.П. Морозов, М.А. Политыкина, В.А. Полякова, Е.И. Семин, Т.А. Югай и др.), вторичной цементации новообразованными минералами (кварц, халцедон, кальцит, доломит, ангидрит, гипс, пирит, каолинит и др.) и твердым битумом (М.А. Алексеева, К.Б. Аширов, В.Н. Быков, Л.П. Гмид, И.С. Гольдберг, Е.С. Ларская, С.П. Максимов, Г.Н. Перозио, В.А. Регуш, Р.С. Сахибгареев, Л.В. Цивинская, К.Р. Чепиков и др.), гаммы микроэлементов, в т.ч. U, Th, Ra (Ф.А. Алексеев, К.Б. Аширов, Е.Н. Галян, Р.П. Готтих, Н.П. Запивалов, И.И. Плуман, Н.А. Скибицкая, Н.Ф. Столбова, В.И. Тюрин, Л.В. Цивинская и др.), плотности нефти (М.В. Абрамович, К.Б. Аширов, В.С. Мелик-Пашаев, И.И. Нестеров, Ю.В. Щепеткин и др.), дефектности кристаллической структуры и связанной с нею температуры термической диссоциации кальцита (Ю.В. Афанасьев, В.В. Гусев, А.В. Песков, Л.В. Цивинская и др.), общей минерализации и ионного состава погребенной и подошвенной вод (Ю.В. Афанасьев, К.Б. Аширов, Н.И. Данилова, В.М. Кирьяшкин, О.М. Севастьянов, Р.Г. Семашев и др.), глинизации алюмосиликатов (Б.А. Лебедев, В.И. Муравьев, Е.А. Толстоухова и др.).

Проявляется упорядоченность независимо от типа продуктивных осадочных коллекторских пород, условий существования и типа залежей. Упорядоченность как существенное свойство продуктивной ловушки открывает возможность единого теоретического подхода к оценке геологического объекта и к построению модели его формирования.

Вскрытая упорядоченность порождает настоятельную необходимость обратиться к работам, в которых исследуется сущность явлений, связанных с

образованием, устойчивым существованием и распадом стационарных или зависящих от времени структур в открытых системах вдали от состояния равновесия. Таковыми являются исследования в области синергетики, изучающей самоорганизацию, т.е. "совместное действие отдельных частей какой-либо неупорядоченной системы, в результате которого возникают макроскопические пространственные, временные, пространственно-временные структуры".

Всякая продуктивная ловушка – открытая, неравновесная природная система, контактирующая с двумя резервуарами: источником энергии и вещества (нефтегазоматеринская толща, фундамент) и стоком (гидро- и атмосфера), в который диссипируют из нее вещество и энергия. Параметры внешней среды в связи с тектоническими явлениями существенно флуктуируют, вызывая флуктуации внутренних характеристик системы, играющих решающую роль в переходе системы в иное состояние в критических областях. Кроме того, известно, что залежь при естественном или техногенном нарушении наложенных на нее внешних ограничений разрушается. Следовательно, имеются все основания предполагать, что формирование пространственной структуры при ограничениях, накладываемых ловушкой, проявляющейся в закономерном распределении флюидов по разрезу и простирацию и материально зафиксированной, с одной стороны, выщелачиванием, а с другой, цементацией продуктами необратимых физико-химических процессов (битум, новообразованные минералы), является убедительным свидетельством решающей роли самоорганизации в формировании залежи.

Изложенные основания позволяют представить упорядочение в следующей форме. Мигрирующие в рассеянной форме продукты катагенеза РОВ и эндогенные флюиды аккумулируются в насыщенном минерализованной водой полостном пространстве коллекторских пород ловушки. Известно, что растворимость УВ и других продуктов существенно зависит от минерализации воды. Поэтому увеличение концентрации УВ сопровождается снижением

минерализации за счет оттока ионов растворенных солей, а затем и воды из зоны аккумуляции вниз по разрезу, т. е. устанавливается встречный диффузионный поток. Этот поток оказывает существенное влияние на формирование состава как погребенных, так и подошвенных вод. При достижении критической концентрации УВ, соответствующей сложившимся к этому моменту неравновесным термобарическим условиям, формирующийся однофазный многокомпонентный флюид органическое вещество – неорганическое вещество – вода теряет устойчивость. На значение критической концентрации определяющее влияние (помимо давления и температуры) оказывает пористая среда, вмещающая флюид. Вследствие существенных кинетических и диффузионных затруднений, накладываемых коллектором, критическая концентрация может превышать значения, найденные, исходя из экспериментов в квазиравновесных условиях. Критический параметр может существенно возрасти в связи с многокомпонентностью и вязкостью флюида, а также – с поверхностными капиллярными явлениями. Геометрия модельной залежи Гаевского месторождения (Сахибгареев, 1989) дает основания принять критическую концентрацию близкой к 20-35 % (объем).

Незатухающие крупномасштабные флуктуации концентрации и плотности в заполняющем эффективное полостное пространство критическом флюиде, инициируемые как внутренними, так и внешними, тектоническими факторами, приводят к развитию переходного процесса, состоящего в распространении волн расслоения и возникновении интенсивного когерентного макроскопического движения флюида по разрезу, завершающегося обособлением фаз: углеводородной (УВ-фазы) и водной. Перемещение флюида сопровождается развитием микротрещиноватости по дислокационному механизму.

Резкое изменение геохимической обстановки в ловушке вследствие обособления углеводородной и водной фаз сопровождается развитием совокупности переходных процессов, особенно на границе раздела фаз, к упорядоченному стационарному состоянию. Характеристика упорядоченности продуктивных разрезов и модели ее формирования выполнены для залежей

Гаевского, Кулешовского, Лебяжинского, Оренбургского и Карачаганакского месторождений (Афанасьев, 2009, 2010).

Упорядоченность как важнейшее свойство вмещающих залежи УВ продуктивных комплексов должна выявляться и учитываться при построении и уточнении геологических моделей месторождений нефти и газа.

При подсчете запасов необходимо оценивать мощность развитых в продуктивных комплексах разуплотненных прослоев, цементированных твердым битумом, и содержание в них подвижных компонентов.

Вскрытая упорядоченность продуктивных комплексов является основанием для оптимизации разработки посредством определенной комбинации вертикальных и горизонтальных скважин, чтобы эксплуатировались не только эффективно-насыщенные прослои, но и цементированные битумом.

С позиций разработанной модели эпигенеза с целью оптимизации разработки целесообразно осуществлять контроль и поддержание начального стационарного состояния путем периодических дозированных импульсных энергетических воздействий, например, электрическими разрядами.

При бурении продуктивные комплексы могут быть выявлены по вариациям скорости проходки, обусловленным проявлениями упорядочения, состоящего в сопряжении прослоев разуплотненных и плотных, цементированных новообразованными минералами пород.

Модель открывает возможность прогнозирования фазового состояния залежей (нефть, конденсат, газ) по комплексу гидрохимических данных, поскольку в химическом составе воды переходной зоны воплощена информация о составе сопряженной с нею углеводородной фазы.

Выявленные особенности позволяют поставить задачу изучения форм проявления упорядоченности продуктивных ловушек в физических полях и совершенствования методов получения и интерпретации геофизической информации с целью прогноза и поисков.

СТРУКТУРНО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛАУКОНИТА МЕЛОВАТСКОЙ СВИТЫ (СЕНОМАН, ВОСТОК РУССКОЙ ПЛИТЫ)

Афанасьева Н.И.¹, Зорина С.О.¹, Жабин А.В.²

¹ФГУП «ЦНИИгеолнеруд», Казань, *office@geolnerud.net*

²Воронежский государственный университет, Воронеж, *zhabin@vsu.geol.ru*

Глауконит встречается в осадочных отложениях в виде глобулярных образований зеленого цвета преимущественно песчаной и алевритовой размерности. Это диоктаэдрический слюдистый минерал с высоким содержанием железа, состоящий из 2:1 слоев, соединенных межслоевыми катионами K^+ [2].

Благодаря особенностям химического состава и кристаллической структуры, глауконит характеризуется рядом уникальных свойств, обуславливающих широкую сферу его практического применения. Он обладает катионнообменной способностью и, как следствие, является ценным природным сорбентом – поглотителем тяжелых металлов, радионуклидов, органических соединений и др. Благодаря высокому содержанию K_2O , глауконит может использоваться как естественное удобрение. Насыщенная зеленая окраска глауконита обуславливает возможность его применения в качестве природного пигмента.

Кроме того, глауконит принадлежит к числу важнейших геологических минералов-индикаторов. Так как основным условием образования глауконита является медленное накопление осадков [1], поэтому он является показателем конденсированности морских осадочных толщ [5]. Что особенно важно, глауконитсодержащие осадки выступают в качестве реперного инструмента при секвенс-стратиграфических построениях, т. к. маркируют трансгрессивные уровни [6].

Учитывая, что глауконит образуется при раскристаллизации ферриалюмокремнистого геля [3], структура данного минерала нестабильна.

Глауконит представляет непрерывный ряд неупорядоченных диоктаэдрических слюда-сметитовых образований, в которых при все более интенсивном вовлечении катионов калия в структуру минерала происходит увеличение количества слюдистых пакетов. Структура минерала, таким образом, становится более упорядоченной, а сам глауконит – более зрелым [3]. Характерной особенностью глауконита является постепенное увеличение его зрелости, степень которой отражает длительность периода «накопления» перед захоронением осадка [4].

В 2009 году нами был задокументирован 17-метровый фрагмент нижней части меловатской свиты сеномана, обнажающейся у с. Меловатка Жирновского района Волгоградской области. Разрез представлен алевролитами и алевролитами серыми, со слабым зеленоватым оттенком, глауконит-кварцевыми, неравномерно глинистыми, биотурбированными, с обилием ходов илюдов. Глауконит образует гнезда, а также рассеян по породе. При визуальной оценке содержание его составило до 10%.

По разрезу отобраны четыре бороздовые пробы, которые были подвергнуты аналитическим исследованиям методами рентгеновского фазового (РФА), полного химического (ПХА) и гранулометрического анализов в аккредитационных лабораториях АТСИЦ ФГУП «ЦНИИгеолнеруд». Электронно-микроскопические исследования глауконита с параллельным сопровождением рентгеновским фазовым анализом выполнены в Воронежском госуниверситете.

Основная масса зерен глауконита изученных проб сосредоточена во фракциях 0,2-0,063 мм и, по результатам микроскопического изучения, не превышает по размеру зерна обломочного кварца. Все они имеют темно-зеленую окраску, глобулярную форму (округлую, овальную, почковидную), реже – неправильную форму с бугристой неровной матовой поверхностью. Зерна покрыты извилистыми, рассекающими гладкую поверхность трещинами (трещины синерезиса), заполненные белым материалом.

Электронно-микроскопическое изучение при увеличении 10 000 показало, что глобулы глауконита сложены плотно упакованными чешуйчатыми агрегатами смектита-гидрослюды с размерами отдельных чешуек до 1 мкм (рис. 1).

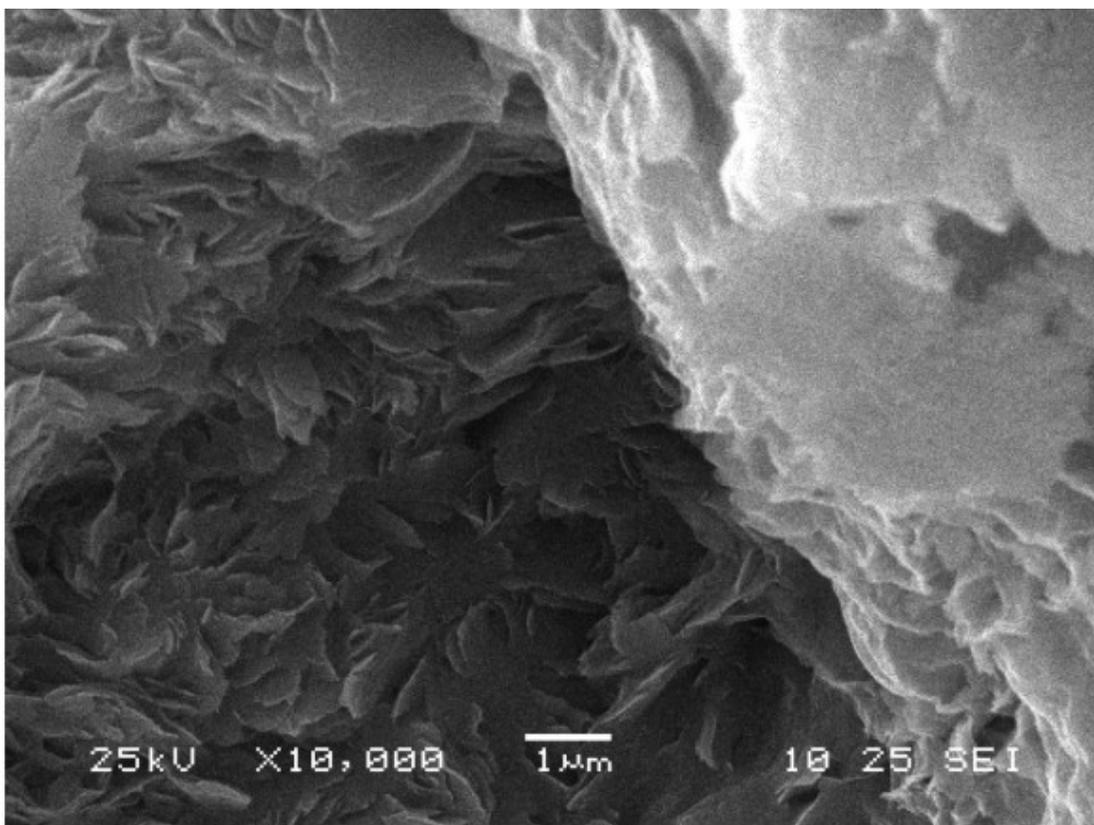


Рис. 1. Электронно-микроскопическое изображение внутреннего строения глобулы глауконита (проба 801-1).

По результатам РФА (аналитик Н.И. Наумкина), глауконитсодержащие породы состоят из кварца (21-65%), полевых шпатов (3-12%), клиноптилолита (до 8%), опал-кристобалит-тридимитовой (ОКТ) фазы (до 15%). В составе пелитовой части определены гидрослюда и смешаннослойные минералы.

На дифрактограмме ориентированного препарата глауконита пробы 800-1 (рис. 2) уверенно диагностируется иллит по интенсивному базальному рефлексу (d_{001}) 10,95 Å и характерным диагностическим рефлексам 4,99 и 3,32 Å. При насыщении препарата глицерином и прокаливании наблюдается

уменьшение значений d основного базального рефлекса до 10,04 Å, что связано с наличием в структуре минерала разбухающих слоев в количестве 10-15%.

По результатам количественного определения K_2O (аналитик О.А. Медведева) в глауконитовых монофракциях исследованных образцов (табл. 1) проведена оценка степени зрелости данного минерала.

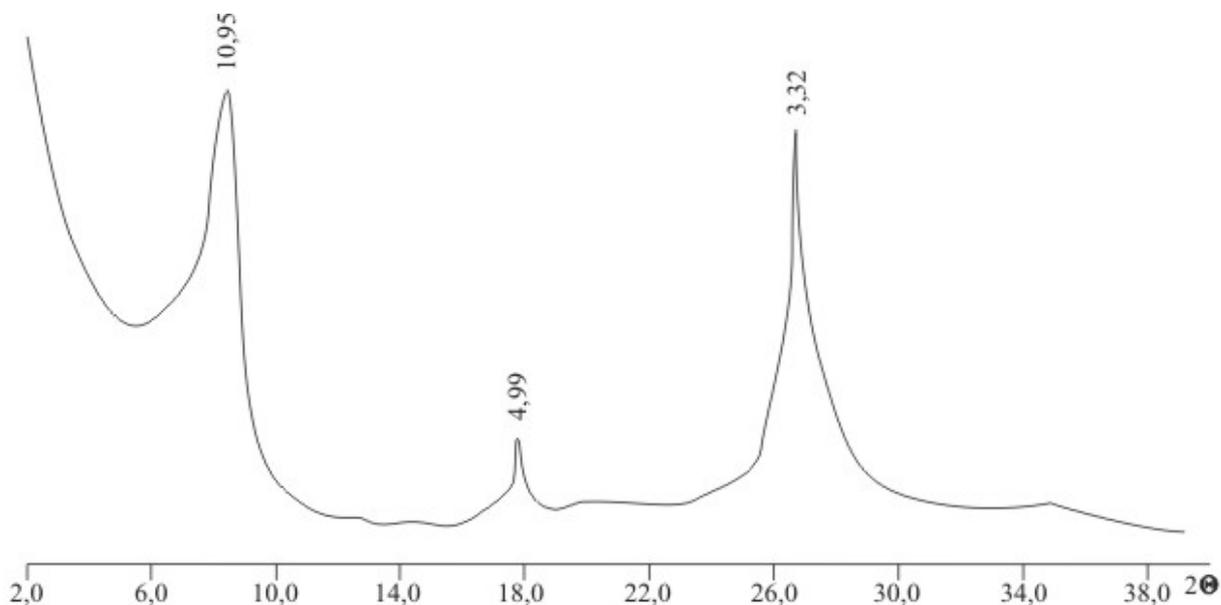


Рис. 2. Дифрактограмма ориентированного препарата глауконита (проба 801-1).

Таблица

Химический состав глауконита из разреза «Меловатка»

Номер пробы	Содержание в % на абс. сухую навеску													
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃ общ	ППП	Сумма
800-1	49,76	2,81	10,21	18,73	1,24	0,09	1,38	3,15	0,09	4,96	0,36	<0,05	6,99	99,77
800-2	49,21	1,47	10,61	20,13	1,04	0,05	1,29	3,31	0,05	5,38	0,69	<0,05	6,88	100,11
800-3	49,41	2,19	10,45	19,13	1,02	0,07	1,34	3,39	0,05	5,35	0,61	<0,05	6,92	99,93
800-4	52,25	0,67	9,99	19,72	0,92	0,02	0,76	2,99	0,01	4,92	0,21	<0,05	7,40	99,86

Исследованиями Г. Одина и А. Маттера [7] выделено четыре стадии диагенетического изменения глауконита: незрелая, слабых изменений, изменений, сильных изменений, которые фиксируются по содержанию в нем K_2O . По данной шкале зрелости меловатские глаукониты относятся к категории слабо измененных, для которых содержание K_2O составляет 4-6 %.

Резюмируя вышесказанное, можно отметить, что комплексное изучение структурных и химических особенностей глауконитов меловатской свиты сеномана показало слабую степень их зрелости (упорядоченности структуры). Наличие значительного количества разбухающих смектитовых компонентов и относительно низкое содержание K_2O являются показателями начальной стадии диагенеза осадочной толщи.

Литература

1. *Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во Московского университета, 1956. - 493 с.
2. *Дриц В.А., Ивановская Т.А., Сахаров Б.А., Звягина Б.Б., Дерковски А., Горькова Н.В., Покровская Е.В., Савичев А.Т., Зайцева Т.С.* Природа структурно-кристаллохимической неоднородности глауконита с повышенным содержанием Mg (рифей, Анабарское поднятие). // Литология и полезные ископаемые. 2010. - №6. - С. 620-643.
3. *Луцицына Н.А., Бутузова Г.Ю.* К вопросу о генезисе океанических глауконитов // Литология и полезные ископаемые. 1981. № 5. С. 91-97.
4. *Amorosi A.* Glaucony and verdine / Middleton G.V. (ed.). Encyclopaedia of Sediments and Sedimentary Rocks. 2003. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2003. - P. 331-333.
5. *Kitamura A.* Glaucony and carbonate grains as indicators of the condensed section: Omma Formation, Japan // Sedimentary Geology. 1998. - V. 122. - P. 151-163.
6. *Loutit T.S., Hardenbol J., Vail P.R., Baum G.R.* Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. // Sea Level Changes: An Integrated Approach. SEPM (Society of Sedimentary Geology). 1988. - V. 42. - P. 183-213.
7. *Odin G.S., Matter A.* De glauconiarum origine // Sedimentology. 1981. - V. 28. - P. 611-641.

ЛИТОФАЦИИ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

Е.Ф. Ахлестина

НИИЕНСТУ, Саратов, science@info.sgu.ru

Верхнемеловые отложения имеют широкое распространение на территории Нижнего Поволжья. Они представлены разнообразным комплексом пород, закономерно сменяющихся во времени и пространстве, что позволяет предполагать о формировании их в морском бассейне с выравненными низкими берегами, с нормальной соленостью, с хорошей аэрацией глубинных вод в условиях теплого гумидного и субтропического климата.

Сеноманский век. Фация песчаных, песчано-алевроитовых и алевроитовых осадков прибрежного активного мелководья имеет сложное строение. Она представлена песками с подчиненными прослоями песчаников, глин, редко известняков. В основании песчаных толщ, иногда близ кровли или в ее средних частях отмечаются фосфоритовые горизонты (0,3-0,5м), с желваками фосфоритов, фосфатизированными ядрами различных организмов. Мощность песчаных толщ 15-80 м.

Фация глинисто- алевроитовых осадков малоподвижного мелководья прослеживается от северо-западного обрамления Прикаспийской синеклизы в пределы Приволжской моноклинали, выклиниваясь в районе Сарпинского прогиба. Фация представлена алевроитами, алевролитами, иногда известковыми. В верхней части разреза отмечаются прослойки глин с фораминиферами. Мощность 5-23 м.

Фация алевроито-глинисто-карбонатных осадков открытого мелководья располагается на площади Прикаспийской синеклизы, в южных и юго-западных районах которой вскрываются скважинами наиболее полные разрезы известковых пород. Мощность 80-250 м.

Туронский и коньякский века. Отложения этого времени литологически сходны. Выделяются две генетические группы.

Фа́ция песчаных и песчано-карбонатных осадков прибрежного активного мелководья выделена в туроне и представлена песками кварцево-глауконитовыми с фосфоритовым горизонтом в основании. При прослеживании фации к востоку отмечается появление в песках прослоев грубого мела. Мощность 2-11 м.

Фа́ция карбонатных и глинисто-карбонатных осадков открытого малоподвижного мелководья имеет наибольшее распространение. Она представлена толщей известняков с прослоями мела и известковистых глин с богатым и разнообразным комплексом органических остатков. Мощность 70-145 м (турон) и до 45 м (коньяк).

Сантонский век. Характеризуется более разнообразным комплексом отложений. Выделяются три генетические группы.

Фа́ция песчаных, алевритово-песчаных и алевритово-кремнисто-глинисто-карбонатных осадков прибрежного активного мелководья установлена к западу от Волги, за исключением дальнего Волгоградского правобережья Дона, где она имеет пестрое сложное строение. Фа́ция представлена кварцево-глауконитовыми песками с «губковым» горизонтом в основании в виде рыхлого песчаника (0,2-0,3 м), местами переходящими в пески того же состава, мощностью до 1,4 м. Более однородный алевритово-песчаный состав фа́ция имеет в верхней части разреза сантона.

Фа́ция глинисто-кремнисто-карбонатных, глинисто-кремнистых и кремнистых осадков открытого малоподвижного мелководья и депрессионных участков установлена в узкой полосе, охватывающей площадь Ульяновско-Саратовской и прибортовой зоны Прикаспийской синеклиз, и представлена силицитами, глино-силицитами, периодически разбавляемых известковым материалом. Мощность 7-38,5 м.

Фа́ция глинисто-карбонатных, глинисто-кремнисто-карбонатных осадков открытого малоподвижного мелководья и относительно глубоководных участков наибольшее распространение имеет в Прикаспийской синеклизе и вале Карпинского, где иногда отмечается выпадение всего сантона

или нижней его части. В случае полного разреза первая половина его имеет известковый состав, а вторая – карбонатно–кремнисто-глинистый, иногда с примесью алевроитового материала. Мощность 3-164 м.

Кампанский век. Акватория бассейна несколько сократилась, а кампанской седиментации в ряде районов предшествовал глубокий размыв.

Фация глауконит - и фосфоритосодержащих песчаных и алевроитово-песчаных осадков прибрежного активного мелководья установлена на большей части площади к западу от прибортовой зоны Прикаспия. В зоне Ртищевско-Баландинского поднятия весь кампан сложен глауконитово-кварцевыми песками с прослоями песчаников и фосфоритовым горизонтом в основании. Мощность 2,5-7,5 м.

Фация алевроитово-глинисто-кремнистых, участками известковистых осадков депрессионных зон распространена в пределах Приволжской моноклинали по всему правобережью Волги и представлена различными опоковидными силицитами с прослоями глин, алевролитов с локальной известковистостью. Мощность 0,8-30 м. Наиболее мощные разрезы (60-70 м) вскрыты скважинами в Западном Прикаспии.

Фации глинисто-карбонатных, карбонатных, глинисто-кремнисто-карбонатных осадков открытого мелководья, удаленного от берега и относительно глубоководных участков выделены в полосе Приволжской моноклинали, в прибортовой и центральной частях Прикаспия, в пределах вала Карпинского. Строение фаций неоднородно. Наиболее распространены известняки, мела, силицито-глины и алевро-глино-силицито-известняки. Мощности 0-410 м.

Маастрихтский век. Характеризуется сокращением площади нормального морского бассейна при одновременном увеличении акваторий и глубин отдельных депрессионных участков.

Фация песчаных и глинисто-песчано-алевроитовых осадков прибрежного активного мелководья занимает наименьшую площадь, охватывая Медведицко-Доно-Хоперское междуречье Пензенской, Саратовской

и Волгоградской областей. Она представлена кварцевыми и глауконитово-кварцевыми песками с прослоями алевритов и с желваковыми фосфоритами в основании. Мощность 1,5-27 м.

Фа́ция алевритово-кремнисто-глинисто-известковых и глинисто-кремнистых осадков депрессионных участков в виде узкой полосы (20-100км) протягивается через всё Ульяновско-Саратовско-Волгоградское Поволжье. В строении разрезов фации принимают участие силициты, глины, алевриты и их смешанные разновидности, часто известковистые. Фа́ция тесно связана с аналогичной кампанской, образуя единое кремнисто-глинистое тело, что свидетельствует об унаследованности условий седиментации. Мощность 9-18 м.

Фа́ция глинисто-карбонатных и карбонатных осадков открытого малоподвижного мелководья занимает всю Прикаспийскую впадину и прилегающие с севера, запада и юго-запада районы. Она сложена либо чисто известковыми (меловыми) отложениями, либо глинисто- и кремнисто-известковыми. Редко в строении фации принимает участие алевритовый материал (район Астраханского свода). Мощность 5-230 м.

Выводы: 1) Все накопившиеся в течение позднего мела осадки по своим генетическим особенностям являются морскими отложениями прибрежного активного мелководья, открытого малоподвижного мелководья, депрессионных зон и относительно глубоководных участков, удаленных от берега. 2) Отмечается унаследованность однотипных фациальных зон различных временных уровней. 3) Эволюция в развитии позднемелового бассейна проявилась в изменении соотношений различных типов осадков и характера биоты во времени и пространстве, что обуславливалось изменениями характера бассейна от мелководного эпиконтинентального (турон – коньяк) до субокеанического (сантон – маастрихт).

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФЛИШОИДНОЙ ТОЛЩИ ЗИЛАЙРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

С.Ф. Бабаева¹, М.Ю. Аржавитина²

¹БашГУ, г. Уфа *babaevasvet@yandex.ru*

²БашГУ, г. Уфа

Зилайрский мегасинклинорий представляет собой крупную отрицательную структуру I порядка на западном склоне Южного Урала. На востоке он граничит с Уралтауским антиклинорием, а на северо – западе с Башкирским антиклинорием. Западная его граница с Предуральским прогибом проводится по смене терригенных пород каменноугольного возраста карбонатными отложениями того же возраста.

Зилайрские отложения были впервые выделены Л.С. Либровичем [3] и названы Зилайрской свитой. Флишоидные образования фаменско-нижнетурнейского возраста, являющиеся предметом наших исследований, Б.М. Келлером [2] названы аспидной формацией. В ней выделяются две свиты: авашлинская и ямашлинская.

Авашлинская свита по палеонтологическим данным относится к фаменскому ярусу верхнего девона. Она сложена ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В подчиненном количестве встречаются известняки и глинисто-кремнистые сланцы. Мощность пород составляет до 2000 м.

Вышележащая ямашлинская свита сложена зеленоватыми и темными аргиллитами и яшмовидными силицитами. Изредка встречаются прослои песчаников, известняков, в которых определены фораминиферы и брахиоподы, свидетельствующие о принадлежности ямашлинской свиты к нижней части турнейского яруса. Мощность свиты не превышает 350 м и обычно колеблется от 50 до 80 м.

Преобладающими породами флишоидной толщи являются песчаники и аргиллиты, которые образуют ритмичное чередование пород. Ритмы обычно двух, реже трех элементные. Мощность ритмов от 0,2 – 2,5 м, реже до 5 м. границы слоев не всегда четкие. Хотя соблюдается общее правило: нижний

элемент более грубый, верхний – алевролит или аргиллит. В мелкозернистых песчаниках или алевролитах иногда наблюдается горизонтальная или косая слоистость. Песчаники, как правило, средне – или плохо отсортированы $S_0=2,2-4,0$. На плоскостях наложения пород часто наблюдается трудно определяемый растительный детритус. Преобладают средне – мелкозернистые породы с примесью алевритового, реже гравийного материала. Среди прослоев песчаников и алевролитов встречаются шаровые образования диаметром до 20 см.

Состав терригенного материала песчаников разнообразный: обломки пород и минералов. Среди обломков пород встречаются метаморфические, магматические и осадочные разности. Обломки метаморфических пород представлены кремнистыми сланцами, слюдистыми кварцитами, графито – углистыми кварцевыми сланцами. Среди магматических пород определяются интрузивные и вулканогенные разности. Интрузивные обломки представлены серпентинитами и плагиогранитами. Вулканогенные породы представлены основной массой пород среднего, основного и кислого состава с диабазовой, интерсертальной, гиалопилитовой, микропойкилитовой и микролитозернистой структурой. Из осадочных пород встречаются обломки известняков и реже аргиллитов[1].

Из обломков минералов отмечаются кварц, часто имеющий угловатую, треугольную форму, плагиоклаз № 0-10, реже до № 25, обычно чистый, изредка серицитизированный и карбонатизированный.

Тяжелая фракция терригенных пород авашлинской свиты характеризуется присутствием эпидота (24-70%), циркона, граната, сфена, хромшпинелидов, черных рудных минералов. Спорадически и в небольшом количестве встречаются рутил, турмалин, анатаз[1].

В тяжелой фракций ямашлинского горизонта преобладают черные рудные минералы и хромшпинелиды 30-60%, присутствуют циркон, анатаз, пирит, а эпидот, сфен отсутствуют или встречаются в незначительных количествах. Содержание граната непостоянно. Таким образом, по распределению акцессорных минералов в терригенных породах Зилаирского

мегасинклинория можно провести границу между авашлинской свитой верхнего девона и ямашлинской свитой нижнего карбона. Эту границу следует проводить по отсутствию или резкому сокращению эпидота и сфена в отложениях нижнего карбона и преобладанию в них черных рудных минералов и хромшпинелидов.

Аргиллиты составляют 70-90% отложений ямашлинской свиты и несколько в меньшем количестве встречаются в авашлинской свите. Обычно это темно- или зеленовато-серые твердые тонкослоистые, реже оскольчатые породы. Микроскопическое исследование показало, что аргиллиты представлены двумя разновидностями: слюдистой и карбонатной, иногда встречаются слюдисто-карбонатные смешанные разновидности. Состав глинистых минералов по данным термического, микроскопического и рентгенометрического анализа – каолинит и монтмориллонит. Кроме того, в небольшом количестве встречаются гидрослюды, хлорит, биотит, мусковит, а также иногда присутствуют алевритовые и мелкопесчаные зерна кварца, полевого шпата, кальцита. В аргиллитах часто наблюдается обилие перетертого растительного детритуса, а также аутигенные образования пирита или сидерита.

Таким образом, проведенные литологические исследования терригенных пород показали, что полученные результаты можно использовать для корреляции разрезов в случае отсутствия палеонтологического материала, для выяснения условий образования и определения источников сноса обломочного материала [4].

Литература

1. *Аржавитина М.Ю.* Расчленение в зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория по минеральным компонентам. ДАН СССР, 1976. Т. 229, №3, с. 679-682.
2. *Келлер Б.М.* Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. ИГ АН СССР, 1949. Вып. 104, сер геол.(34), 167с.
3. *Либрович Л.С.* К геологии южной части Башкирского Урала. М.-Л.: Тр. Вс. геол.-разв. объединения ВСНХ СССР, 1932. Вып 144.-145с.
4. *Мизенс Г.А.* О геологической истории Южного Урала в позднем девоне – карбоне. Геология и полезные ископаемые Республики Башкортостан, проблемы и перспективы освоения минерально-сырьевой базы. Материалы III Республиканской геологической конференции. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. с. 53-55.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННОЙ ЖЕЗКАЗГАНСКОЙ РУДОНОСНОЙ ТОЛЩИ

А.Б. Байбатша¹, А.Т. Бекботаев¹

¹*Казахский национальный технический университет имени К.И. Сатпаева, Алматы,
baibatsha@ntu.kz*

Считалось, что жезказганская серия формировалась за счет разрушения главным образом девонских пород, развитых на Жезказганском водоразделе. Для решения вопросов корреляции и выяснения источников питания жезказганской серии отложений изучены [4] более древние породы прилегающих районов в радиусе 200 км (рис. 1). Установлено, что снос в седиментационный бассейн рудоносной толщи был с северо-запада, севера и северо-востока из районов распространения метаморфических, магматических и осадочных комплексов пород [2, 3].

Для уточнения имеющейся информации о питающих провинциях Жезказганского медно-полиметаллического месторождения и получения новых данных нами проведены специальные лабораторные (петрографические, химические, рентгеноструктурные и термические) исследования горных пород рудоносной толщи и прилегающих территорий: верхнепротерозойских и нижнепалеозойских метаморфических и магматических пород Ескулинского района (находится в 30-50 км к северо-западу), древних гранитов и кристаллических сланцев Улытау (в 80-120 км к северо-западу и северу), гранитоидного комплекса Арганатынского района (в 80-120 км к северу и северо-востоку), ниже- среднедевонского вулканогенно-осадочного комплекса пород жаксыконской серии (в 50-150 км к северу и северо-востоку) и средне-верхнедевонского аркозового комплекса жездинской серии (в 30-80 км к северо-западу).

Основные петрографические типы питающих провинций и их минералы-индикаторы, по [1]

<i>Петрографический тип и его обозначение</i>	<i>Преобладающий класс и тип пород</i>	<i>Типоморфные минералы – индикаторы</i>
Гранитоидный (салический) а	Кислые, средние и щелочные магматические и подобные им по составу породы и связанные с ними пегматиты, пневматолито-гидротермальные и контактово-метасоматические образования	Кварц, калишпаты, кислые плагиоклазы, мусковит, биотит, роговая обманка, щелочные амфиболы и пироксены, циркон, турмалин, апатит, монацит, ксенотим, касситерит, топаз, титанит и др.
Базитовый (мафический) б	Основные и ультраосновные магматические и подобные им по составу породы и связанные с ними поздне- и постмагматические и контактово-метасоматические образования	Основные плагиоклазы, пироксены, оливин, хромит, шпинель, магнетит, титано-магнетит, ильменит, пироп
Метаморфический м	Разнообразные по составу кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, кварциты и другие породы различных зон и типов регионального и локального метаморфизма	Кварц, кианит, ставролит, силлиманит, андалузит, тремолит, актинолит, глаукофан, минералы группы эпидота, алмадин, хлоритоид, корунд
Осадочный с	Более древние осадочные породы различного состава	Переотложенный кварц, глауконит, кальцит, доломит, циркон, рутил, турмалин, барит, анатаз и др.

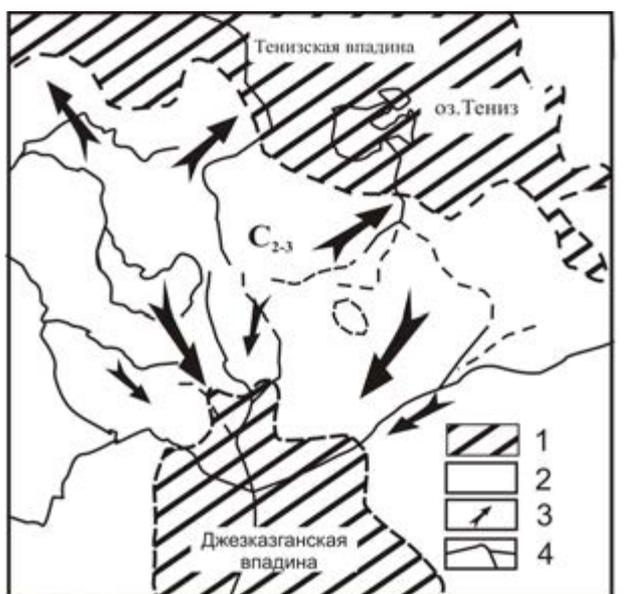


Рис. 1. Палеогеографическая схема средне-позднего карбона

Жезказганского рудного района [4]:

- 1 – мелководный бассейн;
2 – суша; 3 – направление сноса;
4 – современная речная сеть

Анализ полученных результатов показывает, что петрографический состав пород терригенной рудоносной толщи обнаруживает хорошую связь с составом пород изученных территорий. Более точная корреляция изученных толщ выполнена по минеральному составу их тяжелой фракции [1]. Так, терригенные минералы жезказганской рудоносной толщи (циркон, эпидот, окислы марганца, амфиболы, пироксены, слюды, флюорит, барит, кальцит, кварц, халцедон) встречаются в породах районов Ескулы, Улытау, Арганаты и Теректы. Выделен ряд более характерных минералов, например, ильменит встречается только в гранитах Арганаты и Улытау, а турмалин, сфен и гранат свойственны для Шайтантасского массива Ескулинского района, хромит обнаружен лишь в гипербазитах Шайтантаса. Естественно, что одновременно с ультраосновными породами в Ескулинском районе размывался также комплекс метаморфических и осадочных пород, прорезанных гранитами, микрогранитами, гранит-порфирами и пегматитами.

Обломки зерен кварца и полевых шпатов являются продуктом разрушения гранитоидов и их жильных образований районов Арганаты, Улытау и Ескулы. Некоторая часть зерен кварца и полевых шпатов в составе кластического материала терригенных пород формировалась из продуктов выветривания кислых эффузивов и аркозов.

Таким образом, в формировании состава терригенной рудоносной толщи принимали участие питающие участки суши, сложенные магматическим, метаморфическим и осадочным комплексом пород. Об этом ярко свидетельствует также состав галек раймундовских конгломератов, представленных гранитами, пегматитами, эффузивами, сланцами, кварцитом, мрамором, известняками и обломками песчано-глинистых осадочных пород. Терригенный материал, поступивший в седиментационный бассейн с северо-запада, севера и северо-востока, приносился преимущественно временными горными потоками, на что указывает постепенное увеличение размера обломков в направлении источников сноса. Диаграмма формирования

терригенных пород рудоносной толщи района из сложных терригенно-минеральных провинций показана на рис. 2.



Рис.2. Диаграмма формирования терригенных пород Жезказганского рудного района

Литература

1. Батурин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. – М.-Л.: АН СССР, 1947. – 338 с.
2. Байбатша А.Б. Инженерная геология месторождений полезных ископаемых с основами геоинформатики. – Алматы: НИЦ Гылым, 2003. – 320 с.
3. Геология и полезные ископаемые Джекказганского рудного района // Под ред. Ш.Е. Есенова, Ю.А. Зайцева. – М.: Недра, 1975. – 275 с.
4. Тажыбаева П.Т. Литологические исследования джекказганских свит в связи с проблемой генезиса руд Джекказганского месторождения. – Алма-Ата, 1964. – 277 с.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ ФАКТОР КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ ЖЕЗКАЗГАНСКОГО МЕДНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.Б. Байбатша¹, А.А. Бекботаева¹

¹Казахский национальный технический университет имени К.И. Сатпаева, Алматы,
baibatsha@ntu.kz

Рудоносная толща горных пород Жезказганского месторождения представляет собой ритмичное чередование сероцветных и красноцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями и линзами внутриформационных и межформационных (раймундовских) конгломератов (рисунок).

По условиям образования выделяются песчаники континентальных (А), переходных от континентальных к морским (П) и мелководных морских (М) отложений. В таблице приводится описание выделенных фаций и литогенетических типов горных пород в порядке их распространенности в строении рудоносной толщи месторождения, обозначение их дается по Атласу [1].

Фация песчаных осадков подводной части дельты – ПР. Литогенетический тип ПР-1 является наиболее распространенным для этой фации и представлен серыми зеленоватыми и буроватыми оттенками средно-мелкозернистыми песчаниками, которые легко распознаются при документации керна буровых скважин и обнажений горных выработок. Текстура песчаников крупная косослоистая, мощность слоев доходит до 1-3 см, а их серий – до 1-2 м. Реже встречается перекрестная, слабо срезанная, разнонаправленная и прямолинейная (по расположению серийных швов) слоистость. Сортировка обломочного материала средняя, какой-либо закономерности изменения кластических компонентов в слое не установлено. Слабая сортировка материала связана с близостью источников сноса, довольно быстрой транспортировкой материала без достаточной дифференциации обломков по размеру.

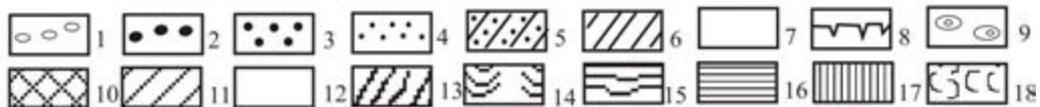
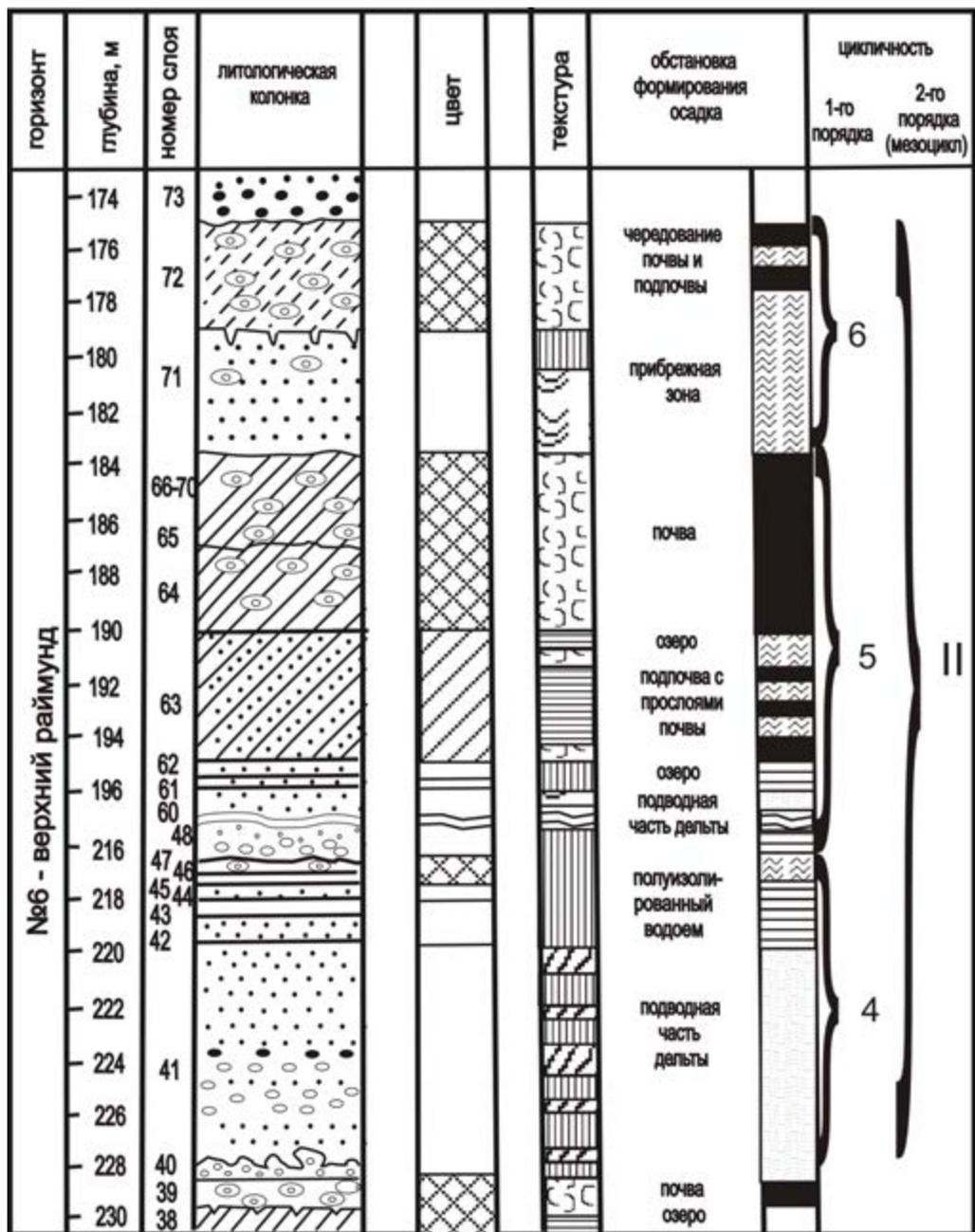


Рисунок. Литолого-фациальная колонка по скважине:

1 – раймундовские и 2 – внутриформационные конгломераты; 3 – среднезернистые и 4 – мелкозернистые песчаники; 5 – крупнозернистые и 6 – мелкозернистые алевриты; 7 – аргиллиты; 8 – трещины усыхания; 9 – карбонатные конкреции; 10 – красноцветные породы; 11 – бурые и 12 – серые породы; слоистость: 13 – косая; 14 – волнистая; 15 – полого-волнистая; 16 – горизонтальная; 17 – слоеватая; 18 – комковатая

Литолого-фациальные типы пород Жезказганского месторождения

Фации и их обозначение	Литологические типы и структура пород	Типы слоистости	Мощность, м
1.Подводной части дельты – ПР	ПР-1 – песчаники серые мелко-среднезернистые с прослоями конгломератов	Крупная косая	20–40
	ПР-2 – песчаники серые мелкозернистые с прослоями зеленых алевролитов	Косая, горизонтальная	10–30
2.Мелководья и волновой ряби – ПВ	ПВ-1 – песчаники серые мелкозернистые со знаками ряби	Горизонтальная, волнистая	5–10
	ПВ-2 – переслаивание бурых мелкозернистых песчаников, красных алевролитов и аргиллитов со знаками ряби	Мелкая волнистая	3–5
3.Субаэральной дельты – АР	АР-1 – песчаники бурые, буравато-серые мелкосреднезернистые	Крупная косая, косоволнистая	5–30
	АР-2 – песчаники бурые мелкозернистые	Слоеватая, реже горизонтальная	5–30
4.Прибрежно-морских равнин – РП	РП-1 – красные алевролиты с обильными карбонатными стяжениями, псевдоморфозами и трещинами усыхания	Комковатая	10–30
	РП-2 – переслаивание бурых мелкозернистых песчаников и красных алевролитов с карбонатными стяжениями	Мелкая линзовидноволнистая, пятнистая	10–20
5. Озер – АО	Переслаивание бурых мелкозернистых песчаников, красных алевролитов и аргиллитов с трещинами усыхания	Тонкая горизонтальная, реже мелковолнистая	2–10
6. Пойм – АП	Тонкое переслаивание красных аргиллитов, алевролитов и бурых мелкозернистых песчаников с карбонатными конкрециями	Тонкая волнистая, перистая, пятнистая	1–2
7. Материкового моря – МАК _м	МАК _м -1 – красные, сургучные алевролиты и аргиллиты	Скрытая тонкогоризонтальная	5–10
	МАК _м -2 – красные аргиллиты и алевролиты с прослоями известняков	Горизонтальная, скрытая	3–10

Слои описываемого литогенетического типа песчаников имеют линзовидную и пластовую формы, мощность их колеблется от 1-2 до 30-40 м. Изменение структуры пород в слоях вызвано тектоническими пульсациями. Обычно в основании слоев песчаников, образованных в начальный период тектонической активизации и повышенной эрозионной деятельности речных потоков, залегает более грубозернистый материал, иногда прослой и линзы

внутриформационных конгломератов, состоящих из почти не окатанных и не отсортированных обломков подстилающих (чаще красных алевролитов) пород. В строении одного и того же слоя нередко встречаются от одного до 3-4 прослоев конгломератов мощностью 0,1-0,2 до 1-2 м. Такое строение обусловлено тектоническими колебаниями, вызывающими эрозионную деятельность речных потоков или их относительно стабилизированное состояние.

Песчаники подводной части дельты в латерали (по площади) и стратиграфически (в разрезе) фациально замещаются различными литогенетическими типами пород, в общем эти замещения подчиняются определенной закономерности. Снизу, как правило, залегают красноцветные тонкообломочные и дисперсные континентальные отложения, сверху сменяются осадками прибрежного мелководья и прибрежных континентальных равнин, а по латерали, обычно за пределами месторождения, чаще бурыми средне-мелкозернистыми песчаниками континентальных аллювиальных отложений.

Литологический тип ПР-2 представлен песчаниками с прослоями конгломератов, но с меньшими размерами зерен кластического материала. В слоях мелко-среднезернистых песчаников встречаются прослои зеленых алевролитов и темно-зеленых аргиллитов мощностью от 0,1-0,2 до 1-2 м. Слоистость песчаников от косослоистой до горизонтально-слоистой, а аргиллиты и алевролиты имеют горизонтально-слоистую и однородную текстуру.

Литература

1. *Ботвинкина Л.Н., Жемчужников Ю.А., Тимофеев П.П. и др.* Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. – М.: АН СССР, 1956. – 368 с.
2. *Байбатша А.Б.* Инженерная геология месторождений полезных ископаемых с основами геоинформатики. – Алматы: НИЦ Гылым, 2003. – 320 с.
3. Геология и полезные ископаемые Джезказганского рудного района//Под ред. *Ш.Е. Есенова, Ю.А. Зайцева.* – М.: Недра, 1975. – 275 с.
4. *Тажобаева П.Т.* Литологические исследования джезказганских свит в связи с проблемой генезиса руд Джезказганского месторождения. – Алма-Ата, 1964. – 277 с.

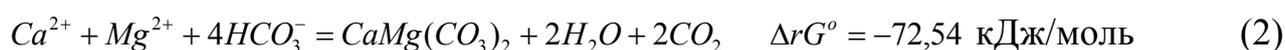
ГЕОХИМИЯ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ

А.И. Бахтин, А.Н. Кольчугин

Казанский федеральный университет, г. Казань, Anton.Kolchugin@ksu.ru

Главной областью образования карбонатов в природе является мировой океан. Важнейшим для образования карбонатов в океане является гидрокарбонатная система, образующаяся при растворении углекислого газа CO_2 различного происхождения (из атмосферы, в результате окисления отмершей органики на дне, вулканическая деятельность и др.). Главными компонентами карбонатно-гидрокарбонатной системы Мирового океана являются Ca^{2+} , Mg^{2+} , H_2O , CO_2 , HCO_3^- , кальцит, доломит, магнезит. Эта система и служила объектом исследования в данной работе.

Считается, что хемогенное образование карбонатов в Мировом океане регулируется реакциями карбонатного равновесия карбонатно-гидрокарбонатной системы. Применительно к образованию кальцита, доломита, магнезита эти реакции соответственно имеют вид:



где, $\Delta_r G^\circ$ – энергия Гиббса этих реакций в стандартных условиях. К этим реакциям следует добавить еще и реакцию образования доломита путем обменной реакции доломитизации кальцита.



На рис. 1. показаны графики зависимости величин энергии Гиббса реакций 1-4 образования кальцита, доломита, магнезита и доломитизации кальцита в зависимости от величины парциального давления P_{CO_2} при активностях ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- отвечающих современной концентрации этих ионов в воде Мирового океана.

Следует заметить, что химическое осаждение кальцита, доломита, магнезита и доломитизация кальцитового осадка при заданных концентрациях ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- является возможным лишь при тех значениях P_{CO_2} , когда величина энергии Гиббса становится отрицательной, то есть $\Delta rG < 0$. При $\Delta rG = 0$ наступает равновесие, а при $\Delta rG > 0$ происходит растворение

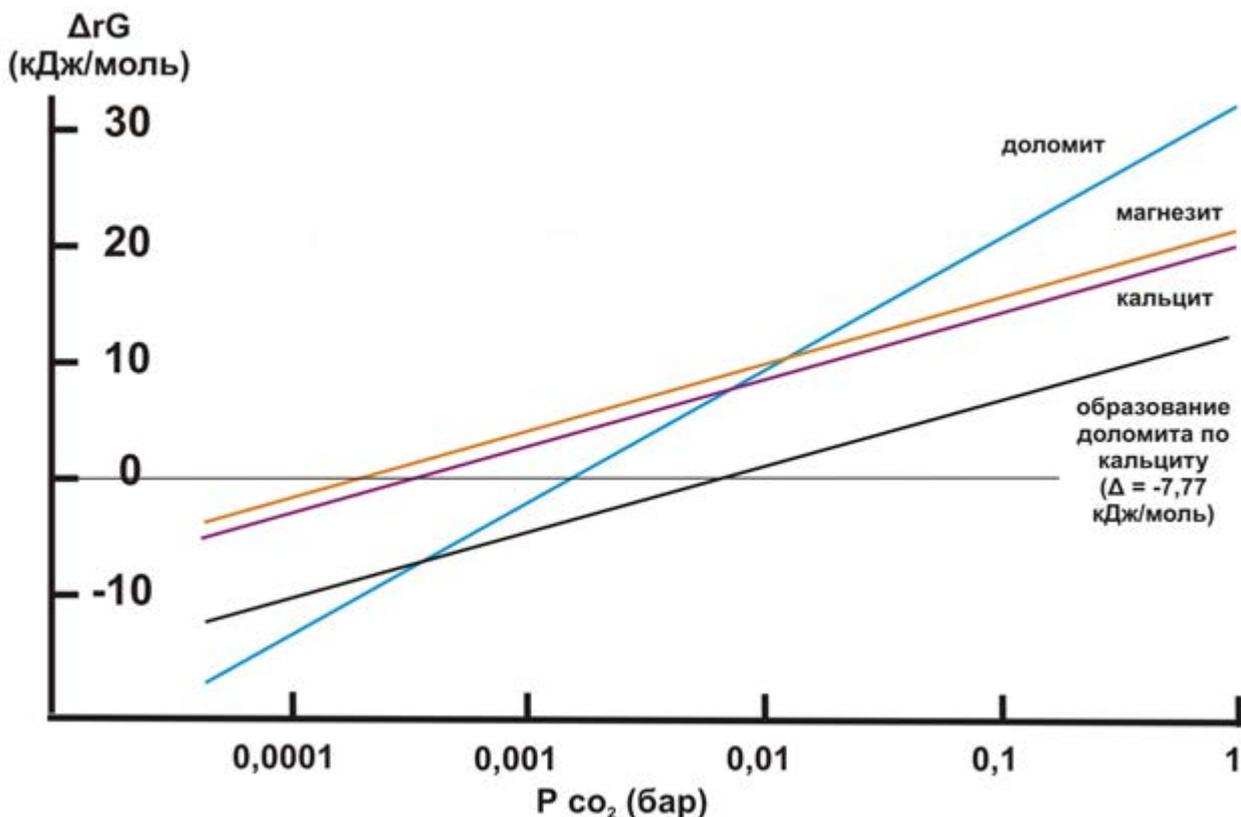


Рис. 1. Диаграмма зависимости энергии Гиббса образования карбонатов от парциального давления CO_2 в современном Океане

карбонатов, так как реакции 1-3 при этом идут справа налево.

Анализ графических зависимостей, представленных на рисунке 1 показывает, что химическое осаждение доломита в современном Океане всегда предпочтительнее, чем осаждение кальцита и магнезита, так как, во-первых энергия Гиббса осаждения доломита в области отрицательных значений ΔrG всегда меньше энергии осаждения кальцита и магнезита, во-вторых, область значений P_{CO_2} , отвечающая отрицательным значениям ΔrG для доломита существенно шире, чем для кальцита и магнезита. В области парциальных

давлений $P_{CO_2} = 0,0003 - 0,01$ бар наиболее предпочтительным оказывается образование доломита по кальциту, т.е доломитизация известняков.

При уменьшении парциального давления углекислого газа P_{CO_2} вероятность химического осаждения карбонатов кальция и магния возрастает, причем наиболее существенно для доломита в сравнении с кальцитом и магнезитом. Эта термодинамическая выгодность химического осаждения доломита в сравнении с кальцитом, видимо, предопределила факт того, что в более ранние эпохи жизни Земли карбонатные осадки были в основном доломитовыми, однако их количество последовательно уменьшается от архея к протерозою, затем к венду, кембрию, ордовику [1]. Этот тренд уменьшения доломитообразования в истории Земли свидетельствует о затухании процессов химического осаждения доломитов и развития нового биогенного способа осаждения карбонатов. В протерозое, рифее, нижнем палеозое биогенные доломиты накапливались в основном строматолитообразующими цианобактериями, пик, развития которых приходится на протерозой с затуханием к раннему палеозою [1]. С развитием органического мира более высокоорганизованные организмы биогенным путем предпочитают накапливать кальцит.

Несмотря на меньшую термодинамическую выгодность химического осаждения кальцита, в сравнении с доломитом накопление известняков в истории Земли от венда к кайнозою возрастает и становится доминирующим [1]. Этот факт свидетельствует о том, что накопление известняков в фанерозое происходило в основном не хемогенным, а биогенным путем.

Масштабы чисто химической садки карбонатов в действительности оказываются резко ограниченными в связи с жизнедеятельностью бактерий, водорослей и других более высокоорганизованных организмов, которые в результате фотосинтеза усваивали растворенный в воде CO_2 и тем самым локально понижали его парциальное давление P_{CO_2} . Это способствовало образованию кристаллических зародышей карбонатов, которые затем

аккумулировались этими же и другими организмами с образованием органогенных карбонатов и их осадков.

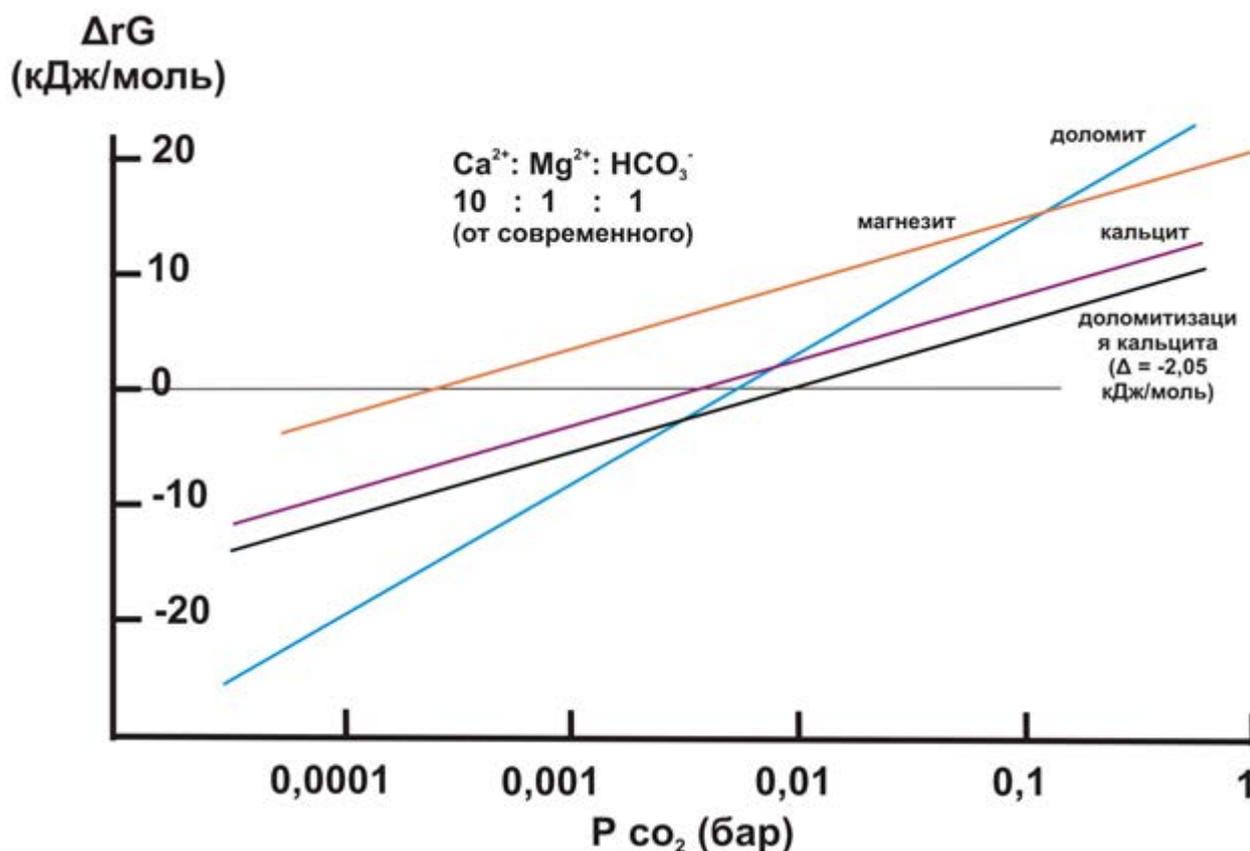


Рис. 2. Диаграмма зависимости энергии Гиббса образования карбонатов от парциального давления CO₂ при Ca²⁺ : Mg²⁺ : HCO₃⁻ = 10 : 1 : 1 от современного

Доломитизация известняков всегда является термодинамически выгодной при наличии в среде ионов Mg²⁺. Эта выгода возрастает при увеличении в водной среде отношения Mg/Ca. Так, например, при Mg/Ca=1:10, против современного, энергия Гиббса реакции 8 составляет ΔrG = -2,05 кДж/моль (рис. 2), а при соотношении Mg/Ca=10:1, ΔrG = -13,47 кДж/моль.

Химическое осаждение магнезита, как показывают термодинамические расчеты, возможно лишь в редких случаях, когда концентрация магния в морской воде в сто раз превышает концентрацию кальция.

Литература

1. Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатонакопления в истории Земли /— М.: Геос, 2003. — 262 с.

ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС – ОСНОВНАЯ НАДПОРОДНАЯ ЕДИНИЦА СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

А.Л.Бейзель

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, beiselal@ipgg.nsc.ru

Существует много вариантов выделения надпородных единиц в строении осадочного чехла: осадочные формации С.Н. Шатского и М.А. Усова, осадочные серии В.П. Казаринова, естественно-исторические этапы и соответствующие им комплексы Г.П. Леонова, породно-слоевые ассоциации Ю.Н. Карогодина, секвенции С. Слосса и американских авторов из школы Еххон, трансгрессивно-регрессивные циклы различного порядка и многие другие. Большинство из них так или иначе обозначают относительно непрерывные последовательности осадочных пород, ограниченные снизу и сверху поверхностями несогласий.

Тектоно-седиментационные комплексы (ТСК) занимают в этом ряду особое место. Этому понятию нет точного определения, и его можно считать термином свободного пользования. Тем не менее – и в этом заключается его главная особенность – в целом под ним понимается двухфакторное геологическое явление, в котором тектонические движения являются движущей силой, нарушающей равновесие среды, а седиментация рассматривается как реакция осадочной системы на эти нарушения. Данное понятие тесно смыкается с категорией географического цикла (ГЦ), предложенного У. Дэвисом на рубеже XIX-XX веков и широко принятого в геоморфологии и географии. Различие между ними заключается в том, что целевым объектом ГЦ является рельеф земной поверхности, а объектом исследования геологии является его осадочная «часть».

В настоящее время имеется возможность уточнить и конкретизировать понятие тектоно-седиментационного цикла настолько, чтобы эта категория стала основной надпородной единицей среди всех перечисленных выше. Это

предлагается сделать на основе авторской инверсионной модели циклогенеза [1, 2]. Она, по-существу, представляет собой новый метод корреляции континентальных и морских отложений. С его помощью в одно целое увязываются аллювиальные прогрессивные циклы (констративного аллювия), являющиеся прямой записью ГЦ, с морскими регрессивными циклами, образующимися в результате выдвигения дельт и линейных береговых линий. Эти объекты вместе с переходными фациями и составляют тектоно-седиментационный комплекс.

Выделение единых ТСК для континентальных и морских отложений предполагает единый механизм циклогенеза для тех и других. Традиционно это были разные механизмы: для континентальных ГЦ это вертикальные движения коры, а для морских – колебания уровня моря. Тектоно-седиментационный подход делает выбор в пользу первых. В этом плане возникают значительные методологические трудности. Дело в том, что традиционно периоды тектонической активности принято увязывать с грубозернистыми отложениями, а глины и другие тонкие разности считаются показателями тектонического покоя, пенепленизации рельефа, господства химического выветривания и т.д. Соответственно определяется и возраст складчатости – основа геологических построений.

Инверсионная корреляция континентальных и морских осадочных циклов высокого порядка приводит нас к выводу, что указанный подход справедлив только для континентальных отложений, где основным агентом перемещения осадков являются поверхностные водные потоки, движущиеся сверху вниз. На морском мелководье, в зоне господства волновых процессов, происходит нечто противоположное: песчаный материал движется вверх по склону и выбрасывается на берег. Это создает механический барьер на пути осадков из аллювиальных систем в морские бассейны и в комплексе с другими сопутствующими явлениями приводит к инверсии циклитов. Континентальные проциклиты по латерали переходят в морские рециклиты.

В конечном итоге в морских разрезах эпохам тектонической активности отвечают регионально выдержанные глинистые толщи, а периодам максимального тектонического покоя соответствуют регрессивные песчаные отложения. Более того, анализ морских разрезов в плане интерпретации тектонических движений показывает, что моментам тектонической активизации отвечают не сами глинистые толщи, а только их подошвенные поверхности. Таким образом, тектонические фазы настолько кратковременны, что в геологическом масштабе времени их можно считать мгновенными.

В этой связи возникает вопрос об определении возраста эпох складчатости и их длительности, о которых так много написано в мировой литературе. Зачастую трудно бывает понять, каким образом это делается в отношении тех или иных конкретных складчатых областей. Насколько автору известно, до сих пор никто не определял возраст геологических событий на континентах с помощью морских разрезов указанным методом. Представления о длительности периодов тектонической активности формируются на основе анализа свойств песчаных горизонтов – их мощностях, длительности формирования и характере границ. Нередко можно встретить суждения о «постепенной активизации тектонических движений в области сноса» при наличии в разрезе серии осадков с огрублением материала снизу вверх.

Отдельно следует сказать о разнопорядковости тектонических циклов, их иерархии и т. д. Обычно «основные» циклы, примерно соответствующие рангу стратиграфических горизонтов (т. н. мезоциклы), организованы в циклы более высокого порядка. Эти последние как раз отвечают упомянутым выше осадочным сериям В.П. Казаринова, географическим циклам Дэвиса и др. Мезоциклы внутри этих серий, как правило, образуют затухающий ряд: первый из них выражен наиболее ярко, а последующие все более слабые. С одной стороны, это можно трактовать как прямое отражение ослабевающих со временем тектонических колебаний одной природы, но разного порядка. Однако существует точка зрения, что колебания низшего порядка имеют иной характер по сравнению с «главным». В иностранной литературе их называют

рибаундами (rebounds). Под этим термином понимается давно известное явление: изостатические поднятия при снятии нагрузки или же, в случае нисходящего тектонического режима, аналогичные погружения при возрастании нагрузки. Для экзосферы это не имеет принципиального значения. Любое тектоническое поднятие, независимо от его природы, производит в географической оболочке один и тот же эффект, определяемый, при прочих равных условиях, только масштабом колебания. Однако, для бассейнового анализа природа колебаний очень важна. Она имеет значение прежде всего при межрегиональных и межбассейновых построениях. Если колебание имеет «первичный» характер, т.е. обусловлено импульсом эндогенной энергии, то оно будет проявляться в широком масштабе. Рибануды по определению более ограничены на площади, и часто именно это снижает роль циклического метода в геологических исследованиях.

Тектоно-седиментационные комплексы выделены автором на материале юры Западной Сибири. Первые результаты таких исследований [3] показали, что данный метод приводит к пересмотру многих привычных построений и устоявшихся взглядов – изменениям стратиграфической схемы, представлений об истории формирования разрезов, региональной тектонике и пр.

Литература

1. Бейзель 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.
2. Бейзель А.Л. Аналогии континентальных поверхностей выравнивания в морских разрезах (на примере юры Западной Сибири) // Литосфера. 2009. № 1. С. 103-108.
3. Бейзель А.Л. Предложения по уточнению и совершенствованию региональной стратиграфической схемы юры Западной Сибири / Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов. М-лы науч. сессии, посвящ. 100-летию чл.-корр. АН СССР В.Н.Сакса. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. С. 31-34.

«ФЛЮИДНОЕ» НАПРАВЛЕНИЕ В ЛИТОЛОГИИ: СОСТОЯНИЕ, ОБЪЕКТЫ, ЗАДАЧИ

Г.А. Беленицкая

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, ankudinovo@mail.ru

Проблема участия разгрузок восходящих глубинных флюидов в осадочных процессах является частью междисциплинарной фундаментальной проблемы – «Флюиды Земли, их разгрузка, геологические и биологические следствия». Эта проблема привлекает все больше внимания исследователей разных стран. Ей посвящены специальные международные совещания в Москве, в странах Европы, США и Канады. Выходит периодический журнал "Geofluids". В данном сообщении акцентируется внимание на результирующем звене геофлюидных систем – на итогах их конечной разгрузки в сферу седиментогенеза.

За последние десятилетия все более отчетливо раскрывается широкий и масштабный характер воздействия на современный и древний седиментогенез ранее почти не учитываемого фактора – "холодной" (термин П.Н. Кропоткина) разгрузки глубинных флюидов. Такая разгрузка, непосредственно не связанная с магматизмом, реализуется в виде газово-жидких инъекций минерализованных вод и рассолов, нефтей, газов (CH₄, H₂S, CO₂, H₂, N₂ и др.), а также в виде пластично-текучих (соляных, глиняных и др.) и флюидизированных (разжиженных) породных масс и их смесей, поступающих из подстилающих комплексов (осадочных, складчато-метаморфических) и содержащих "добавки" из более глубоких сфер. Раскрытию роли "холодной" разгрузки в наибольшей мере способствовали итоги международных морских исследований, кардинально изменившие представления о современных процессах, осуществляющихся в субаквальных, в том числе в наименее изученных глубоководных обстановках осадконакопления, ранее практически не доступных прямым наблюдениям. В ходе этих исследований во всех типах субаквальных обстановок было выявлено чрезвычайно широкое распространение восходящих разгрузок, до этого известных преимущественно лишь в субэаральных условиях. Особенно существенно, что в ходе этих исследований изучены также реакции на разгрузки со стороны бассейновых экосистем и раскрыты детали их отражения в седиментогенезе. Значительно пополнились сведения о восходящих разгрузках и их следствиях и в разных

типах континентальных обстановок. Общая картина наблюдаемой ныне «выводной» флюидной активности недр охарактеризована в публикациях как отечественных авторов (А.П. Лисицын, Ю.А. Богданов, А.Ю. Леин, А.И. Блажчишин, М.К. Иванов, Е.Ф. Шнюков, Р.Р. Рахманов, В.Н. Холодов, Б.М. Валяев, А.Н. Дмитриевский и др.), так и многочисленных зарубежных исследователей. Полностью подтверждено заключение К.А. Аникиева (1964), что объемы флюидов, прорывающихся под высоким давлением в активизированных участках коры, измеряются астрономическими цифрами.

Все эти данные, в свою очередь, стимулировали поиск в осадочных разрезах проявлений былых флюидных воздействий на палеоседиментационные процессы. В результате растет число публикаций, в которых приводятся несомненные свидетельства и признаки их широкого распространения в разрезах осадочных серий разных регионов и возрастов (Е.Ф. Шнюков, Ф. Трусхейм, Р.Р. Рахманов, А.Е. Лукин, Е.Г. Песков, Ю.Г. Цеховский, В.И. Муравьев, К.Г. Каледа, Н.А. Ахметьев, Н.Г. Музылев, В.Н. Холодов, В.В. Зайков, Н.С. Бортников, Я.Э. Юдович и др.). В этом направлении в течение многих лет коллективом ВСЕГЕИ, руководимым автором сообщения, проводились целенаправленные комплексные исследования (литолого-минералогические, эколого-тафономические, структурно-морфологические, изотопно-геохимические), поддержанные РФФИ и частично освещенные в публикациях (Г.А. Беленицкая и др., 2004, 2005, В.Г. Колокольцев и др., 2004, 2005).

В итоге в настоящее время обоснована общая геолого-генетическая модель флюидно-осадочного породо- и рудообразования, рассматривающая обстановки седиментогенеза как область конечной разгрузки глубинных флюидов и намечена причинно-следственная цепочка событий, сопутствующих флюидно-осадочным процессам: рост эндогенной активности и возмущение напорной флюидной системы недр → градиентный рост интенсивности разгрузки флюидных потоков в седиментационные бассейны → возникновение в очагах разгрузки и ореолах их влияния аномальных флюидогенных обстановок и стрессовых флюидогенных биоценозов → накопление флюидогенных биохеогенных осадков → итоговые (после захоронения, фоссилизации и литификации) аномальные биохеогенные комплексы осадков – "флюидно-осадочные ассоциации". В осадочных разрезах многих регионов

выявлены и охарактеризованы такого рода ассоциации – породные и рудно-породные парагенезы, содержащие разнообразные признаки синседиментационных флюидных палеовоздействий. Эти ассоциации представляют собой различные сочетания слоистых биогенно-хемогенных тел и биоминеральных (органогенных) построек, обогащенных компонентами флюидов, а также органическим веществом и другими биогенными образованиями.

Несмотря на растущее количество прямых и косвенных свидетельств весьма значимого влияния восходящих разгрузок на процессы современного и древнего седиментогенеза, в подавляющем большинстве литологических исследований до настоящего времени этот фактор практически не учитывается. Современная теоретическая литология и осадочная минерагения по-прежнему ориентированы преимущественно на анализ лишь «нормально-осадочных» процессов отложения вещества, обязанных воздействию лишь разнообразных экзогенных факторов.

Среди причин, тормозящих развитие рассматриваемого направления исследований, весьма существенны, на наш взгляд, некоторые научно-методические сложности, в том числе необходимость вовлечения в анализ новых, нетрадиционных для литологии, объектов, связанных с флюидными разгрузками и их седиментационными производными, отсутствие соответствующей понятийно-терминологической базы, разработанных классификаций, систематизированных признаков участия флюидных разгрузок и др.

В связи с этим, в качестве первоочередных при проведении исследований данного направления мы видим следующие конкретные задачи.

1. Систематизация набора новых «флюидогенных» объектов. Это, прежде всего: флюиды, флюидная (геофлюидная) система, флюидная разгрузка, способы и очаги разгрузки, ореолы их влияния, уровни разгрузки, каналы восходящего транзита флюидов, флюидогенные биотопы, биоценозы, тафоценозы и т. д., а также палеоаналоги всех этих объектов. Необходима разработка, уточнение или адаптация к задачам литологии соответствующей понятийно-терминологической базы.
2. Систематизация и согласованные типизации разнообразных проявлений восходящих разгрузок в сферу современного и бывшего осадконакопления, а также их литолого-минерагенических и биогенных производных.
- 3.

Расшифровка и систематизация признаков воздействия восходящих флюидных разгрузок, в том числе вещественных (минерально-геохимических, изотопных), биотических, морфоструктурных, пространственных. 4. Оценка корреляционных связей уровней максимального развития флюидных палеопроявлений с региональными фазами эндогенной активности недр; использование с этой целью методов и подходов литогеодинимического анализ. 5. Изучение закономерностей чередования «флюидогенных» типов седиментогенеза с «нормально-фоновыми». 6. Аргументация введения флюидных (и других сопряженных с ними инъекционных) внедрений в число закономерных и значимых факторов седиментогенеза и выделения в существующей классификационной системе самостоятельного флюидно-осадочного класса. 7. Раскрытие более широкой системы флюидогенных образований, возникающих на путях миграции флюидов и на разных уровнях их разгрузки, анализ пространственно-временных соотношений между ними, определение связей, возникающих между образованиями разных зон литогенеза – флюидно-осадочными зоны седиментогенеза и преимущественно флюидно-метасоматическими зон катагенеза и гипергенеза. 8. Анализ флюидных внедрений как важного фактора воздействия на природную среду и ее экосистемы, – фактора, способного вызывать их значительные (в том числе катастрофические) изменения и становиться причиной биотических, рудно-геохимических, изотопных и других седиментационных палеособытий. 9. Оценка возможности сочетания и интеграции комплекса традиционных литологических методов и приемов изучения осадочных объектов с новыми нетрадиционными для осадочной геологии, ориентированными на распознавание флюидогенных признаков и связей (тафономическими, палеоэкологическими, событийно-стратиграфическими, палеогидрогеохимическими и литогеодинимическими и др.).

Перечисленные и ряд других аспектов проблемы в разной мере уже освещены в упоминавшихся публикациях, в том числе и в работах коллектива ВСЕГЕИ. Однако все эти данные требуют апробации, систематизации и дальнейшего целенаправленного развития.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты 07-05-00907а, 10-05-00555а.

КОНЦЕПЦИЯ РАСТУЩЕЙ ЗЕМЛИ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИИ

Н.П. Бетелев

НИИ оснований и подземных сооружений им. Н.М. Герсеванова, Москва, niiosp @ niiosp.ru

В последние годы большое внимание исследователей привлекает концепция растущей Земли [12]. У истоков этой концепции стоял русский ученый И.О. Ярковский [10], который раньше А. Эйнштейна обратил внимание на эквивалентность массы и энергии и возможность их взаимопревращения в природных процессах. Согласно концепции растущей Земли, Земля, как и другие небесные тела, поглощает массу и энергию из космического пространства, что вызывает увеличение их массы и объема. По расчетам разных исследователей [1, 3, 4, 9], Земля получает в год от $2,3 \cdot 10^{32}$ до $4,9 \cdot 10^{33}$ Дж энергии, преобразующейся в инертную массу (обычное вещество). В результате масса Земли увеличивается, по расчетам упомянутых исследователей, на $4,4 \cdot 10^{12}$ - $5,6 \cdot 10^{13}$ т в год.

По данным НАСА (США), основанным на наблюдениях внегалактических радиоисточников (квазаров), радиус Земли в настоящее время увеличивается на 2 см в год [5]. Данные об увеличении радиуса Земли в течение геологической истории, определенные разными авторами по различным методикам, приведены Л. Эггедом [11] см. таблицу.

К.Е. Веселов [4] опубликовал график, показывающий изменение некоторых характеристик Земли (массы, радиуса, силы тяжести) в течение геологической истории (рисунок). П.П. Тимофеев [8] отметил, что концепция растущей Земли станет одной из важнейших парадигм геологии в первой четверти XXI века.

Одной из важных характеристик, влияющих на процесс осадкообразования, является сила тяжести. В соответствии с концепцией растущей Земли сила тяжести должна увеличиваться в течение геологической истории вследствие увеличения размера и массы Земли. Л.С. Смирнов [6] подробно аргументировал рост силы тяжести данными об уменьшении во времени угла наклона кривой слоистости песчаных пород. На основании большого статистического материала сделан вывод, что за последние $2 \cdot 10^9$ лет углы наклона кривой слоистости субаквальных песчаных пород уменьшились на 5° - 7° . Уменьшение во времени угла наклона косых слоев наблюдается и в эоловых отложениях. Поскольку основным фактором, определяющим угол наклона косых слоев (т. е. угол естественного откоса при накоплении осадков) является сила тяжести, уменьшение угла наклона косых слоев свидетельствует

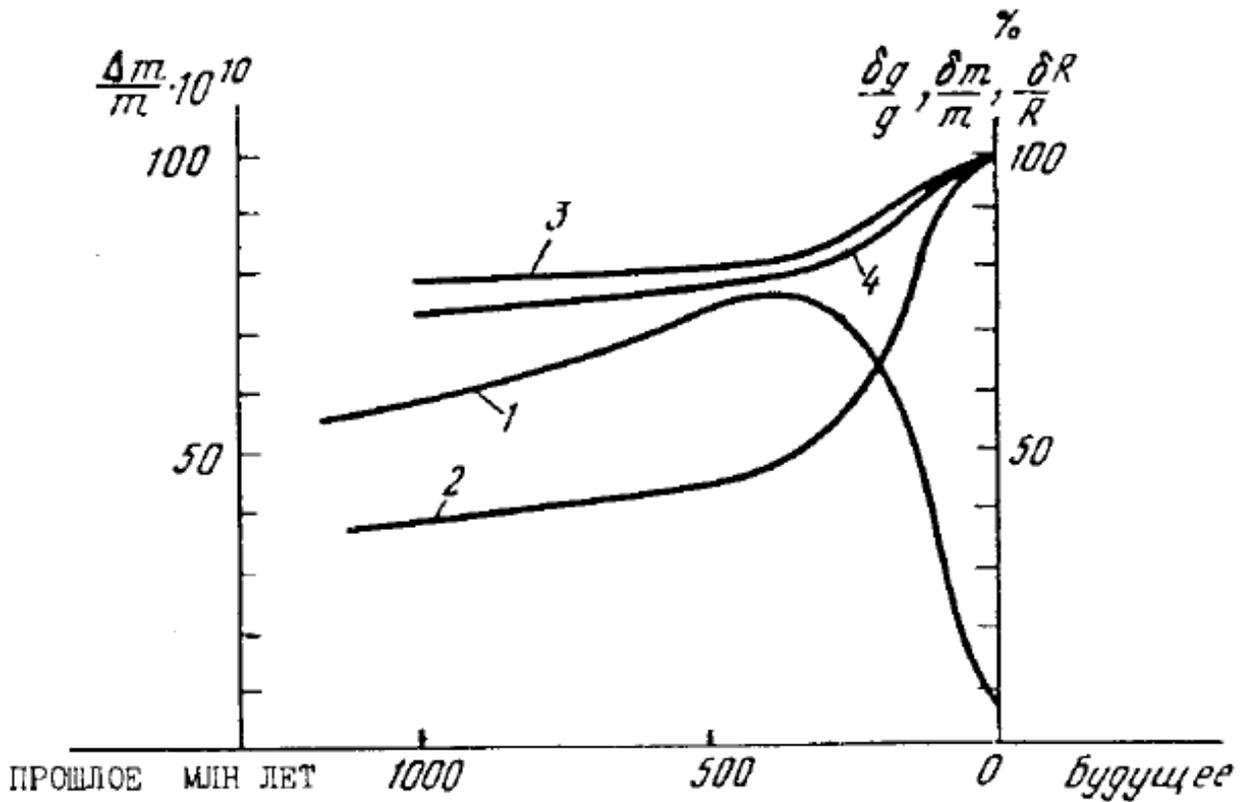


Рисунок. Изменение некоторых характеристик Земли в прошлом по [4]:
 1 – относительное приращение массы Земли за один год ($\Delta t/t$), 2 – изменение массы Земли и силы тяжести в процентах к современным их значениям ($\Delta t/t$, $\Delta g/g$), 3 – изменение радиуса Земли в процентах к современному его значению ($\Delta R/R$), 4 – изменение радиуса Земли, по [5], в процентах к современному его значению

об увеличении во времени силы тяжести и, соответственно, массы и размера Земли. По расчетам В.Ф. Блинова [3], ускорение силы тяжести 280 млн. лет назад составляло около $4,2 \text{ м/сек}^2$ и вследствие роста массы Земли постепенно увеличивалось до современного значения $9,81 \text{ м/сек}^2$.

Данные о росте Земли необходимо учитывать, рассматривая возможность и пределы применения метода актуализма в геологической истории, поскольку изменение силы тяжести в связи с изменением размера и массы Земли оказывает большое влияние на седиментацию и другие процессы образования осадков и горных пород [2]. Принимая во внимание перегиб кривых (см. рисунок), показывающих скорость изменения во времени некоторых параметров Земли (массы, радиуса, силы тяжести), на рубеже около 500 млн. лет назад (приблизительно в самом начале фанерозоя), можно предполагать допустимость применения метода актуализма до этого рубежа, возможно, с корректировками, увеличивающимися по мере удаления от современности. Близкий возрастной интервал применимости метода актуализма (последние 500-600 млн. лет) указан Н.М. Страховым [7].

Годовое увеличение радиуса Земли [по 11]

<i>Определено на основании</i>	<i>Исходные данные</i>	<i>Рассчитано для интервала времени от современности</i>	<i>Увеличение радиуса, мм/год</i>
плотности внутреннего ядра	Буллена	4,4 млрд лет	0,4
расширение площади континентов	Коссина	"	0,55-0,65
палеогеографических данных	Н.М.Страхова	500 млн лет	0,66
то же	Термье	400 млн лет	0,4
длительности процесса регрессии и трансгрессии	Термье	50 млн лет	0,5
замедления вращения Земли	Спенсера Джонса	1000 лет	0,4
		Средняя величина	0,5

Литература

1. Барковский Е. В. Неизвестная планета // Природа и человек. 2008. № 6. С. 16-19.
2. Бетелев Н. П. О концепции растущей Земли // Вулканология и сейсмология. 2009. № 5. С. 70-77.
3. Блинов В. Ф. Растущая Земля: из планет в звезды. М.: Изд-во Едиториал УРСС, 2003. 271 с.
4. Веселов К. Е., Карус Е. В., Савинский К. А., Долицкая Т. В. Физико-геологические основы концепции глобального рифтогенеза. М.: Изд-во МГУ, 1993. 127 с.
5. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. М.: Мир, 1991. 447 с.
6. Смирнов Л. С., Любина Ю. Н. О возможности изучения изменения силы тяжести с геологическим временем // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1969. Т. 187, № 4-6. С. 874-877.
7. Страхов Н. М. Актуализм. Геолог. словарь. Т.1. М.: Недра, 1978. С. 30-31.
8. Тимофеев П. П. Эволюция угленосных формаций в истории Земли. М.: Наука, 2006. 204 с.
9. Якушин Л. М. Проблема энергетических источников геодинамических процессов // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. М.: ВНИИОЭНГ, 2001. № 12. С. 12-15.
10. Ярковский И. О. Всемирное тяготение как следствие образования весомой материи внутри небесных тел. М.: Типо-литография товарищества И. Н. Кушнеров и К^о, 1889. 338 с.
11. Egyed L. A new dynamic conception of the internal constitution of the Earth. International Journal of Earth sciences, 1957, v. 46, no. 1, pp 101-121.
12. Why expanding Earth? Ed. by G. Scalera and K.-H. Jacob. INGV Publisher. Roma, Italy, 2003. 465 p.

КРИТЕРИИ ВЫЯВЛЕНИЯ ВТОРИЧНОЙ ДОЛОМИТИЗАЦИИ И ОКРЕМНЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ СЕРПУХОВСКОГО ЯРУСА

И.В. Бигун

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского (ФГУП "ВСЕГЕИ") bollun@rambler.ru

Карбонатные породы обладают большой геологической информативностью и позволяют восстановить условия и обстановки осадконакопления с полнотой, детальностью и достоверностью, которые часто недостижимы при изучении других типов осадочных пород. Неоценимой информативностью обладают частые в карбонатных отложениях остатки организмов и следов их жизнедеятельности. Карбонатные породы относительно легко и, главное, значительно преобразуются и видоизменяются на стадии катагенеза. Это, с одной стороны затушевывает их первичные седиментационные черты, что затрудняет восстановление обстановок седиментации, но с другой стороны позволяет реконструировать вторичные процессы.

Изучавшиеся отложения нижнего карбона занимают обширную территорию северо-западного крыла Московской синеклизы. Стратиграфически они относятся к серпуховскому ярусу, тарусскому, стешевскому и протвинскому горизонтам (местные стратиграфические подразделения - ровненская, понеретская и угловская свиты). Район работ включал разрезы преимущественно карбонатных пород в долине р. Мста. Данные разрезы представляют собой обнажения/серию обнажений, протяженных по мощности и представленных коренными выходами преимущественно карбонатных пород и кремнистыми образованиями различной морфологии. Карбонатные породы представлены биоморфными известняками и доломитами с большим количеством разнообразной фаун. Мощность карбонатных пачек от нескольких

десятков сантиметров до нескольких метров, окраска от светло-серых до буровато-коричневых.

Аналитические исследования включали детальный количественный петрографический анализ, проводившийся с целью выявления вещественно-структурных и генетических особенностей пород и прослеживания их изменений по разрезу. В изучаемых породах отчетливо ряд вторичных процессов: доломитизация, окремнение, сульфатизация (преимущественно ангидритизация). Различные стадии превращения биоморфных известняков в доломиты, и процессы окремнения биоморфных карбонатных пород, с достаточной отчетливостью наблюдается в шлифах под микроскопом

Процессы доломитизации с различной степенью, но проявлены во всех изучаемых разрезах. Характер и формы проявления данного процесса различны, и представлен следующими морфологическими проявлениями единичные кристаллы доломита, развивающиеся по микриту известняков и кремней, а также биодетриту; кристаллы доломита, слагающие основную (до 95%) часть породы; поры и трещины доломитизации.

Преобладающей формой доломитизации является первый вид, доломит представлен отдельными кристаллами, которые имеют правильные кристаллографические очертания и неравномерно рассеяны в породе, размер кристаллов варьирует от 0,024 до 0,16 мм. При полной доломитизации об органично-обломочной структуре исходного известняка можно судить лишь по следам органических остатков, едва заметных на фоне кристаллического доломита.

Кристаллические вторичные доломиты, развиты только в некоторых частях разрезов. Кристаллы доломита, как правило, идиоморфные, ромбоэдрические, размером 0,04-0,16мм, характерно зональное строение и наличие в них «ядер», сложенных гидроокислами железа.

Поры и трещины доломитизации, которые сопровождаются ангидритизацией проявлены лишь в верхней части разреза.

Таким образом, выше перечисленные вещественно-структурные признаки (кристаллизация по микриту, детриту, размер кристаллов) указывают, на то, что доломиты являются вторичными.

Характер проявления процессов окремнения представлен двумя видами: окремнение кристаллических вторичных доломитов, и окремнение биодетрита изначально известкового состава. Как правило, данные виды окремнения приурочены к верхним частям разрезов, которые стратиграфически соответствуют началу угловской свиты.

Окремнение доломитов проявлено локально как на макроскопическом уровне (наблюдается визуально в обнажениях), так и микроскопически – пятнами, заполнением пустот и пор. Характер окремнения проявлен разнообразно: сферические агрегаты халцедона, которыми заполнены пустоты и поры, также встречаются поры и пустоты, заполненные кварцем.

Окремнение биодетрита приурочено к кровле пачек биоморфных известняков с обильной фауной брахиопод, двустворок, корковое окремнение развивается как по целым раковинам, так и по детриту. Основная структурная особенность данных пород – это сплошное халцедон кварцевое окремнение по детриту. Характер окремнения проявлен разнообразно: сферические агрегаты, раскристаллизация до халцедона частично, и в меньшей степени до кварца. Степень окремнения и раскристаллизации кремнезема по первичным компонентам (раковинному детриту) проявлено в большей степени, чем в матриксе пород, что указывает на более раннюю стадию процесса.

ЭВОЛЮЦИЯ БОКСИТООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Б.А. Богатырев¹

¹ ИГЕМ РАН, Москва, box@igem.ru

Бокситы – своеобразный тип пород (руд) с довольно однородным химическим и минеральным составом при абсолютным преобладании минералов свободного глинозема. Согласно Техническим требованиям к бокситам, содержание Al_2O_3 в них должно быть не менее 35 вес. % (чаще всего – 40-50%), а кремневый модуль (отношение Al_2O_3 к SiO_2) выше 2.6.

Бокситы, как известно, формируются в максимально открытых экзогенных геохимических системах: 1) в латеритных корах выветривания, 2) в карсте – при десиликации разнородного алюмосиликатного материала; 3) при экзодиагенезе, сходном с выветриванием изменении пород. Все эти процессы идут в условиях жаркого (средние температуры $+20^{\circ}C$) и влажного (годовое количество осадков – более 1500 мм/г) климата в условиях промывного режима – со скоростью фильтрации более 10^{-5} м/с. Накопление алюминия в верхней (тыловой) части метасоматической колонки профиля выветривания связано с тем, что алюминий является инертным компонентом, а Si, Ca, Mg, K, Na и другие – вполне подвижными и выносятся в нижние части профиля и за его пределы. Al в бокситах, по терминологии классического метасоматоза, – это избыточный компонент, который может быть представлен несколькими собственно-алюминиевыми минералами. Все другие компоненты – Si, Ca, Mg, K, Na и другие собственных минералов не образуют – они все могут входить в состав одного или нескольких минералов.

Таким образом, бокситы являются типичными экзогенными полезными ископаемыми, связанными с процессами глубокого химического выветривания, а также с химическим и механическим переотложением продуктов выветривания. Образование бокситов может быть связано и с процессами субаэрального диагенеза содержащих алюминий осадков, если эти осадки оказываются в обстановках промывного режима, аналогичного корам выветривания. В основе их – вынос из бокситоматеринских пород щелочных, щелочноземельных

элементов и кремнезема, а в раннем докембрии и железа, т. к. атмосфера Земли была бескислородной, восстановительной. После захоронения бокситов под чехлом осадков, на других стадиях литогенеза бокситообразование невозможно вследствие того, что все типы подземных вод (грунтовых и поровых) являются для бокситов высококремнистыми, содержащими кремнезем в количестве более 10 мг/л, т.е. в условиях, когда минералы глинозема неустойчивы, ресилифицируются и замещаются каолинитом или шамозитом.

В эволюции бокситов можно выделить два аспекта: 1) эволюцию условий и факторов бокситообразования в истории Земли и 2) эволюцию (преобразование) боксита после его образования, на разных стадиях литогенеза.

Нет никаких оснований считать, что в докембрии (даже в архейский акрон) не было условий, благоприятных для бокситообразования. Судя по последним данным палеоклиматологов [2], температурный и влажностный режимы в отдельные периоды и эпохи докембрия по ряду параметров были даже более подходящими для глубокого химического выветривания, чем в фанерозое. Возможность формирования бокситов в докембрии до сих пор дискутируется, т. к. все осадочные отложения докембрия подверглись сильным вторичным изменениям и метаморфизму. Первичные структурно-текстурные особенности и состав бокситов в метаморфизованных породах не сохраняется. В метаморфизованных комплексах докембрия известны высокоглиноземистые слои и отдельные горизонты, отвечающие по качеству бокситам, но почти не сохранившие первичных структур и текстур. Во многих из них присутствуют диаспор и корунд.

Процессы химического выветривания на суше стали неизбежными с момента появления геосфер: лито-, атмо- и гидросфер, что случилось более 4 млрд. лет назад. Существенным отличием докембрийских эпох от фанерозойских было отсутствие на суше растительного и почвенного покровов, бескислородный состав атмосферы, более кислый состав атмосферных осадков. Отсутствие растительного покрова сказывалось, прежде всего, на сохранности бокситов от механической эрозии и денудации. Вероятно, именно этим

объясняются меньшие размеры месторождений и преобладание среди более древних бокситов осадочных генетических типов бокситов.

Как уже было отмечено, для образования бокситов – экзогенных образований, связанных с латеритным (глубоким химическим) выветриванием, алюмосиликатных пород или в экзодиагенезе. Для бокситообразования необходимо совмещением во времени и в пространстве нескольких факторов: климатического, петрографического, геоморфологического, тектонического, гидрогеологического, биогенного и др. Отсутствие хотя бы одного из них, не способствует образованию и сохранению бокситов. В истории Земли все перечисленные факторы не оставались неизменными. Анализ изменения этих факторов в истории Земли выполнялся разными авторами. Наиболее обоснованными и всесторонними являются работы Б.М. Михайлова.[1]. Анализ геодинамики и изменения климата в истории Земли, начиная с архея, был недавно выполнен Н.М. Чумаковым [2].

Промышленные запасы бокситов связаны только с эпохами глубокого химического выветривания, совпадающими с эпохами широкого распространения жаркого переменного и постоянно влажного климата. Таковых в фанерозое было несколько: 1 – венд-ранний кембрий, 2 – девон, 3 – ранний карбон, 4 – поздняя пермь, 5 – поздний триас – ранняя юра, 6 – поздний мел, 7 – эоцен – миоцен. Современная эпоха, относимая к ледниковой, не благоприятна для формирования бокситов на большой территории, за исключением приэкваториальной климатической зоны и океанской акватории. Голоценовые бокситы известны в юго-восточной Азии (Вьетнам, Малайзия), на островных дугах, на вулканических и коралловых островах тропической зоны океанской акватории Тихого океана. Можно предполагать, что в современной влажной и переменновлажной тропической зоне процессы бокситообразования на континентах, главным образом в наиболее влажной прибрежно-морской зоне, продолжают, о чем свидетельствует состав грунтовых и поровых вод месторождений бокситов современной тропической зоны. Среди последних имеются различные генетические классы и типы месторождений бокситов.

Распределение запасов и ресурсов бокситов, связанных с разными эпохами, следующее: более 80% ресурсов, разведанных и подготовленных к эксплуатации месторождений бокситов располагается в современной тропической и приэкваториальной климатической зонах и связана с кайнозойскими эпохами. Около 20 % месторождений бокситов приходится на другие эпохи – позднемеловую, триас-юрскую, раннекаменноугольную и девонскую. Очевидно, что до своего захоронения под чехлом осадков древние бокситы претерпели значительную эрозию, денудацию и абразию. Нет сомнения, что первоначально размеры всех ныне захороненных месторождений, как и площади бокситонакопления были значительно больше, чем то, что мы наблюдаем сейчас. Они неизбежно сократились вследствие процессов эрозии и денудации. Считается, что в фанерозое скорости эрозионных процессов постепенно растут, несколько меняясь в разные эпохи, ослабляясь в эпохи бокситообразования. Усиление процессов эрозии связано с геократическими эпохами, для которых характерно сокращение морских акваторий в холодные периоды, когда вода связывается в полярные ледниковые шапки. Это средний кембрий, силур, пермь и ранний триас. Современная эпоха также считается ледниковой. Вследствие снижения уровня моря происходит понижение конечного базиса эрозии и усиление процессов эрозии и денудации.

Качество захороненных месторождений бокситов ухудшается вследствие наложенных процессов – ресилификации, карбонатизации, пиритизации и пр. на стадиях субаквального диагенеза, позднего катагенеза и метаморфизма.

В условиях восстановительной обстановки архея и раннего протерозоя могли формироваться маложелезистые коры выветривания, позднее в условиях окислительной кислородной атмосферы – железистые бокситы.

Литогенетические изменения бокситов в основном происходят после их захоронения под чехлом осадков, на стадиях диагенеза и катагенеза. В обстановке диагенеза и на стадии начального катагенеза это более открытая система, при позднем катагенезе она почти закрыта и приближается к метаморфической. Практически повсеместно захороненные среди силикатных

или алюмосиликатных пород залежи бокситов изменены – ресилифицированы (вследствие привноса кремнезема) и обелены (вследствие восстановления и удаления окислов железа). Чаще всего они каолинизированы в верхней части с образованием т.н. «пирожковых» залежей, но местами шамозитизированы, с привносом закисного железа и магния. Местами залежи бокситов каолинизированы полностью с образованием ресилификационных каолинов. Процесс каолинизации бокситов продолжается и на этапе позднего катагенеза. При этом образуется сухаристая каолиновая глина или плотная глина - «флинт-клей». Каолинит еще на стадии катагенеза, в присутствии в поровых водах ионов калия и железа преобразуется, соответственно, в серицит и бертьерин (или хлорит).

Своеобразно изменяются карстовые бокситы, захороненные под чехлом глинисто-карбонатных осадков. Вследствие того, что воды карбонатных пород содержат незначительное количество кремнезема, ресилификация здесь проявлена значительно слабее, чем среди силикатных пород. Вследствие слабой общей проницаемости пород изменения здесь проявлены вдоль разломов и трещин. На стадиях диагенеза и катагенеза структурно-текстурные особенности бокситов сохраняются, а при метаморфических процессах исчезают.

Метаморфизм бокситов происходит в прямо противоположной обстановке, почти в закрытой системе при повышенных P и T . Подвижными являются вода, уголекислота и K с Na . Метабокситы известны преимущественно в складчатых областях, независимо от их типа и возраста, причем бокситы располагаются как в палеоокеанических секторах (эвгеосинклиналях), так и в палеоконтинентальных (миогеосинклиналях). В платформенных областях контактово-метаморфизованные бокситы известны только в зонах с трапповым магматизмом.

Литература

1. Михайлов Б.М. Эволюция обстановок бокситонакопления в геологической истории Земли //Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975. С57-68.
2. Чумаков Н.М. Необратимые и периодические изменения климата по геологическим данным //Ритмичность и цикличность в геологии как отражение общих законов развития. М.: Наука, 2002. С.30-32.

О МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ ПОТЕНЦИАЛЕ РИФОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГА РОССИИ

Н.И. Бойко

ЮФУ, Ростов-на-Дону, boiko@sfedu.ru

В настоящее время на юге России рифогенные комплексы достоверно выявлены в верхнепермских, триасовых (индско-анизийских и норийско-рэтских), юрских (оксфордско-титонских) и неогеновых (чокракских, сарматских и меотических) отложениях. Они рассматриваются в качестве перспективных объектов при поисках месторождений углеводородного сырья, пресных и минеральных вод, химического и агрономического сырья, различных строительных материалов. В результате выполненных нами исследований доказана возможность обнаружения в рифогенных формациях юга России и рудных месторождений [1-4, 8].

Так среди верхнеюрских рифогенных образований Северного Кавказа выявлено полиметаллическое (преимущественно свинцово-цинковое) оруденение. Потенциальные рудные поля установлены на Северо-Западном Кавказе (плато Лагонаки), а также в Скалистом хребте Центрального (междуречье Чегем – Асса) и Западного (междуречье Большая Лаба – Малая Лаба) Предкавказья. Во всех случаях оруденение связано с породами литолого-фациальных комплексов барьерных рифов и тыловых отложений барьерных рифов.

Источником оруденения в позднеюрских рифогенных комплексах Северного Кавказа на седиментационной стадии их развития являлись халькофильные элементы глубоководной части моря и областей денудации. Рассматривается роль рифогенных сооружений в транспортировке и мобилизации рудного вещества. На постседиментационной стадии развития рифогенно-эвапоритовых осадочно-породных бассейнов рудообразование в органогенных постройках осуществлялось в результате гравитационно-рассольного и элизионного катагенеза.

Показано, что биогермное породообразование оказывало существенное влияние и на формирование киммерийских железорудных месторождений Азово-Кубанского региона, а также Капустинского триасового (индско-анизийского) баритового месторождения Северного Кавказа. Рудообразование и здесь осуществлялось как на стадии седиментационного становления осадочно-породных бассейнов, так и в постседиментационный этап их существования. При этом наиболее вероятным источником седиментационного оруденения являются халькофильные элементы областей денудации прилегающей суши. Роль органогенных построек заключается в том, что они, будучи расположенными по периферии мелководной (шельфовой) части бассейна седиментации, из-за своей морфологической выраженности препятствуют разубоживанию поступающих сюда рудных компонентов. Они становятся своего рода ловушками, обеспечивающими локализацию металлов. На постседиментационном этапе развития рифогенных формаций, не сопряженных с эвапоритами, источником их оруденения могли выступать элизионные и инфильтрационные процессы.

Проведенными исследованиями установлена возможность обнаружения в рифогенных толщах, кроме рудных коренных, и россыпных месторождений [6-7, 9]. В их локализации определяющая роль принадлежит гидродинамическому фактору, часто контролируемому не только сингенетичным, но, в отдельных случаях, и предшествующим по времени биогермообразованием. Сопряженность рифов и россыпей доказана для Ставропольского и Таманского россыпных районов Южно-Российского титан-циркониевого россыпного бассейна.

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 шлихов 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/м³. Суммарная мощность продуктивной толщи достигает 87 м.

Выполненные литолого-фациальные построения и палеогеографические реконструкции для средне-верхнесарматских отложений Азово-Кубанского породно-осадочного бассейна указывают на важную роль в образовании вмещаемых ими титан-циркониевых россыпей Ставрополя 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 водоёмами. 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/м³.

На формирование киммерийских россыпей Таманского полуострова существенное влияние оказывали подстилающие меотические мшанковые органогенные постройки [5]. В киммерийский век 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.

Меотические органогенные постройки и в настоящее время продолжают оказывать существенное влияние на процессы россыпеобразования. Так практически все изученные нами на Таманском полуострове современные комплексные титан-циркониевые россыпи расположены к северу от построек (рифы Трутаева, Панагия, Парус, Кишла и другие), продолжающих играть роль биогенного бара, препятствующего выносу рудных минералов в Черное море.

Литература

1. *Бойко Н.И.* Геохимические особенности рифогенных образований // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 145-152.
2. *Бойко Н.И.* К металлогении рифогенных комплексов // Руды и металлы. 1999. № 6. С. 18-25.
3. *Бойко Н.И.* О золоторудной минерализации в позднеюрских рифогенных образованиях Северного Кавказа // Доклады РАН. 2000. Том 370, № 3. С. 350-352.
4. *Бойко Н.И.* Происхождение киммерийских железных руд Азово-Кубанского региона // Руды и металлы. 2000. № 5. С. 44-50.
5. *Бойко Н.И.* Литолого-фациальные особенности и условия образования меотических отложений Азово-Кубанского региона // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 2. С. 182-186.
6. *Бойко Н.И.* Закономерности распространения и условия образования титан-циркониевых россыпей на юге России // Руды и металлы. 2003. № 1. С. 12-19.
7. *Бойко Н.И.* Титан-циркониевые россыпи Ставрополя // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 6. С. 602-609.
8. *Бойко Н.И.* О баритовой минерализации в триасовых рифогенных образованиях Северного Кавказа // Руды и металлы. 2004. № 5. С. 21-27.
9. *Бойко Н.И., Коркошко А.В.* Киммерийские титан-циркониевые россыпи Таманского полуострова // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 1. С. 22-26.

ТИПЫ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

М.Я.Боровский¹, А.С. Борисов², В.И.Богатов¹, Е.Г.Фахрутдинов²

¹ЗАО НПО «Ренер», Казань, lilabor@mail.ru

²КФУ, Казань, aboriso@ksu.ru

При решении геологических задач геофизическими методами разведки имеются сложности в определении природы, местоположения и параметров литологически разнородных объектов, образующих аномалии. Однозначность решения обратной задачи зависит от полноты имеющейся информации, поэтому получение каких-либо дополнительных сведений о распределении физических полей над исследуемым объектом весьма важно.

Объект выполненных исследований - преимущественно верхняя часть разреза осадочного покрова (ВЧР), представленная на территории Республики Татарстан (РТ) отложениями пермской, неогеновой и четвертичной систем.

Как правило, при изучении особенностей строения ВЧР основными геофизическими методами исследований являются методы сопротивлений (установки ВЭЗ, СЭП). При их использовании наиболее ярко проявляется необходимость оценки вероятной информативности применения соответствующих методических приемов для эффективного геологического истолкования данных разведочной геофизики.

Существенное значение при производстве электроразведочных работ представляет информация о распределении типов геоэлектрических разрезов. Геоэлектрический разрез - вертикальный разрез горных пород, состоящий из слоев различного электрического удельного сопротивления (Вольвовский и др., 1977). В зависимости от соотношения количества отдельных слоев, их мощностей и величин удельных электрических сопротивлений формируется большое число типов геоэлектрических разрезов.

Б.С. Вольвовский и др. (1977) отмечают, что наиболее благоприятны для количественной интерпретации кривые электрического зондирования типов КН и QН. В условиях хорошо дифференцированного геоэлектрического разреза

погрешность интерпретации не превышает $\pm 10\%$. Кривые типов НА и особенно АА трудны для интерпретации: ошибка в определении глубины залегания опорного горизонта достигает $\pm 50\%$.

Во многих случаях данные электроразведки ВЭЗ являются единственным источником информации о литологическом составе пород, слагающих верхнюю часть геологического разреза.

На базе геолого-геофизических материалов Центральной ГГЭ ГПИ «Волгагеология» и НПУ «Казаньгеофизика» ОАО «Татнефтегеофизика» авторами составлена схема районирования территории РТ по типам геоэлектрических разрезов (рисунок). Данная схема совмещена с картой рельефа дневной поверхности, ландшафтной и геологической картами, схемой основных тектонических элементов РТ.

По типам геоэлектрического разреза на территории РТ выделяются (Митрофанова и др., 2000; Большов и др., 2000) шесть районов (см. рисунок).

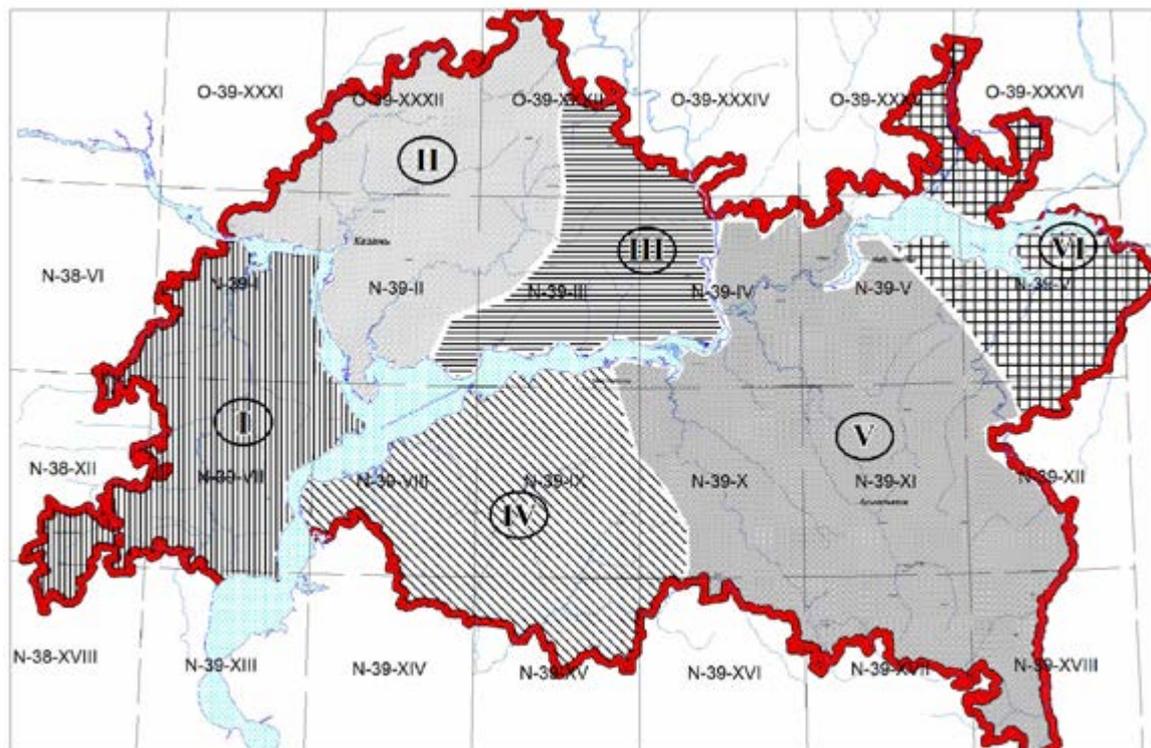


Рисунок. Схема районирования территории РТ по типам геоэлектрических разрезов I-VI - Районы с различным типом геоэлектрического строения

Первый район - правобережье р. Волга

Опорным электрическим горизонтом высокого сопротивления являются сульфатно-карбонатные породы казанского яруса, представленные доломитами и доломитизированными известняками, а в пределах Карлинских дислокаций и карбона. Удельное сопротивление горизонта изменяется от 150 до 500 Ом·м; для всех кривых характерно наличие правой восходящей ветви. С учетом геологического строения и геоморфологических условий в пределах правобережья р. Волга выделяются четыре основные области распространения комплексов пород, характеризующиеся определенным типом геоэлектрического разреза.

Второй район - левобережье р. Волга, прилегающее к г. Казани и северо-запад Республики Татарстан

Опорным высокоомным электрическим горизонтом служат сульфатно-карбонатные породы казанского яруса. Исключение составляют наиболее переуглубленные врезы палеодолины Волги, где опорным высокоомным электрическим горизонтом являются сульфатно-карбонатные отложения сакмарского или ассельского яруса. В пределах района по типам геоэлектрического разреза выделяются три области.

Третий район - Восточное Заволжье, включая правобережье р. Вятка

Опорным высокоомным электрическим горизонтом являются сульфатно-карбонатные породы сакмарского яруса, имеющие удельные электрические сопротивления 125-800 Ом·м; по типам геоэлектрического разреза выделяются две области.

Четвертый район - Западное Закамье

Характерны два типа геоэлектрического разреза. Первый тип свойственен для западной и центральной части листа N-39-VIII и представляется как трехслойный. Второй тип разреза распространен на большей части территории, включая восточную часть листа N-39-VIII и листы N-39-IX, N-39-XIV и N-39-XV.

Пятый район - Восточное Закамье

По типам геоэлектрического разреза можно выделить две области.

Шестой район - северо-восточная часть РТ

Районирование территорий по типам геоэлектрического строения представляет геолого-геофизическую основу для выбора эффективных технологий геологоразведочных работ различного целевого назначения.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЮРСКОГО НЕФТЕНОСНОГО КОМПЛЕКСА ТЕВЛИНСКО-РУССКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ УВ

Л.Н. Бружес¹, В.Г. Изотов², Л.М. Ситдикова², П.В. Изотов²

¹ООО «КогалымНИПИнефть», Когалым, *bruzhesln@nipi.ws.lukoil.com*

²КФУ, Казань, *sitdikova8432@mail.ru*

Тевлинско-Русскинское месторождение, входящее в состав Средне-Обской группы месторождений, локализовано в пределах северо-западного склона Нижневартовского свода в зоне его погружения в область Ярсомовского прогиба, отделяющего Нижневартовский и Сургутский сводовые поднятия [4]. Структурная позиция месторождения обусловила сложность литологического строения его нефтеносных горизонтов (горизонт Ю₁ – васюганской свиты юрского нефтегазоносного комплекса), что связано с наличием контрастных литолого-фациальных условий осадконакопления, характерных для шельфовых областей внутриконтинентальных бассейнов [1, 3].

Проведенный комплекс литолого-минералогических исследований состава и структурных особенностей горизонта Ю₁ по территории Тевлинско-Русскинского месторождения позволяет проследить литолого-фациальную эволюцию этого горизонта. Результаты исследований подтверждают факт выделения в пределах участка Тевлинско-Русскинского месторождения трех площадей, на которых горизонт Ю₁ характеризуется различным видом фациального представления, что выражается в первую очередь в составе и строении обломочной и цементной массы песчаников этого горизонта и определяет его фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС), их изменчивость, позволяет прогнозировать реакцию пласта на применяемые методы разработки.

В статье рассмотрены особенности эволюции минералогии цементной массы коллектора по отдельным площадям месторождения. Данные исследований по субмеридиональному профилю свидетельствуют об эволюции глинистой составляющей по месторождению. В пределах Южной площади

месторождения состав глинистого вещества цементной массы практически однороден по всему разрезу горизонта. За исключением редких линз в пределах горизонта его состав представлен комплексом тонкодисперсных минералов (гидролюдисто-каолиновая ассоциация). Эти же особенности характеризуют и широтный профиль по Южной площади.

В пределах Центральной площади в нижней части горизонта преобладает хлорит-гидролюдисто-каолининовая ассоциация, сменяющаяся вверх гидролюдисто-каолининовой с включением линз хлорит-каолининовой, каолининовой и хлорит-гидролюдисто-каолининовой ассоциаций. В пределах Центральной площади Тевлинско-Русскинского месторождения условия осадконакопления и преобразования цементной массы были наиболее изменчивыми. В цементе песчаников изучаемого горизонта Центральной площади широкое развитие имеет карбонатная (кальцитовая) что также подтверждает факт более мелководного режима осадконакопления. Интенсивная дифференциация разреза изучаемого горизонта подтверждается и субширотным профилем. Наиболее дифференцированная часть разреза горизонта Ю₁ приурочена к осевой части Тевлинско-Русскинской площади. В пределах Западной и Восточной частях площади состав цементной массы более однородный, представлен гидролюдисто-каолининовой и хлорит-гидролюдисто-каолининовой ассоциациями, что свидетельствует о снижении дифференциации состава глинистой составляющей цементной массы.

В пределах Северо-Западной и Северо-Восточной площадей месторождения соотношение ассоциаций глинистых минералов песчаников горизонта Ю₁ снова упрощается, преобладает хлорит-гидролюдисто-каолининовая ассоциация, а гидролюдисто-каолининовая (верхняя часть разреза горизонта Ю₁) заметно сокращается. Эта же тенденция наблюдается и по широтному профилю. В пределах изученных площадей постепенно уменьшается каолининовая составляющая цемента в северном направлении и возрастает доля гидролюдисто-смешаннослойных фаз. Определенным индикатором условий седиментации является карбонатная фаза (кальцит) в

цементе песчаников, она наиболее выражена в пределах Центральной площади и редуцирована в пределах Южной и Северной площадей.

Проведенные исследования соотношений тонкодисперсных фаз в цементе песчаников горизонта Ю₁, представляющих комплекс клиноформенных тел [2], позволяют утверждать, что эти изменения связаны с фациально-палеогеографическими условиями формирования месторождения, локализованного на северно-западном склоне регионально-выраженного Нижневартовского сводового поднятия. В пределах Южной площади Тевлинско-Русскинского месторождения в позднеюрскую эпоху существовали относительно глубоководные условия высокого шельфа с активным привносом каолинитового и в меньшей степени гидрослюдистого материала. На Центральной площади существовали более мелководные условия, что способствовало уменьшению в изучаемых породах содержания глинистой составляющей с компенсацией ее карбонатным материалом, с чем и связано более широкое распространение в цементе как тонкодисперсного, так и кристаллически зернистого кальцита. Возможно, что в пределах Центральной площади месторождения в палеогеографическом плане существовала своеобразная «седловина» – мелководная зона, разделяющая площадь месторождения на более глубоководные северную и южную площади.

Далее, в Северной части Тевлинско-Русскинского месторождения снова начинает преобладать более глубоководный режим. Однако при этом более широкое развитие получают гидрослюдисто-хлоритовые фазы тонкодисперсной составляющей. Наличие гидрослюдисто-хлоритовых фаз в цементе песчаников свидетельствует об ограничении привноса каолинитового материала.

Наличие гидрослюдисто-хлоритовых фаз в цементе песчаников так же свидетельствует о развитии более застойных глубоководных условий седиментации осадочного материала, а в дальнейшем и развитии сложных диагенетических процессов в условиях восстановительной среды, с чем связана повышенная пиритизация песчаников (до 5%) в пределах этой площади,

представленная в виде тонкодисперсных и фрамбоидальных выделений пирита, возникновение которых связано с развитием сульфатредуцирующих бактериальных форм, возможно, в условиях сероводородного заражения, что подтверждает наличие более застойных относительно глубоководных условий.

Полученные данные хорошо согласуются с данными по особенностям размещения залежей нефти в горизонтах Ю₁ и Ю₂ васюганской свиты. Так на плане размещения залежей в пределах изученных горизонтов четко прослеживается наибольшая приуроченность залежей к Южной и Центральной площадям Тевлинско-Русскинского месторождения – 11 залежей и всего 7 залежей в пределах Северо-Восточной и Северо-Западной площадей. Это свидетельствует о четком проявлении фациально-палеогеографического контроля в размещении залежей нефти в пределах Тевлинско-Русскинского месторождения.

Проведенный анализ литолого-фациальных условий седиментации и постседиментационного преобразования песчаников горизонта Ю₁ в пределах Тевлинско-Русскинского месторождения является основой для составления литолого-технологической схемы этого месторождения, так как особенности седиментации накопления и диагенетического преобразования пород изучаемого горизонта непосредственно определяют его фильтрационно-емкостные свойства и их динамику в процессе последующей разработки.

Литература

1. Бружес Л.Н. К вопросу о неоднородностях верхнеюрских продуктивных отложений Средне-Обской группы месторождений. «Георесурсы», 1(37), 2011. – С. 33-37.
2. Изотов В.Г., Аухатов Я.Г., Бружес Л.Н., Сайфутдинов А.Р. Литолого-геодинамический анализ деформации продуктивных пластов и покрышек Тевлинско-Русскинского месторождения. Сб. материалов V-го Всероссийского литологического совещания «Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли». Т. 1. – Екатеринбург, 2008. – С. 273-276.
3. Наливкин Д.В. Учение о фациях. – М.: Госгеолгиздат, 1933. – 347 с.
4. Шпильман В.И., Змановский Н.И., Подсосова Л.Л. Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты, 1998.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СИБИРИ

И.В. Будников

ФГУП «СНИИГГуМС», Новосибирск, budnikov@sniiggims.ru.

Верхнепалеозойские отложения широко распространены в пределах Сибири. Они слагают нижние части терригенных комплексов, Кузбасса, чехла Сибирской платформы, краевых прогибов, и развиты в складчатых поясах.

В Тунгусской синеклизе мы имеем дело с относительно маломощным угленосным верхним палеозоем. Эти толщи формировались в так называемом “внутриконтинентальном” палеобассейне.

В краевых депрессиях платформы и в складчатых поясах более мощные каменноугольные и пермские отложения накапливались в прибортовой зоне крупнейшего на территории Азии морского палеобассейна.

В пределах Вилюйской синеклизы это преимущественно дельтовые, на некоторых уровнях угленосные, реже прибрежно-континентальные толщи.

Мощные угленосные толщи Кузбасса формировались в прибортовой зоне палеобассейна, открывавшегося в северо-западном направлении.

Таким образом, Сибирь это тот регион, где имеется реальная возможность для выявления основных аспектов терригенного седиментогенеза вообще и апробации существующих моделей формирования осадочных толщ на пассивных континентальных окраинах в частности.

Без комплексной реконструкции условий накопления осадочных толщ в пределах всего осадочного палеобассейна, без знания обстановок седиментации, палеогеографии, палеогеоморфологии не могут эффективно вестись поиски осадочных полезных ископаемых. Такое направление исследований, которое может быть названо *генетическим анализом*, помогает раскрытию внутренней слоистой структуры одновременно разными методами, созданию моделей развития палеобассейнов.

Верхоянье и, в частности, Западное Верхоянье – это один из немногих регионов Северной Евразии, где в условиях пассивной континентальной окраины в пермском и каменноугольном периодах сформировалась мощная осадочная толща. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья расчленены на ритмосвиты (мезоциклиты, секвенсы) или серии в новейших

схемах карбона и перми Верхояно-Охотского субрегиона [6]. По времени они отвечают веку или двум векам.

В стратотипической местности (разрезы восточного склона хребта и его присводовой части, характеризующие глубоководную часть палеобассейна) верхние части ритмосвит сложены преимущественно песчаными дельтовыми отложениями, нижние – тонкозернистыми породами, отражающими интервалы максимума подтопления (*maximum flooding surface* - *MFS*). Эти нижняя и верхняя части получили в схемах ранг подсвит.

В разрезах западного склона хребта во время максимума регрессий накапливались прибрежно-континентальные, авандельтовые преимущественно тонкозернистые осадки, с редкими грубозернистыми врезами более высокодинамичных потоковых фаций и дельтовых «клиньев». Нижние подсвиты ритмосвит, сложенные здесь прибрежно-морскими, существенно тонкозернистыми осадками, имеют значительно меньшие мощности по сравнению со стратотипической местностью [5].

В пределах наиболее прогнутой части Вилюйской гемисинеклизы разрез представлен преимущественно грубозернистыми осадками. Трансгрессивные уровни здесь просматриваются не так ярко и проявляются отсутствием угленосности. Только наиболее мощные сакмарско-артинская и казанская трансгрессии представлены глинистыми «бассейновыми» фациями уровней (*MFS*). Регрессивные уровни выше охарактеризованных этапов проявлены более тонкозернистым составом пород и повышенной угленосностью.

В прибортовой зоне Тунгусской синеклизы мощности пермских толщ просто несоизмеримы (более чем на порядок) с разрезами Вилюйской гемисинеклизы и тем более Верхоянья. Осадконакопление здесь происходило только в периоды (*MFS*) наиболее мощных трансгрессивных этапов. Именно поэтому в стратиграфических схемах этих районов отмечается масса региональных перерывов, приходящихся на периоды регрессий.

Таким образом, выяснено, что в большей степени грубозернистые отложения мощной дельты Палеовилуя, в восточном направлении закономерно, через далеко вдающиеся в глубь палеобассейна клинья фронтальной части дельтового комплекса переходят в преимущественно тонкозернистые отложения прибрежья и открытой части моря, формируя разрезы восточного склона Верхоянского хребта. Эта типичная для пассивных

континентальных окраин модель накопления осадочных образований большинства известных складчатых поясов, дала ключ к пониманию процесса цикличности осадконакопления и, наряду с палеонтологическими данными, позволила построить строго иерархичную, логичную в генетическом смысле стратиграфическую основу верхнего палеозоя Сибири [2-6].

Данная закономерность прослеживается в разрезах терригенных отложений практически всех регионов Сибири, на краях кратонов, в частности по периферии Ангарского материка, в разрезах Таймыра, Кузбасса и др. С теми или иными особенностями она характерна для всех систем, по крайней мере, отчетливо видна при изучении верхнепалеозойских и мезозойских отложений Сибири.

Анализ имеющегося материала позволяет выделить более мелкие разноранговые, нежели ритмосвиты (серии) и три более крупных трансгрессивно-регрессивных этапа (макроциклита) в объеме среднего-верхнего карбона (пенсильвания) и двух, совершенно справедливо ранее существовавших, отделов пермской системы прежней Российской немодернизированной шкалы. Эти этапы следятся и закартированы не только в пределах Средней и Восточной Сибири, но и в разрезах всего мира, что подтверждает глобальную естественно-геоисторическую их природу [1].

Регрессивные фазы данных этапов - это преимущественно песчаные толщи с редкой угленосностью в пределах западного склона Верхоянского хребта и в Лено-Анабарском прогибе. Это существенно угленосные (тарагайская и харбалахская) толщи в пределах Вилуйской синеклизы. Это верхи дегалинской, угленосные уровни верхних подсвит бургуклинской и катской свит и их аналогов в разрезах Сибирской платформы. Это те же угленосные уровни в верхах кольчугинской серии, верхнебалахонской и нижнебалахонской подсерий в пределах Кузбасса. В прибортовых зонах Тунгусской синеклизы - это время перерывов осадконакопления.

Трансгрессивные фазы этапов - это мощные глинистые фаунистически охарактеризованные и широко прослеживающиеся тиксинская, эчийская свиты и нижняя подсвита деленжинской ритмосвиты и их аналоги в пределах Верхояно-Охотской провинции. Это мощные глинистые отложения (нижняя часть тустахской, и верхи нижнекожевниковской свит) Лено - Анабарского прогиба и их аналогов. Это преимущественно безугольная, в нижней части

существенно глинистая, а в верхней – песчаная чочоская и в большей степени песчаная слабоугленосная кубалангдинская толща Вилюйской синеклизы. Это лапчанская, ботуобинская, боруллойская свиты и их аналоги в пределах востока Тунгусской синеклизы. Это преимущественно безугольные и в большей степени «мористые» евсеевская + каезовская; верхи алыкаевской + промежуточная; кузнецкая свиты Кузнецкого бассейна.

Важно отметить, что граница между вновь выделенными биармийским и татарским отделами модернизированной шкалы перми России совпадает с границей деленжинской и дулгалахской серий или ритмосвит Верхоянья. Этот факт свидетельствует о том, что биармийский и татарский отделы – крупные овеществленные трансгрессивно-регрессивные этапы, имеющие ту же природу образования, что и приуральский отдел, но ранг этих, вновь выделенных подразделений, ниже приуральского, как, кстати, и отделов пенсильвания. Об этом совершенно однозначно свидетельствует несоизмеримость продолжительности данных эпох. При этом изученные в Верхоянье разрезы приуральского отдела пермской системы четко подразделяются на два овеществленных трансгрессивно-регрессивных этапа, (серии, ритмосвиты) эчийскую и тумаринскую. Эти подразделения имеют тот же ранг и ту же причину образования, что региональные аналоги биармийского и татарского отделов.

Исходя из вышеизложенного, в результате проведенной модернизации шкалы пермской системы России, мы получили три разноранговых подразделения. Именно поэтому, следуя логике (концепции) естественно-геоисторической природы крупных стратиграфических подразделений (систем, отделов, ярусов), нужно вернуться к двучленному делению пермской системы или выделить в ней четыре отдела, подвергнув модернизации приуральский отдел. При таком варианте логичным становится подразделение пенсильвания на два отдела.

Полученные материалы позволили нам выполнить палеогеографические реконструкции на Сибирскую платформу и ее обрамление.

Для того, что бы увидеть динамику развития палеобассейна, нужно, как минимум, показать уровень максимума трансгрессии и максимума регрессии одного ранга. Наши сегодняшние знания позволяют, в качестве примера такого подхода, более объективно остановить выбор на двух уровнях максимумов

трансгрессии раннепермской и среднепермской эпох, которые практически всеми признаются и хорошо прослеживаются в пределах изученной территории. Это сакмарский век (эчийское, клинтайгинское время) и казанский век (раннеделенжинское, раннепеляткинское время).

В качестве двух регрессивных уровней нами выбраны уровни максимумов ниже- и верхнепермского угленакопления, очень отчетливо следящиеся практически во всех угленосных бассейнах, включая Тунгусский, Кузнецкий и др. и синхронные им уровни регрессии Верхоянского и Таймырского палеобассейнов. Это предположительно уфимский век (позднетумаринское, позднебургуклинское время) и верхи северодвинского века (позднедугалахское, позднедегалинское время).

Литература

1. Будников И.В. Главные этапы позднепалеозойского осадконакопления в Верхоянской геосинклинали и на Сибирской платформе // Проблемы геологии и нефтегазоносности верхнепалеозойских и мезозойских отложений Сибири. Новосибирск:СНИИГГиМС, 1984. С.97-105.

2. Будников И.В. Принципы и результаты изучения цикличности осадконакопления верхнепалеозойских отложений Верхоянского палеобассейна // Теоретические и методологические вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. Новосибирск: Наука, 1988. С.106-113.

3. Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г. Верхоянский складчатый пояс - ключевой регион для решения основных проблем стратиграфии верхнего палеозоя Сибири // Отеч. геология. 1994. №8. С.42-46.

4. Будников И.В. Обоснование корреляции морских и континентальных отложений Сибири на основе анализа закономерностей седиментогенеза осадочных толщ // Формационный анализ в геологических исследованиях. Томск: Томский государственный университет, 2002.С.26-29.

5. Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г., Кутыгин Р.В., Сивчиков В.Е. Модель формирования верхнепалеозойских отложений востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Отеч. геол. 2003. №6. С. 86-92.

6. Будников И.В., Кутыгин Р.В., Клец А.Г., Бяков А.С., Гриненко В.С. Схема пермских отложений Верхояно-Охотского субрегиона // Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. С. 127-145.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ РАННЕГО КЕМБРИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

М.Д. Булгакова

ИГАиБМ СО РАН, Якутск, geo@yakutia.ru

Северо-Восточная Азия в раннем кембрии включала северные окраины Палеоазиатского океана (координаты современные) и примыкавший к нему Сибирский палеоконтинент. Регион располагался в зоне жаркого аридного климата и активной раннекаледонской (салаирской) тектоники, проявления которой в океанических и континентальных районах, конечно, были различными.

На северной окраине **Палеоазиатского океана** с ранним кембрием связан максимум развития островодужных структур, формирование многокилометровых (до 11-20 км) осадочно-вулканогенных толщ, в том числе таких типовых формаций, как спилито-кератофировые, серпентинитовые, известняково-эффузивные. Наиболее активными были островодужные районы юго-западного обрамления Сибирской платформы – Салаир, Тува, Саяны. Островодужная стадия завершилась здесь в конце среднего кембрия [3].

Для **Сибирского палеоконтинента** ранний кембрий был этапом активного разломообразования и формирования интенсивно погружавшихся тектонических структур – впадин, прогибов, грабенов. Надежными индикаторами этих процессов на седиментологическом уровне, кроме резких латеральных изменений мощностей и фаций, являются тектоногенные типы осадочных комплексов. Конкретные проявления конседиментационной тектоники в восточной и западной частях Палеосибири были существенно различными.

На востоке Палеосибири информация о раннекембрийских событиях заключена в окраинных зонах **Верхояно-Колымской орогенной области (ВКО)**, к которым приурочены современные выходы раннего кембрия.

Наиболее активными и разнообразными тектонические процессы были на юго-восточной (Колымо-Омолонской) окраине ВКО. Из имеющихся материалов [2] следует, что в докембрии эта зона была поднятием, где преобладали обстановки длительной денудации и размыва. На Омолонском участке континентальный перерыв сменился в начале кембрия нарастающей деструкцией архейского основания и образованием грабеновых структур. Их типовым примером может служить Визуальненский грабен. К началу ботомского века в его границах был сформирован алевролит-песчаниковый комплекс (900-1200 м), который без видимого перерыва и несогласия был перекрыт толщей базальтов (400-700 м), в т.ч. щелочных. Среди базальтов присутствуют редкие пропластки песчаников, конгломератов, линзы строматолитовых известняков. Выше базальтов следует вторая терригенная толща (гусаровская свита, 400-600 м), состоящая из кварцевых, полевошпат-кварцевых песчаников с прослоями конгломератов в нижней части разреза и доломитов в верхней. Одновременно со сменой комплексов происходило последовательное обрушение краевых зон грабен-рифтовой структуры и расширение её площади.

Нижнекембрийский комплекс базальтов и щелочных базальтов (500 м) установлен также на северо-востоке Приколымского поднятия, в 200-х км северо-западнее омолонских грабен-рифтовых структур. Здесь базальты залегают на верхнем рифее, включают, как и в Омолонской зоне, пласты песчаников и конгломератов, а также линзы известняков с нижнекембрийскими хиолитами. Формирование маломощного (70 м) рифтового трахириолит-базальтового комплекса происходило в томмотском веке и на крайнем северо-западе ВКО – Северном Хараулахе.

На юго-западной окраине ВКО (Южное Верхоянье) конседиментационная тектоника проявлена однообразно и связана с “живыми” разломами. Наиболее крупные из них (Акринский, Бурхалинский), разделяя главные тектонические зоны Ю. Верхоянья – Кыллахскую и Сетге-Дабанскую, контролировали резкое (7-15-кратное) изменение мощностей разновозрастных отложений без

существенных изменений их фациального облика. На южной окраине Сетте-Дабана, в зоне Иотканского разлома, перепады мощностей были более значительными (16-27-кратными) и сопровождалась резким изменением их вещественного и фациального состава [5].

Сибирская платформа (СП) в раннем кембрии являлась областью развития обширных эпиконтинентальных бассейнов. Важная роль в их эволюции принадлежала тектоническому фактору. Главными индикаторами тектонических событий здесь являются соленосные, металлоносно-черносланцевые комплексы и барьерные рифы. Тесная связь этих осадочных образований с конседиментационной тектоникой давно установлена исследованиями Н.М. Страхова, А.Б. Ронова, В.Е. Хаина, В.Н. Холодова. Подобные тектоногенные комплексы маркируют положение активных тектонических зон и содержат необходимую информацию об их развитии. В раннем кембрии наиболее интересными являются две такие зоны – юго-западная окраина СП и зона Анабаро-Синского разлома.

Юго-западная окраина СП, соседствующая с Палеоазиатским океаном, является одной из составляющих Восточно-Сибирского галогенного пояса. Его формирование, как считает Г.А. Беленицкая [1], контролировалось системой депрессий, отвечавших задуговым бассейнам сжатия и прилежащим прогибам деструктурированных частей кратона. Максимум формирования соленосных структур и максимум платформенного галогенеза приходится здесь на томмотский век (усольское время). Мощность соленосных комплексов в этой зоне достигает 700-850 м, при фоновой мощности одновозрастных бессолевого отложений 70-250 м [4]. С удалением от юго-западной приокеанической окраины СП активность галогенеза сокращается до полного исчезновения соленосных отложений к северу от р. Вилюй.

Зона Анабаро-Синского платформенного разлома – протяженная (около 1000 км) тектоническая структура северо-западного простирания. Начальные “скрытые” фазы активизации разлома относятся к томмотскому веку. Они фиксируются появлением “Сахайской органогенной полосы”, отличавшейся

оптимальными условиями для развития органической жизни и разделявшей в начале кембрия две крупные фациальные области мелководного платформенного бассейна. В восточной его части накапливались пестроцветные глинисто-карбонатные осадки, в западной – карбонатно-эвапоритовые. Максимум активизации разлома относится к рубежу атдабанского и ботомского веков. Свидетельства тому – резкая смена мелководной пестроцветной седиментации в восточной части бассейна батимальной черносланцевой и переход “Сахайской органогенной полосы” в стадию барьерного рифа. Эти изменения связываются с быстрым некомпенсированным погружением протяженного восточного сегмента платформенного бассейна и появлением на его месте нового для этого региона тектонического типа батимального бассейна – сбросового. С ботомского века разлом контролировал простирание барьерного рифа, его границу с черносланцевым бассейном и связанную с ней резкую смену литофациальных комплексов, резкий перепад их мощностей, распространение обвально-оползневых образований.

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., 1991. 111 с.
3. Каледонская орогения. Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов – М.: Изд-во АН СССР, 1960. 132 с.
4. Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы. – М.: Наука, 1972. 355 с.
5. 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. Магадан, 1974. С. 52-54.

ГЛУБОКОВОДНЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В ПЕРМСКИХ ЗАДУГОВЫХ БАССЕЙНАХ ОХОТСКО-ТАЙГОНОССКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДУГИ (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

А.С. Бяков, И.Л. Ведерников

СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, abiakov@mail.ru

Система задуговых бассейнов, связанных с Охотско-Тайгоносской вулканической дугой (Охотский, Аян-Юряхский, Балыгычанский, Нявленгинский, Гижигинский и Тайгоносский) представляет большой интерес как в научном, так и в практическом отношении. Здесь широко распространены глубоководные отложения, образование которых происходило в пределах континентального склона и его подножия, в частности, различные типы гравититов. Настоящее сообщение посвящено первым четырем из выше названных бассейнов. В современном тектоническом плане им отвечают, соответственно, Охотский массив (террейн) и его обрамление, Аян-Юряхский антиклинорий, Балыгычанский блок и Арmano-Вилигинская складчатая зона, расположенные 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, эти бассейны занимают промежуточное положение между пассивной окраиной Северо-Азиатского кратона (Верхоянским окраинно-эпиконтинентальным морем) и системой Колымо-Омолонских бассейнов, ныне входящих в состав так называемого Колымо-Омолонского супертеррейна. Поэтому рассмотрение особенностей седиментации, особенно глубоководной, упомянутых задуговых бассейнов представляется весьма важным и интересным.

Глубоководные пермские отложения *Охотского бассейна* распространены на его северо-восточной периферии, где фиксируются фации континентального склона, представленные мощными (до 6 км) толщами различных гравититов (макрофации турбидитов, грейнитов, дебритов, потоков тонкого илистого материала и нефелоидитов [3]). Достаточно широко распространена особая

разновидность дебритов – диамиктиты, объединенные в атканскую свиту. Верхи пермского разреза северо-восточной периферии Охотского бассейна представлены макрофацией мелководных прибрежных песчаников.

Аян-Юряхский бассейн на протяжении всей своей истории характеризовался глубоководным седиментогенезом. Его осадки представлены почти исключительно гравититами [4], среди которых широко распространены макрофации различных турбидитов, грейнитов, дебритов, потоков тонкого илистого материала и нефелоидитов. Наибольший интерес представляет особая разновидность дебритов – диамиктиты, образующие атканскую свиту. Именно с ней связана большая часть коренных месторождений золота Аян-Юряхского антиклинория, в том числе одно из крупнейших в мире – Наталкинское, прогнозные запасы которого достигают около 2 тыс. тонн. Диамиктиты в Аян-Юряхском бассейне встречаются и на других интервалах пермского разреза (в частности, они характерны и для омчакской свиты, перекрывающей атканскую). Диамиктиты – своеобразные породы, характеризующиеся присутствием в неслоистом алеврито-глинистом матриксе рассеянного материала различной окатанности от песчаной до галечной размерности, представленного, в основном (до 90%), вулканитами среднего и кислого состава. Подробно эти образования рассмотрены нами в ряде публикаций [3, 5 и др.]. Верхняя часть пермского разреза Аян-Юряхского бассейна представлена макрофацией нарушеннослоистых алевролитов дегенеративной стадии рифтогенеза в условиях глубоководья.

Особенно показательными в отношении их вулканогенной природы являются глинистые разности пород Аян-Юряхского бассейна, обнаруживающие аномально высокое содержание кремнезема (до 73,4 вес. % в пересчете на нерастворимый остаток [8]), что значительно отличает их от обычных глинистых сланцев, содержащих, по [10], лишь 58% кремнезема.

Балыгичанский бассейн на протяжении большей части перми также был глубоководным и характеризовался накоплением различных типов гравититов. Лишь верхняя часть пермского разреза, также как и в Аян-Юряхском бассейне,

представлена макрофацией нарушеннослоистых алевролитов. Условия седиментации были сопоставимы с реконструируемыми в Аян-Юряхском троговом бассейне [1]. Сходен и петрофонд, характеризующийся значительной долей вулканитов, поступавших из Охотско-Тайгоносской вулканической дуги. Также как и в Аян-Юряхском бассейне, здесь присутствуют диамиктиты, но их мощность не превышает первых десятков метров. Рельеф дна Балыгычанского бассейна характеризовался значительной расчлененностью, что обусловило существенные фациальные изменения и перепады мощностей осадков на протяжении первых десятков километров.

Нявленгинский бассейн ранее [7] включался в состав Балыгычанского бассейна. Полевые исследования 2010 г. и полученные предварительные результаты [6] позволяют рассматривать его в качестве самостоятельного. Характер седиментогенеза во многом сходен с северо-восточной периферией Охотского бассейна. Специфичным является широкое развитие диамиктитов и вулканитов различного состава, в том числе присутствуют лавовые покровы базальтов, андезитов и риолитов (1-3 м мощности).

Таким образом, рассмотренные задуговые глубоководные бассейны Охотско-Тайгоносской вулканической дуги занимают особое место среди остальных пермских бассейнов северо-восточной Азии. Установлено, что снос обломочного материала во все бассейны происходил с юго-востока и юга (в современных координатах), где располагался Охотский микроконтинент и Охотско-Тайгоноская вулканическая дуга, поскольку в этом направлении возрастает грубозернистость пород, их мелководность, отмечаются континентальные фации, увеличивается количество вулканитов, среди них появляются лавы. Кроме общей геодинамической природы эти бассейны объединяют преимущественно глубоководные условия седиментации, ее лавинный характер (скорости осадконакопления на отдельных отрезках времени нередко достигали 1000 и более метров за 1 млн. лет, т.е., по А.П. Лисицыну [9], в 10 раз превосходили пороговое значение скорости лавинной седиментации). Связь с вулканической дугой определяет общий петрофонд этих бассейнов, представленный продуктами

синхронного и субсинхронного переотложения различных вулканитов. Во многом сходен и характер биоты, состоящей преимущественно из редких представителей иноцерамоподобных двустворок, некоторых нукулид и брюхоногих моллюсков [2].

Исследования поддержаны РФФИ, проекты № 11-05-98569-р_восток, 11-05-00053 и ДВО РАН, проект 11-III-Д-08-048.

Литература

1. *Бяков А.С.* Пермские отложения Балыгычанского поднятия. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. – 87 с.
2. *Бяков А.С.* Биостратиграфия пермских отложений Северного Приохотья (Северо-Восток Азии) // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2007. – Т. 15. – № 2. – С. 47–71.
3. *Бяков А.С., Ведерников И.Л.* Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юрхского антиклинория. Препринт. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. – 69 с.
4. *Бяков А.С., Ведерников И.Л.* Пермские гравититы Аян-Юрхского седиментационного бассейна (юго-восток Яно-Колымской складчатой системы) // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: Матер. 5-го Всерос. литологического совещ. (Екатеринбург, 14–16 октября 2008 г.). – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008б. – Т. 1. – С. 106–109.
5. *Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В.* Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2010. – № 1. – С. 14–24.
6. *Бяков А.С., Ведерников И.Л., Иванов Ю.Ю., Колесов Е.В.* Новые данные о пермских отложениях Балыгычанского задугового бассейна (Армано-Вилигинская складчатая зона, Северо-Восток Азии) // Палеонтология и стратиграфия перми и триаса Северной Евразии. Материалы V Международной конференции, посвященной 150-летию со дня рождения В.П. Амалицкого. – М.: Палеонтологический институт РАН, 2010. – С. 58–59.
7. *Бяков А.С., Прокопьев А.В., Кутыгин Р.В., Ведерников И.Л., Будников И.В.* Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. – 2005. – № 5. – С. 81–85.
8. *Ведерников И.Л., Бяков А.С.* Некоторые литохимические особенности отложений перми и нижнего триаса Аян-Юрхского антиклинория (Северо-Восток России) по данным трехкомпонентного (SiO_2 , K_2O , Na_2O) анализа // Литохимия в действии: Матер. Второй всерос. школы по литохимии (Сыктывкар: 13–17 марта 2006). – Сыктывкар: Геопринт, 2006. – С. 51–52.
9. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. – М.: Наука, 1988. – 310 с.
10. *Петтиджон Ф.Дж.* Осадочные породы. – М.: Недра, 1981. – 752 с.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ ПОЗДНЕБАТ-ОКСФОРДСКОГО БАССЕЙНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Л.Г.Вакуленко, О.В.Дульцева

ИНГГ СО РАН, Новосибирск, VakulyenkoLG@ipgg.nsc.ru

Верхнебат-оксфордский васюганский стратиграфический горизонт, содержащий нефтегазоносный горизонт Ю₁, является одним из наиболее изученных объектов юрского комплекса Западной Сибири. По результатам более чем полувековых литолого-фациальных исследований различными авторскими коллективами построен целый ряд палеогеографических карт и схем. Наиболее сложны палеогеографические реконструкции в зоне перехода «континент-море», характеризующейся разнообразными сочетаниями седиментационных обстановок по латерали и вертикали. В последние 5 лет в лаборатории седиментологии ИНГГ СО РАН такие реконструкции были выполнены для васюганского горизонта Александровского свода, в пределах которого существенно морская васюганская свита указанного возраста переходит в существенно континентальную наунакскую, граница между которыми разными исследователями проводится в различных частях свода: по осевой части, западному или восточному склонам. По материалам изучения 21 разреза, охарактеризованного керном, а также данным ГИС 70 скважин построены вертикальные седиментационные модели горизонта, литофациальные профили и палеогеографические схемы на время формирования выделенных в разрезах квазиизохронных комплексов, отвечающих определенным этапам развития осадочного бассейна: верхнебат-келловейского, келловей-нижнеоксфордского, среднеоксфордского и средне-верхнеоксфордского. На территории исследования наиболее контрастные изменения в составе и строении рассматриваемых комплексов наблюдаются вдоль субширотных профилей.

Верхнебат-келловейский комплекс (10-24 м) включает большую, существенно глинистую часть нижневасюганской подсвиты и ее аналоги. Его формирование связано с событийной трансгрессией на рубеже смены малышевского горизонта васюганским и этапом высокого стояния уровня моря. В западной части района исследования комплекс алевроито-глинистого состава, довольно однородного строения, сформировался в мелководно-морских обстановках: в пределах дальней и переходной зон побережья. Восточнее появляются маломощные песчано-алевритовые пласты, формировавшиеся в эпизоды штормовой седиментации. На восточном склоне свода господствовали прибрежно-морские обстановки предфронтальной зоны пляжа, нижнего пляжа, реже прибрежно-континентальные обстановки. В керне отмечено увеличение доли песчано-алевритовых пород, появление углистости, остатков корней растений в глинистых участках, меньшее распространение пирита. На Чебачьей площади в скв. 217 баженовская свита залегает на фундаменте, что позволяет предполагать существование здесь участков островной денудационной суши. Существенно глинистые разрезы с наличием углистых аргиллитов, прослоев углей, с маломощными прослоями алевроито-песчаных пород, участками пиритизации и сидеритизации, уровнями биотурбации формировались в обстановке лагуны, окаймляющей остров. В крайней восточной части района исследования комплекс представлен неравномерным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями углистых пород и углей. Формирование его связано с прибрежной равниной: с мелкими каналами и волноприбойными барами. В северо-восточной части района исследования возможно существование дельты не крупной реки.

Келловей-нижнеоксфордский комплекс (9-41 м) включает подугольную толщу горизонта Ю₁ и ее аналоги. Формирование его связано с миграционной регрессией моря. В западной части района исследования преобладали прибрежно-морские обстановки предфронтальной зоны пляжа и нижнего пляжа. Пласт Ю₁⁴ формировался преимущественно в обстановке подводных валов/отмелей, а Ю₁³ связан с появлением на их месте барьерных и

вдольбереговых баров. Маломощные пласты (2-5 м) соотнесены с промоинами разрывных течений. Северо-восточнее отмечены повышенные толщины (до 30 м) нерасчлененного подугольного пласта и сложная многоярусная блоковая форма кривой ПС, позволяющие предположить формирование комплекса в обстановках проградирующей дельты (дельтовые рукава, устьевые бары, внутريدельтовые заливы и др.). К югу дельтовый участок побережья сменялся лагунно-барьерным. Более мощный единый пласт Ю₁³⁻⁴, сформированный в обстановке барьерных баров, вскрыт в центральной части Криволуцкого вала. Юго-западнее пласт Ю₁⁴ проинтерпретирован как регрессивные бары нижнего пляжа, реже промоины разрывных течений, Ю₁³ сформирован в обстановке барьерных баров, регрессивных баров пляжа и приливной микродельты. Увеличение доли алеврито-глинистой составляющей и уменьшение толщин комплекса наблюдается на южных склонах Трайгородского мезовала в зоне развития лагуны с дельтой небольшой реки (мощность песчаников до 15 м) и закрытым алеврито-песчаным пляжем. Восточный склон Александровского свода представлял собой прибрежную и аллювиальную равнины. Вскрытые редкими скважинами песчаные тела (12-25 м) сформированы в обстановках русла, маломощные песчано-алевритовые тела – в обстановках прируслового вала и кривассовых глифов, а углисто-алеврито-глинистые отложения, разделяющие подугольные пласты или замещающие один из них, – в обстановках периодически заболачивающейся пойменной равнины.

Среднеоксфордский комплекс (2-17 м) включает межугольную толщу и ее аналоги. Толщины его заметно варьируют, определяясь палеоландшафтами в бассейне седиментации, локальными прогибаниями, а также размывами, предшествовавшими накоплению перекрывающего комплекса, в целом увеличиваясь в восточном направлении. Рассматриваемый комплекс углисто-алеврито-глинистого состава, с подчиненными прослоями и маломощными пластами алеврито-песчаных пород, изученный по керну скважин в западной и центральной частях Александровского свода, накапливался в обстановках лагунно-маршевого побережья. На востоке района исследования он

охарактеризован лишь материалами ГИС и проинтерпретирован как сформированный в обстановках заболачивающейся пойменной равнины.

Средне-верхнеоксфордский комплекс (5-29 м) включает надугольную толщу горизонта Ю₁ и ее аналоги. Формирование его связано с миграционной трансгрессией моря, осложнявшейся неоднократными кратковременными регрессиями и перемывами подстилающих отложений в условиях дефицита поступающего терригенного материала. Принципиально схема преобладающих обстановок сходна с таковой келловей-нижнеоксфордского комплекса. Увеличивается ширина зоны преобладания прибрежно-морских и мелководно-морских отложений, границы всех зон осадконакопления смещаются на восток. На западном склоне обстановки баров нижнего пляжа (Ю₁²) сменялись обстановками подводных валов предфронтальной зоны пляжа (Ю₁¹). Алеврито-глинистые отложения формировались в обстановке межваловых ложбин. Площадь дельтового комплекса на северной периклинали Александровского свода значительно сокращается. В верхней части комплекса в западной, северной и центральной частях свода наблюдается в разной степени выраженный слой кальцитизированных песчаников с остатками морской фауны (0,5-5 м) – ракушняковые банки, отражающий максимум трансгрессии. На юге, в пределах продолжающей существовать лагуны, и востоке территории, в зонах развития проибрежно-континентальных и континентальных обстановок, отмечено меньшее развитие песчаных тел и смещение русла реки.

Анализ соотношения различных зон седиментации в позднебат-оксфордском бассейне выявил субмеридиональный характер их границ, соответствующих предполагаемой береговой линии, менявшей свое положение в связи с развитием трансгрессий (восточный склон свода) и регрессий (центральная часть свода). На большей части свода формировались разрезы васюганского горизонта переходного (наунакско-васюганского и васюганско-наунакского) типа.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОЛОГО-СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ПРОГНОЗА ФАЦИАЛЬНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАЗРЕЗА НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ САМАРСКОЙ ОБЛАСТИ

М.Ф. Валидов¹

¹ ТГРУ ОАО «ТАТНЕФТЬ», Казань, marat.validov@gmail.com

Оценка коллекторских и изолирующих свойств осадочных пород, выяснение изменения этих свойств по разрезу и по площади являются важным элементом комплексной оценки перспектив нефтегазоносности.

Районы, как те, в которых только планируются, так и те, в которых уже начаты геологоразведочные работы, обычно не обеспечены в должном объеме геолого-геофизической информацией. Возникает задача прогноза ряда показателей перспективности, в том числе и качества коллекторов и покрышек.

Поскольку скважинные данные характеризуют сравнительно небольшую часть залежи относительной общей площади исследований, для получения наиболее достоверного распределения фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) по всему объему продуктивных пластов необходимо иметь дополнительные данные о характере их изменений в межскважинном пространстве.

Объектом исследования являются карбонатные отложения башкирского яруса месторождения Самарской области.

Выбранный объект характеризуется широким спектром условий формирования коллекторов, их различным вещественным составом и структурой емкостного пространства. Кроме того, по изученному объекту накоплен обширный литологический и геолого-геофизический материал, позволяющий с достаточной степенью достоверности решать задачи петрофизического моделирования в пакете Irap RMS компании ROXAR.

Ценность данных построений заключается в возможности площадного прогнозирования ФЕС пород-коллекторов.

Параметры коллекторских свойств распределены по трем классам: коллекторы **высокого, среднего и низкого** качества. При разделении на классы за основу принята классификация К.И. Багринцевой. В отличие от этой классификации и других, в класс коллекторов среднего качества включены породы с первоначальными наилучшими ФЕС, но претерпевшие сильные негативные изменения, т. е. коллекторы производные от коллекторов высокого качества [1].

Полидетритово-сгустковая разность известняков преобладает в разрезе всего башкирского яруса. Это можно проследить путем изучения кернового материала по скважинам №№ 4 и 15 (рис. 1, 2).

Таким образом, проведенные исследования литолого-петрофизических свойств пород Самарской области явились основой для построения петрофизической модели, учитывающей вещественный состав и тип структуры емкостного пространства пород.

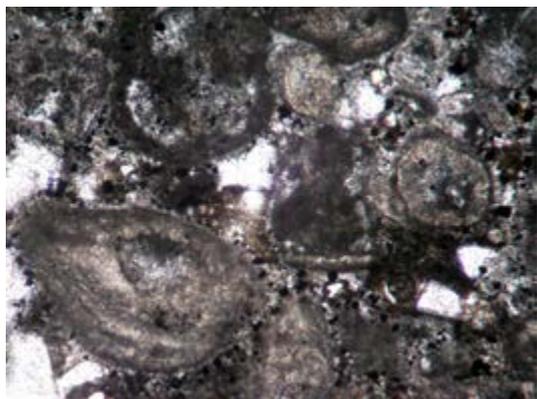


Рис.1 Известняк полидетритово-сгустковый (образец №2, скв. №15, интервал 2174,0 - 2181,0 м.)

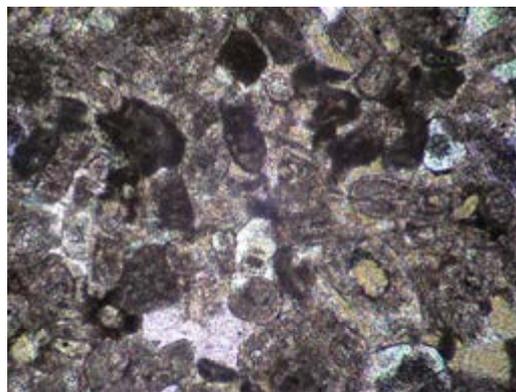


Рис.2 Известняк полидетритово-сгустковый (образец №26, скв. №4, интервал 2219,0 - 2224,0 м.)

Петрофизические модели коллекторов Самарской области, разработанные по результатам комплексной интерпретации литолого-петрофизических и геофизических данных.

В качестве базовой поверхности для моделирования была приняты структурные карты по кровле отражающих горизонтов, построенные по данным сейсмоки. После построения кровли пласта с учетом точек пересечения скважин с пластом (Well pick) строилась изохора, а затем подошва пласта.

Первоначально задавался 1D тренд – вертикальный геостатистический разрез, характеризующий соотношение литологии (коллектор - неколлектор). На втором этапе моделирования литологии был применен метод с использованием 2D тренда, характеризующего распределение коллектора по площади.

Создавалась 3D модель литологии с учетом всех выделенных литофациальных комплексов. Распределение литофациальных комплексов в модели осуществлялась стохастическим методом индикаторов RMSIndicators. К преимуществам данного метода можно отнести то, что метод индикаторов позволяет гибко настраивать моделирование для любого количества фаций [2].

В результате вышеперечисленных действий была получена литологическая модель, согласующаяся с нашими представлениями о строении пласта.

По результатам литологического моделирования было проведено петрофизическое моделирование. Для петрофизической модели был выбран алгоритм моделирования Simulation (стохастический метод) [3].

На первом этапе моделирования создавалась вариограмма, которая определяла закономерности распределения петрофизического параметра (пористость) в пласте. На следующем этапе были заданы тренды, отражающие априорную геологическую

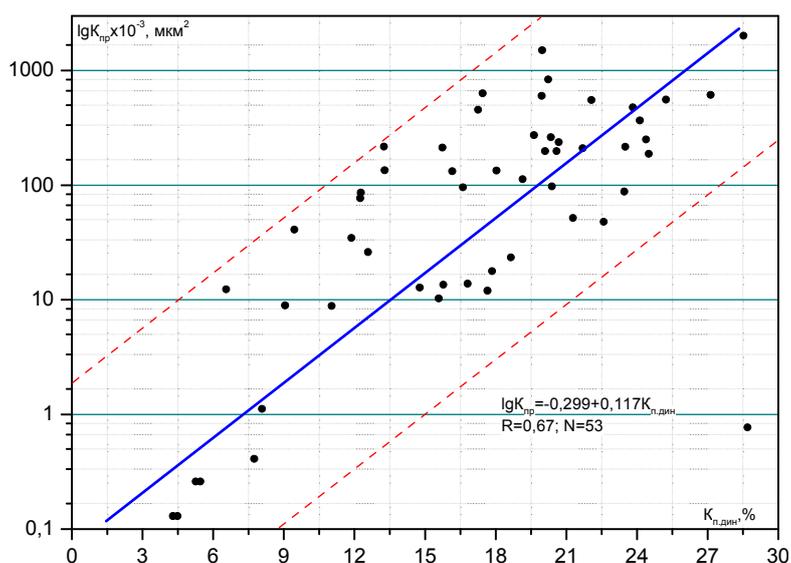
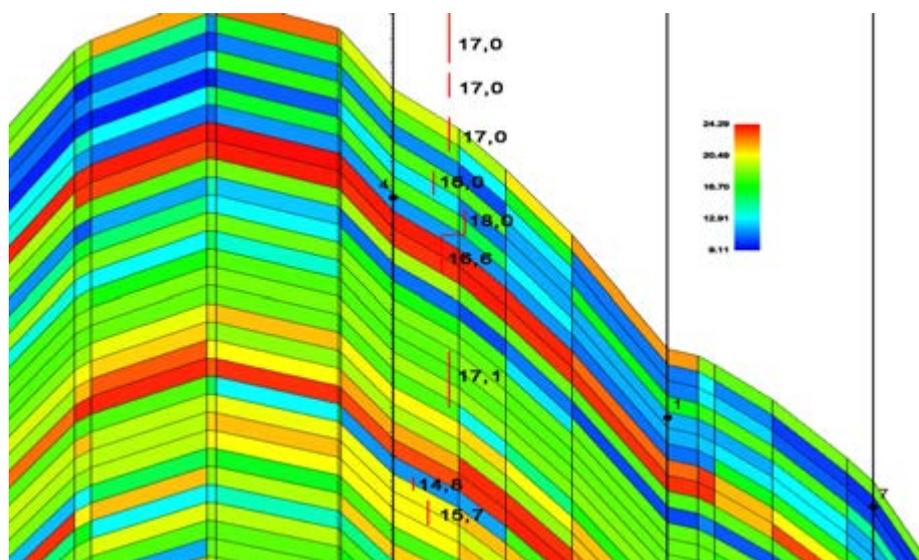


Рис. 3 Зависимость проницаемость-открыта пористость $K_{пр} = f(K_n)$

информацию. Указанные тренды были использованы для задания последовательности трансформации, преобразующих исходные данные к виду,



пригодному для стохастического моделирования, т.е. к нормальному распределению. Таким образом, было смоделировано распределение пористости, проницаемость была

Рис. 4 Сопоставление данных по модели и керновых данных по скв. №4

рассчитана по зависимости $K_{np} = f(K_n)$ по керну (рис. 3) [4].

Для проверки петрофизической модели, в построении не участвовала скв. №4, реальные данные по керну которой сопоставлялись с данными по модели в данном участке и показали хорошую сходимость (рис. 4).

На базе исследования кернового материала выполнены литолого-фациальные исследования и корреляционный анализ коллекторских свойств, а также получена возможность площадного прогнозирования ФЕС на лицензионных участках Самарской области.

Таким образом, полученные результаты могут быть использованы для локального прогноза закономерностей размещения коллекторов нефти, а также рекомендаций при разработке месторождений.

Литература

1. Ежова А.В. и др. - Литология. – 2-е изд. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2009. – 336 с.

2. *Швец А.А.* Литолого-фациальный анализ тульских терригенных отложений Полазненского месторождения нефти. Научно-технический и производственный журнал «Нефтяное хозяйство», июнь 2010, С.18-20.
3. *Хисамов Р.С., Насыбуллин А.В.* Моделирование разработки нефтяных месторождений. – М.: ОАО «ВНИИОЭНГ», 2008. – 256 с.
4. *Яценко Г.Г., Ручкин А.В.* Обоснование нижних пределов проницаемости и пористости коллекторов по данным исследований образцов кернa. «Геология нефти и газа», 1975, №12, С. 42-44.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД ПАРФЕНОВСКОГО ГОРИЗОНТА ВЕНДА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АНГАРО-ЛЕНСКОЙ СТУПЕНИ

И.В. Вараксина¹, Е.М. Хабаров¹, М.М. Пушкарева¹

*¹ИНГГ СО РАН им. А.А. Трофимука, Новосибирск, VaraksinaIV@ipgg.nsc.ru,
KhabarovEM@ipgg.nsc.ru, krotovamaria@gmail*

На территории Ангаро-Ленской ступени (АЛС), расположенной на юге Иркутского осадочного бассейна, к настоящему времени открыты несколько месторождений: Атовское, Братское, Ковыктинское, Левобережное, Ангаро-Ленское, Чиканское и Хандинское [2], а также получены многочисленные промышленные притоки газа и нефти. Проведенные поисково-разведочные работы в пределах АЛС позволяют сделать вывод о приуроченности большей части ресурсов УВ к вендскому терригенному комплексу [1]. Парфеновский горизонт - наиболее перспективный нефтегазоносный объект этого комплекса, повсеместно распространенный на территории АЛС и наиболее изученный в ее северо-западных и северо-восточных районах.

Стратиграфически горизонт приурочен к верхней части чорской свиты, мощность с запада на восток уменьшается от 80 до 30 м. По данным ГИС и литологических исследований он подразделяется на две части. Для нижней характерно разнопорядковое переслаивание аргиллитов, алевролитов и редких песчаников, роль которых возрастает вверх по разрезу. Аргиллиты часто алевролитистые. Алевролиты глинистые и песчанистые, по составу слюдисто-полевошпат-литито-кварцевые. Слоистость в основном субгоризонтальная и волнистая. Песчаники серые, в основном мелкозернистые, полевошпат-литито-кварцевые, редко слюдисто-полевошпат-литито-кварцевые, с пленочно-поровым хлорит-гидрослюдистым и ангидрит-доломитовым пойкилитовым цементом. Порода часто формируют градационные микроциклы, многие из которых представляют собой штормовые слои. Накопление отложений нижней части горизонта происходило на мелководном шельфе с преимущественно глинистой седиментацией и периодическим внедрением песчаников во время штормовых событий. Выше по разрезу фиксируется постепенное выдвигание баровых систем, которые сменяются приливно-отливными равнинами и русловыми обстановками с влиянием приливно-отливных течений [3].

Верхняя часть горизонта на западе сложена, главным образом, песчаниками разнозернистыми, прослоями гравелитистыми, плохо и средне сортированными. В восточных разрезах преобладают средне-мелкозернистые песчаные фракции. Отмечаются прослои алевро-аргиллитов. В большинстве скважин доминируют песчаники полевошпат-литито-кварцевые, количество кварца в которых колеблется от 40 до 80%, а на северо-востоке развиты в основном кварцевые песчаники. Для всех песчаников характерны различные по составу цементы: порово-пленочный хлорит-гидрослюдистый, кварцевый регенерационный и пойкилитовый доломитовый. Наиболее крупнозернистые, прослоями гравелитистые, плохо сортированные породы, широко развитые на западе, накапливались на прибрежной аллювиальной равнине в преимущественно русловых обстановках. Они отличаются повышенным содержанием хлорит-гидрослюдистого цемента (до 20-30%) при практически полном отсутствии других типов цемента и значительным содержанием лититовой составляющей. Восточнее устанавливаются аллювиально-дельтовые обстановки с влиянием приливно-отливных течений. Периодически происходило отмирание питающих каналов и в мелководных заливах и/или на приливно-отливных равнинах накапливались тонкосиликокластические отложения. Постседиментационные изменения проявились в развитии глинистого и хлорит-гидрослюдистого цемента в плохо сортированных песчаниках с содержанием лититовой компоненты в пределах 5-10%. На северо-востоке формировались баровые системы, в которых накапливались кварцевые песчаники, отличающиеся широким развитием регенерационного кварцевого и местами доломитового пойкилитового цемента. 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 и увеличивается количество кварцевого регенерационного (до 10%) цемента.

В целом в породах парфеновского горизонта широкое развитие получили такие постседиментационные процессы как стилолитизация, регенерация, развитие конформных и инкорпорационных межзерновых контактов, а также цементообразование. Это нашло отражение в изменении порового пространства. Несмотря на то, что в целом оно унаследовано от седиментогенных пустот, в

результате катагенеза распределение пор стало крайне неравномерным (размер варьирует от тысячных долей мм до 0,3 мм в пределах одного образца). Дополнительную пористость обеспечивает хлоритовый цемент за счет своей слоистой структуры. Своим развитием он обязан наличию слюдистых и литокластовых компонентов. Помимо развития хлоритового цемента в результате уплотнения пород происходила деформация пластичных компонентов (литокластов и слюд), пелитизация и последующее выжимание зерен полевого шпата в пустотное пространство. Особое место в ряду постседиментационных процессов занимает регенерация кварца. Так, интервалы, представленные существенно кварцевыми, хорошо сортированными породами отмечаются во всех изученных разрезах. Они характеризуются достаточно плотной упаковкой зерен и развитием регенерационного кварцевого цемента, который почти полностью уничтожил седиментационные поры. Наиболее интенсивно процесс регенерации кварца проявился в кварцевых песчаниках барового генезиса. Ангидрит-доломитовый пойкилитовый цемент по разрезу развит слабо, только в основании нижней части горизонта его количество достигает 10-15%.

Таким образом, образование пород парфеновского горизонта происходило в обстановках от среднего шельфа до приливно-отливных равнин с многочисленными мелкими, редко относительно крупными приливно-отливными каналами и аллювиальными равнин. Последовательная смена обстановок во времени свидетельствует о проградации их в восточном направлении. В конце парфеновского времени произошла перестройка бассейна из-за резкого снижения темпа поставки силикокластики и восстановления морского режима. Наиболее хорошими фильтрационно-емкостными характеристиками обладают русловые песчанки кварц-полевошпат-лититового состава с хлоритовым цементом, в которых не фиксируется регенерационный кварцевый и доломит-ангидритовый цементы.

Литература

1. Анциферов А.С., Бакин В.Е., Воробьев В.Н. и др. Непско-Ботуобинской антеклиза - новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР. Новосибир.: Наука, 1986. 244 с.
2. Конторович А.Э., Моисеев С.А., Топешко В.А., Еремин Ю.Г. Новые открытия конденсатного газа на юге Сибирской платформы // Российско-китайский нефтегазовый форум сотрудничества. Пекин, 2007. CD-ROM.
3. Хабаров Е.М., Вараксина И.В., Сараев С.В., Родякин С.В., Черныш П.С., Кузнецов С.А. Влияние седиментологических факторов на петрофизические характеристики терригенных коллекторов венда юга Сибирской платформы // Литологические и геохимические основы прогноза нефтегазоносности / Материалы международной научно-практической конференции. - Санкт-Петербург, 2008. с. 426-432.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ГЛУБОКОВОДНОМ АНТАРКТИЧЕСКОМ ОЗЕРЕ (НА ПРИМЕРЕ ОЗЕРА РАДОК, ГОРЫ ПРИНС-ЧАРЛЬЗ, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)

П. С. Вахрамеева¹, Д. Ю. Большианов^{1,2}, С. А. Костыгов¹, В. Л. Кузнецов³,
А. Н. Молодков⁴

¹ Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург, rolina-malin@mail.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

³ Российская антарктическая экспедиция, Санкт-Петербург

⁴ Таллиннский технический университет, Таллин

Озеро Радок (70°52' 40'' ю.ш., 67°58' в.д. – координаты наиболее глубокой котловины в южной части озера) расположено в горах Принс-Чарльз Восточной Антарктиды. Озеро, вытянутое с ю-ю-з на с-с-в на 10,7 км, при максимальной ширине 3,4 км, имеет тектоническое происхождение и состоит из нескольких котловин с максимальной измеренной глубиной 362 м. Из средней части озера к востоку ответвляется менее глубоководный залив Vainmedart Cove (до 100 м глубиной), из которого истекает река Межозёрная по долине Pagodroma Gorge и втекает в уникальное озеро Бивер, являющееся морским заливом, перекрытым лопастью выводного ледника. Длина реки Межозёрной всего 3,5 км. Урез воды в озере Радок расположен на высоте 7 м над уровнем моря. Уникальность этих водоёмов в том, что они часто бывают связанными не только стоком современной реки, но в результате подъёма уровня моря превращаются в единый морской залив. Следы этих трансгрессий отмечены отложениями на склонах долины Pagodroma – засоленные отложения на высоте до 25 м и выше, засоленные отложения террасы высотой 8-15 м на северном склоне залива Vainmedart Cove (70°50'43,1'' ю.ш., 68°02'44,6'' в.д.). Более древние морские отложения зафиксированы на высоте до 40 м над уровнем озера Радок в долине Pagodroma (70°50'29,6'' ю.ш., 68°04'42,8'' в.д.) и датированы IR-OSL методом в Таллиннском техническом университете, который показал возраст этих отложений 102,3±12,2 тыс. лет назад (RLQG 1897-069).

Древние и современные береговые линии и отложения позволяют определять изменчивость уровня моря в этом районе Антарктики. Изучение донных отложений озера Радок может пролить свет на хронологию этих событий в недавнем прошлом – сотни-тысячи лет. С этой целью проведён отбор колонок отложений озера в мелководном заливе Vainmedart Cove. Более ранние работы по отбору озёрных осадков проводились в основном на более значительных глубинах [1]. Они показали специфику озёрного осадконакопления – цикличное накопление ленточнослоистых осадков. В настоящей работе проводится анализ отложений колонки Р-3, отобранной с глубины 79,7 м в точке залива Vainmedart Cove с координатами (70°50'53,9'' ю.ш., 68°02'50,2'' в.д.). Пробоотборный инструмент – гравитационная трубка UWITEC, позволившая отобрать колонку мощностью 26 см без потери верхней части.

Первым шагом на пути изучения колонки стало её сканирование методом компьютерной томографии (КТ-сканирование), который распространён в медицинской практике и получает всё большую популярность в исследованиях различных природных объектов [2]. КТ-сканирование, прибор Toshiba ASTEIN, позволило без всякого проникновения в вещество получить цифровое изображение внутреннего строения керна. На нём по уровням яркости можно судить о плотностных неоднородностях в материале: более низкие значения яркости (тёмные участки на изображении) соответствуют менее плотным образованиям, и наоборот (рисунок).

Анализ КТ-изображений принёс много полезной информации. Сразу же была выявлена слоистая текстура разреза, его гранулометрические особенности, а в итоге были намечены разнородные участки, которые совпали с выделенными в дальнейшем литологическими зонами.

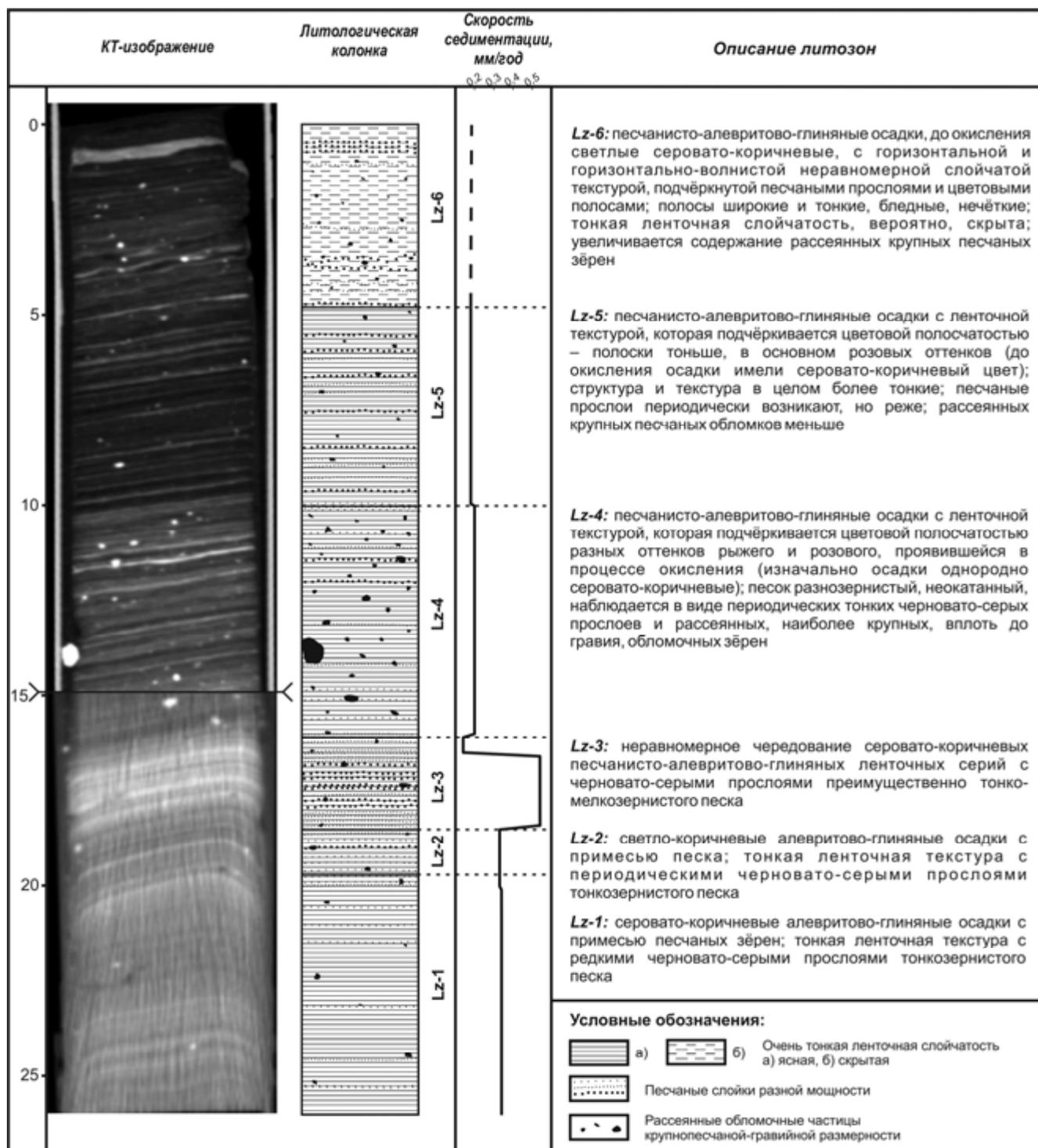


Рисунок. Результаты КТ-сканирования и литологического описания колонки Р-3, озеро Радок, Восточная Антарктида

Следующий этап заключался в детальном литологическом описании колонки и отборе образцов на анализы. Колонка была вскрыта, разделена по продольной оси и сфотографирована. Описание проводилось сначала по влажной, а затем по сухой поверхности, что даёт наиболее полное

представление о характере осадков. Выделено 6 литологических зон (рисунок). Тонкая слоистость, вероятно, носит годовой характер и формирует варвы. Помимо резкой сезонности климата, в пользу этого предположения выступает то, что озеро Радок круглогодично покрыто льдом. Терригенный материал поступает в летний период в течение всего 1 месяца через закраины и в меньшей степени путём протаивания через 3-х метровый ледовый покров. Кроме того, озеро глубокое и случайные явления внутрисезонного ранга в осадконакоплении, отсутствуют.

Если слоистость ленточная, то путём варвометрического анализа можно подсчитать скорости седиментации и возраст отложений. Такая возможность особенно ценна в свете того, что осадки почти не содержат органики и не могут быть датированы. С некоторыми допущениями принята средняя скорость для всего разреза - 0,2 мм/год, а возраст толщи осадков – 1250 лет. Уточнить эти результаты поможет исследование разреза под микроскопом в аншлифах, для изготовления которых отобран материал.

Сопоставление КТ-изображений с натуральным разрезом показало, что наиболее яркими на них являются слои, обогащённые песком. Однако ленточная слоистость здесь не выявлена из-за недостаточного разрешения. Зато на их основе с помощью математических методов можно выделить цикличность более высокого ранга. Такой анализ предполагается выполнить в скором времени.

Из других планируемых анализов можно назвать гранулометрический, минералогический и диатомовый, которые помогут раскрыть историю развития природной среды Антарктиды в последнем тысячелетии.

Литература

1. *Hultzsch N.* Lacustrine sediment records of Late Quaternary environmental change in the Amery Oasis, East Antarctica. *Berichte*, 545 (2007), 185 p.
2. *Ketcham R. A., Carlson W. D.* Acquisition, optimization and interpretation of X-ray computed tomographic imagery: applications to the geosciences. *Computers&Geosciences*, 27 (2001), P. 381-400.

ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ ПЕСЧАНЫХ И ГРАВЕЛИТОВО-ПЕСЧАНЫХ ТЕЛ НЕПСКОГО ГОРИЗОНТА ВЕРХНЕЧОНСКОГО НЕФТЕГАЗОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

А.П. Вилесов, О.В. Боброва

ООО «ТННЦ», Тюмень, apvilesov@tnk-bp.com, ovbobrova@tnk-bp.com

Верхнечонское месторождение является одним из крупнейших в Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. Промышленная нефтеносность здесь связана с терригенными отложениями непского горизонта (пласты Вч1-Вч2, венд), карбонатными резервуарами даниловского (пласт Пр, венд) и усольского (пласт Ос, кембрий) горизонтов. Первоочередным объектом разработки является терригенная толща венда, для которой установлена значительная литологическая изменчивость. Неоднородность пластов обусловлена двумя одновременными факторами: 1) первичный – фациальная дифференциация осадконакопления; 2) вторичный – процессы разностадийной цементации порового пространства карбонатными, сульфатными и галитовыми цементами.

В результате фациального анализа, проведенного по скважинам 2-го блока месторождения, нами выделены фации пластов Вч1-2. Установлены и охарактеризованы четыре типа аккумулятивных терригенных тел (АТТ). Для каждого из них выделен преобладающий литотип и прослежены закономерности положения в разрезе.

Фация сублиторали (СБ) представлена аргиллитами темно-серыми, с зеленоватым оттенком, микрослоистыми и тонко-линзовиднослоистыми, иногда с прослойками разнозернистых алевролитов, с высыпками песчаных и алевролитовых зерен по поверхностям наслоения, с включениями пирита. Встречается слабая биотурбация типа *Palaeorhynchus*. Накопление аргиллитов фации СБ происходило в относительно спокойных гидродинамических условиях, на глубинах, подверженных слабому воздействию обычных волн. Находки медузоидов свидетельствуют о нормальной солености бассейна; неравномерная пиритизация – о возможной застойности придонных вод и восстановительных условиях в осадке. Фации СБ формируют флюидоупорную толщу, перекрывающую пласт Вч1.

Фация илистого мелководья (ИМ) сложена алевролитами глинистыми биотурбированными и алевролитами тонко- и линзовидно-слоистыми. Иногда по поверхностям наслоения наблюдаются прожилки ОВ, представляющие

собой реликты водорослевых пленок. Тонкими прослоями и линзами встречаются алевролиты песчанистые с текстурами течений и разнозернистые песчаные темпеститы. Накопление алевролитов ИМ происходило в умеренно-активных гидродинамических условиях, при периодических кратковременных штормовых событиях. Илистые осадки были благоприятны для жизни роющих организмов. Породы ИМ формируют пачки до 0,5-2,5 м. Как правило, это плотные зоны пластов Вч1 и Вч2. Прослои песчаников в них характеризуются интенсивным развитием карбонатной цементации.

Фация илисто-песчаного мелководья (ИПМ) в разрезе представлена тонкослоистыми пачками с переслаиванием: 1) песчаников мелко-среднезернистых слабо биотурбированных с волнистыми глинистыми слойками и алевролитов глинистых биотурбированных; 2) песчаников мелко-среднезернистых с глинистыми интракластами и алевролитов глинистых тонко- и линзовидно-слоистых. Реже встречаются песчаники средне-мелкозернистые с разнонаправленной кривой слоистостью, алевролиты песчанистые с текстурами течений и разнозернистые песчаники штормового генезиса. Толщина прослоев песчаников всех литотипов изменяется от первых сантиметров до 40-50 см. В разрезе фация ИПМ тесно связана с фацией приливо-отливных каналов: песчаники одной фации и другой формируют постепенные переходы. Накопление алевролитов и песчаников ИПМ происходило в относительно активных гидродинамических условиях, при ритмичных приливо-отливных колебаниях уровня бассейна. Многократные перемещения обломочного материала и его перераспределение по приливо-отливным равнинам обусловили сортировку песчаников и незначительную долю в них мелкогравийного материала. Породы ИПМ формируют пачки от 0,4 до 2,0 м. В разрезе фация ИПМ образует парагенетические ассоциации с фациями ИМ и приливных каналов. В восточных разрезах в пласте Вч2 снизу вверх наблюдается четкая тенденция направленного перехода от осадков фации ИМ к фации ИПМ. Песчаники ИПМ характеризуются неравномерным нефтенасыщением; это обусловлено неоднородным развитием карбонатной цементации по поровому пространству, наиболее интенсивной в тонких и линзовидных прослоях.

Фация приливо-отливных каналов (ПОК) сложена пачками песчаников толщиной от 0,4 до 2,0 м (1-й тип АТТ). Песчаники мелко-среднезернистые с глинистыми интракластами; в отдельных приливо-отливных каналах базальная часть сложена разнозернистыми гравелитистыми песчаниками. Для

фации характерны текстуры разнонаправленной косо́й слоистости, поверхности эрозионного врезания (как в подстилающие отложения ИМ и ИПМ, так и в песчаники собственно приливного канала), неравномерное распределение глинисто-алевритистых интракластов, относительно слабая цементация. Накопление песчаников ПОК происходило в активных гидродинамических условиях, при ритмичной смене направления потока во время приливо-отливных колебаний уровня бассейна. Многократные перемещения обломочного материала по приливым каналам обусловили сортировку песчаников и их максимальную зрелость (максимальное содержание кварца). Глинистый материал встречается в виде интракластов, представляющих фрагменты глинисто-алевритистых корочек илистого мелководья. Песчаники ПОК характеризуются преимущественно равномерным нефтенасыщением, что обусловлено относительной гранулометрической однородностью (по сравнению с другими фациями) и особенностями цементации порового пространства. В частности, для песчаников ПОК характерна умеренная карбонатная цементация (около 5%), сравнительно низкая галитовая (в среднем 1,0-4,8%) и сульфатная (в среднем 0,8%) цементации; распределение илистого материала в виде интракластов, а не пленок. Песчаные тела ПОК представляют собой аккумулятивные формы относительно небольших размеров, латерально и по разрезу замещающиеся плотными породами илисто-песчаного и илистого мелководья. Наиболее типичны они для верхней части пластов Вч1 и Вч2. В восточном направлении наблюдается увеличение мощности аккумулятивных приливо-отливных тел вплоть до формирования барьерных отмельных систем (в пласте Вч2).

Фа́ция меандрирующих русел (МР) развита только в пределах пласта Вч1 и формирует в разрезе наиболее мощные пачки. Это наиболее выдержанный по мощности и литологическим особенностям тип аккумулятивных тел (2-й тип АТТ). Основным литотипом являются песчаники разнотипные, гравелитистые, с крупной косо́й слоистостью. Слоистость подчеркивается ритмичным распределением обломочного материала: слойки мелко-средне-крупнозернистого песчаного материала толщиной до 5 см чередуются с более тонкими (до 1-3 см) слойками мелкогравийного и крупнозернистого песчаного материала. Толщина косослоистых серий изменяется от 40 до 70 см. Между сериями наблюдаются как согласные, так и эрозионные границы. В строение базальных слоев фа́ции МР важный вклад вносят гравелиты разнообломочные, преимущественно средне-мелкообломочные, плохо сортированные, неясно-

слоистые. Накопление песчаников МР происходило в условиях активной флювиальной гидродинамики. В подошве пачек МР типичны поверхности эрозионного врезания в подстилающие фации ИМ, ИПМ и конусов выноса. Породы фации МР формируют пачки до 4,0-6,0 м в нижней и средней части пласта Вч1. Суммарная толщина пород МР может достигать 7,0 м. Вверх по разрезу фация МР постепенно сменяется осадками ИПМ. Песчаники и гравелитистые песчаники МР формируют наиболее выдержанную по мощности продуктивную часть пласта Вч1. Они характеризуются неравномерным нефтенасыщением, что обусловлено неравномерной цементацией порового пространства галитом: среднее содержание галита в песчаниках МР максимальное и составляет 11% (иногда до 38%). Кроме этого, в породах МР установлено и самое высокое содержание ангидритового цемента (до 32-39 %), наиболее типичное для прослоев гравелитов. Песчаные тела мигрирующих русел имеют простирание с СЗ на ЮВ, от континента к бассейну осадконакопления. Протоки мигрирующих русел огибают приподнятые участки палеорельефа. Латерально они замещаются фациями ИМ.

Фация конусов выноса (КВ) формирует в разрезе изменчивые по мощности и однородности пачки от 0,5 до 4,0 м (3-й тип АТТ). Породами фации являются гравелиты и дресвяно-гравелиты разнообломочные плохо сортированные, слабосцементированные, с песчаным заполнением, неясно-слоистые. Подчиненную роль в строении фации играют песчаники разномерные, гравелитистые, с кривой слоистостью. Фоновую роль в строении пачек КВ могут играть глинистые и песчаные алевролиты, песчаники разномерные с глинистыми интракластами (тонкие прослойки). Для гравелитов фации КВ характерно эрозионное налегание на подстилающие отложения. Внутри гравелитовой пачки КВ так же присутствуют эрозионные поверхности. Формирование КВ происходило в условиях активного привноса в краевую зону бассейна осадконакопления грубообломочного материала с континента. Активная импульсивная динамика этих процессов проявляется в наличии разнообразного дресвяно-гравийного материала с низкой степенью окатанности и зрелости, частых поверхностей внутриформационных врезаний. Фации КВ представлены как в пласте Вч1, так и в пласте Вч2. В пласте Вч1 конусы выноса приурочены к базальной части пласта (пачки до 4,0 м); с запада на восток наблюдается уменьшение их мощности. В пласте Вч2 конусы выноса имеют небольшие толщины (от 0,4 до 1,0 м) и представляют собой, по видимому, дистальные лопасти крупного конуса выноса, находящегося

западнее изученного участка. Они сложены гравелитами средне-мелкообломочными, а подстилаются и перекрываются фациями ИМ и ИПМ. Гравелиты фации КВ характеризуются неравномерным нефтенасыщением, обусловленным интенсивной и неравномерной цементацией порового пространства доломитом, кальцитом, ангидритом и галитом.

Фация мигрирующих гравелитовых покровов (МГП) представляет наиболее древние аккумулятивные формы терригенной толщи (4-й тип АТТ). Основным литотипом фации являются гравелиты и дресвяно-гравелиты средне-крупнообломочные плохо сортированные, слабосцементированные, с песчаным заполнением, неясно-слоистые. Подчиненную роль играют гравелиты средне-мелкообломочные. Для гравелитов фации МГП характерно эрозионное налегание на подстилающие породы фундамента и коры выветривания. В обломочном материале много угловатых неокатанных фрагментов. Установлено самое высокое содержание полевых шпатов, что свидетельствует о незначительном переносе обломочного материала и существенной доле в нем элювиальной составляющей. Обломочный материал неравномерно сцементирован карбонатными цементами, в меньшей степени ангидритом и галитом; цементация нередко слабая. Формирование МГП происходило еще на стадии пенеплизации архейско-раннепротерозойского гранито-гнейсового фундамента, при активной роли физического и химического выветривания кристаллических пород. По генезису комплекс МГП является гетерогенным и включает в себя материал пролювиально-делювиального генезиса, с характерной плохой сортировкой обломочного материала и его слабой окатанностью. Мощность фации МГП изменчива (от 0,5 до 2,0 м) что обусловлено неровностями рельефа древнего фундамента; корреляция МГП не устойчива на площади месторождения. Породы МГП формируют невыдержанную по толщине базальную часть пласта Вч2. Они характеризуются неравномерным нефтенасыщением, что обусловлено неравномерной цементацией порового пространства, а так же плохой сортировкой обломочного материала.

**ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕФРАНСКОГО
КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА
ВАХИТОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ)**

А.П. Вилесов, А.А. Лашманова, Н.Н. Горбань

*ООО «Тюменский нефтяной научный центр», Тюмень, apvilesov@tnk-bp.com,
aalashmanova@tnk-bp.com, nngorban@tnk-bp.com*

В Оренбургской области верхнефранская карбонатно-терригенная (калганская) толща является одним из перспективных поисково-разведочных нефтеносных объектов. Она характеризуется сложным литологическим строением, что значительно осложняет поиски новых залежей УВ и их освоение. При литолого-фациальном анализе керн на Вахитовском нефтяном месторождении были детально изучены структурные и текстурные особенности пород, выделены литогенетические типы (ЛГТ), прослежены закономерности распределения ЛГТ в разрезе, установлены типовые формы циклотем (ритмов), выделены и систематизированы фации, рассмотрены распределение фоссилий и следов жизнедеятельности по разрезу. В результате проведенного анализа в верхнефранской карбонатно-терригенной толще выделены три крупных фациальных комплекса (ФК): 1) дельтовой системы (ФКДС); 2) открытого мелководного шельфа, или верхнего шельфа (ФКВШ); 3) органогенных карбонатных построек (ФКОП).

ФКДС представлен фациями: дельтовая протока (ФДП), заиляющаяся дельтовая протока (ФЗП), фронт дельты (ФФД).

ФДП. Наиболее важным текстурным признаком является косая направленная слоистость. Следы жизнедеятельности организмов отсутствуют. Растительный детрит представлен редкими крупными углефицированными фрагментами стволов; более характерен мелкий углефицированный шлам, формирующий прерывистые прожилки. Условия седиментации

характеризуются высокой гидродинамической активностью направленного флювиального потока. ЛГТ: 1) песчаники кварцевые среднезернистые с мелким растительным углефицированным шламом и детритом. Зерна кварца хорошо окатаны. Вместе с преобладающей фракцией встречаются зерна мелкой и крупной размерности. Зерна различных фракций распределены по разным слоям, формирующим тонкую ритмичность. Доля пелитовой и алевритовой фракции незначительна (до 3-5 %); 2) песчаники кварцевые крупнозернистые, мелкогравелитистые, с мелким растительным шламом и детритом. Характерны все особенности среднезернистых песчаников. Гравийный материал обычно хорошо окатан.

ФЗП. В разрезе сменяет ФДП. Это обусловлено снижением динамики флювиального потока, и как следствие – уменьшением зернистости обломочного материала, увеличением доли пелитовой и алевритовой фракций. ЛГТ: 1) песчаники кварцевые мелкозернистые алевритистые, с разнообразным растительным детритом. Слоистость тонкая и средняя, подчеркнута углесто-глинистыми прожилками, неравномерно нарушена биотурбацией. Доля пелитовой и алевритовой фракций достигает 15 %.

ФФД. Седиментация протекала под растущим влиянием приносимого дельтовыми протоками терригенного материала и сильным опреснением вод принимающего бассейна. Органические остатки представлены разнообразным растительным детритом, в том числе хорошей сохранности. Среди текстур в первую очередь следует выделить биотурбацию, развитую в разрезе неравномерно, но интенсивно. Активность бентоса определялась интенсивностью привноса терригенного материала. Исчезновение ихнофоссилий в разрезе сопряжено с появлением текстур гравитационных внутрислоевых деформаций. ЛГТ: 1) аргиллиты микрослоистые, хрупкие, с растительным детритом хорошей сохранности. Соответствуют дистальной части ФФД, т.е. их формирование происходило при максимальных глубинах; в разрезе формируют начальную часть циклитов. Слои имеют небольшую мощность – первые десятки сантиметров, и без резких переходов сменяются

глинистыми алевролитами); 2) алевролиты глинистые, микрослоистые, слабо биотурбированные, с растительным детритом хорошей сохранности. Как и аргиллиты, глинистые алевролиты формируют базальные пачки циклитов фронта дельты, соответствуя наиболее глубоководным условиям; 3) алевролиты интенсивно биотурбированные глинистые, песчанистые, плотные. Степень переработки биотурбаторами настолько высокая, что их можно относить к биотурбитам. Первичные слоевые текстуры сохраняются в реликтовом виде. Жизнедеятельность биотурбаторов, по-видимому, была связана с питанием детритом, приносимым дельтой. На стадии формирования этих осадков поступление терригенного материала было относительно умеренным и не ограничивало развитие бентоса. Биотурбаторы перерабатывали детрит до мелкого шлама, поэтому в этом ЛГТ крупных остатков растений практически не встречается; 4) песчаники мелкозернистые, интенсивно биотурбированные глинистые и алевритистые, плотные. Степень переработки песчаников бентосом так же высокая. На стадии формирования этих осадков интенсивность поступления терригенного материала увеличивалась, однако не подавляла развитие бентоса. Среди ихнофоссилий появляются ходы бегства; 5) песчаники мелко- и среднезернистые, неяснослоистые, алевритистые, слабопористые, с глинисто-аледритистыми интракластами. Для этого ЛГТ уже не характерны текстуры биотурбации; встречаются лишь редкие ходы бегства. При формировании этих осадков поступление терригенного материала настолько увеличивалось, что полностью подавляло жизнедеятельность бентоса. Глинистые интракласты свидетельствуют об эрозионной деятельности дистальных лопастей проток дельты; 6) песчаники мелкозернистые, реже среднезернистые, сортированные, с косой слоистостью, пористые. Этот ЛГТ формирует маломощные слои (30-40 см), с эрозией налегающие на песчаниковые биотурбиты. В разрезе косослоистые песчаники и биотурбированные песчаники формируют ритмы около 80 см толщиной. Появление косослоистых песчаников обусловлено кратковременным продвижением дистальных лопастей дельты в зону дельтового фронта;

7) песчаники мелкозернистые, алевритистые, с разнообразными текстурами гравитационных оползаний, с реликтами первичной косо́й слоистости, пористые. Этот ЛГТ соответствует стадии интенсивного продвижения лопастей проток дельты в зону дельтового фронта. Быстрое накопление терригенного материала в условиях гравитационной нестабильности приводило к неравномерному оползанию осадков и разрушению первичных слоевых текстур.

ФКВШ представлен фациями: верхний шельф с карбонатным осадконакоплением (ФВШк), отмели открытого шельфа (ФООШ), верхний шельф с терригенным осадконакоплением (ФВШт).

ФВШк выделен единственный ЛГТ – известняки полибиокластовые, узловато-слоистые, плотные, с примесью глинистого и терригенного материала. Комплекс фоссилий включает различных брахиопод и свидетельствует о нормальной солености бассейна. Примесь терригенного материала обусловлена переработкой дельтового комплекса.

ФООШ развита над франскими органогенными постройками. В полибиокластово-ооидных известняках, представляющих эту фазию, основную часть аллохем формируют разнообразные ооиды. Биокласты раздроблены и окатаны; наилучшую сохранность имеют раковины гастропод, по-видимому, заселявших карбонатный песчаный субстрат. Фа́ция соответствует мелководным нормально-морским условиям с высокой волновой гидродинамикой.

ФВШт выделена в интервале смены терригенного разреза на карбонатный. Представлена мелко- и среднезернистыми кварцевыми песчаниками с базальным карбонатным цементом, с неравномерной биотурбацией, раковинным детритом брахиопод, шламом и детритом наземных растений. Фа́ция формировалась на начальной стадии трансгрессии, при переработке осадков дельтовой равнины в зоне морского мелководья.

ФКОП представлен чистыми карбонатными породами с минимальным содержанием глинистого материала (до 2%). Во время позднефранско-

раннефаменского глобального снижения уровня моря органогенные постройки были подвергнуты процессам карстования. В известняках выявлены разнообразные пустоты растворения, частично выполненные глиной, и трещины, заполненные кварцевым песчаным материалом. Фации ФКОП: органогенной постройки (ФОП), слона органогенной постройки (ФСОП).

ФОП: типичная особенность – прижизненное положение порообразующих организмов (строматопор и водорослей), массивность, развитие первичных биогермных пустот. Для пород характерно сложное строение пустотного пространства. ЛГТ: 1) строматопоровые известняки. Колонии строматопор как пластинчатые, так и желваковые. Межскелетное заполнение представлено разнообразным биокластовым и пелоидным материалом; 2) водорослево-строматопоровые известняки сформированы в различном сочетании строматопор и разнообразных водорослей (сине-зеленых, зеленых, багряных). Межскелетное заполнение так же представлено биокластовым и пелоидным материалом; 3) водорослевые известняки. Наиболее типичны плотные, неслоистые ренальцисовые известняки.

ФСОП: характерно аллохтонное залегание разнообразных каркасообразующих организмов – строматопор, водорослей, кораллов, присутствие обломков биогермных известняков. ЛГТ: 1) полибиокластовые рудстоуны; 2) известняки обломочные с крупными биокластами.

Sr-ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

И.А. Вишневская¹, Б.Б. Кочнев², А.Б. Кузнецов³, А.И. Прошенкин¹

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, skukaster@gmail.com*

²*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск*

³*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург*

Проблема определения возраста рифейских отложений Енисейского кряжа, несмотря на длительность изучения, является предметом острых дискуссий. Это касается, прежде всего, границы среднего и верхнего рифея в сводном разрезе Енисейского кряжа, а также возможностей корреляции с другими разрезами Сибири и Мира. Одним из инструментов для решения этих задач является изучение распределения стабильных изотопов стронция в карбонатных отложениях, которое при сопоставлении с эталонной кривой позволяет наиболее корректно оценить абсолютный возраст толщ.

Нами проанализированы собранные в различные годы коллекции, включающие около 280 образцов карбонатных осадочных пород из разрезов верхнего рифея различных структурно-формационных зон южной части Енисейского кряжа (рис. 1). Образцы отбирались с интервалом 5-20 м из горевской свиты широкинской серии (разрез 1 на рис. 1), из джурской свиты, свиты Серого ключа и дадыктинской свиты тунгуссикской серии (разрезы 2, 3) и из аладынской свиты и свиты Карточка сухопитской серии (разрез 3).

Карбонатные породы считаются перспективными для изучения изотопного состава стронция, если они содержат не более 5% терригенной примеси, при этом карбонатная составляющая представлена кальцитом или доломитом, который содержит <100 ppm Mn и <900 ppm Fe, обогащен Sr (>200 - 400 ppm) и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} > +20\%$. Применение набора геохимических критериев (Mg/Ca <0.024 , Fe/Sr <5.0 , Mn/Sr <0.2 для известняков и Mg/Ca <0.6 , Fe/Sr <3.0 , Mn/Sr <1.2 для доломитов [1]), а также отбор наименее

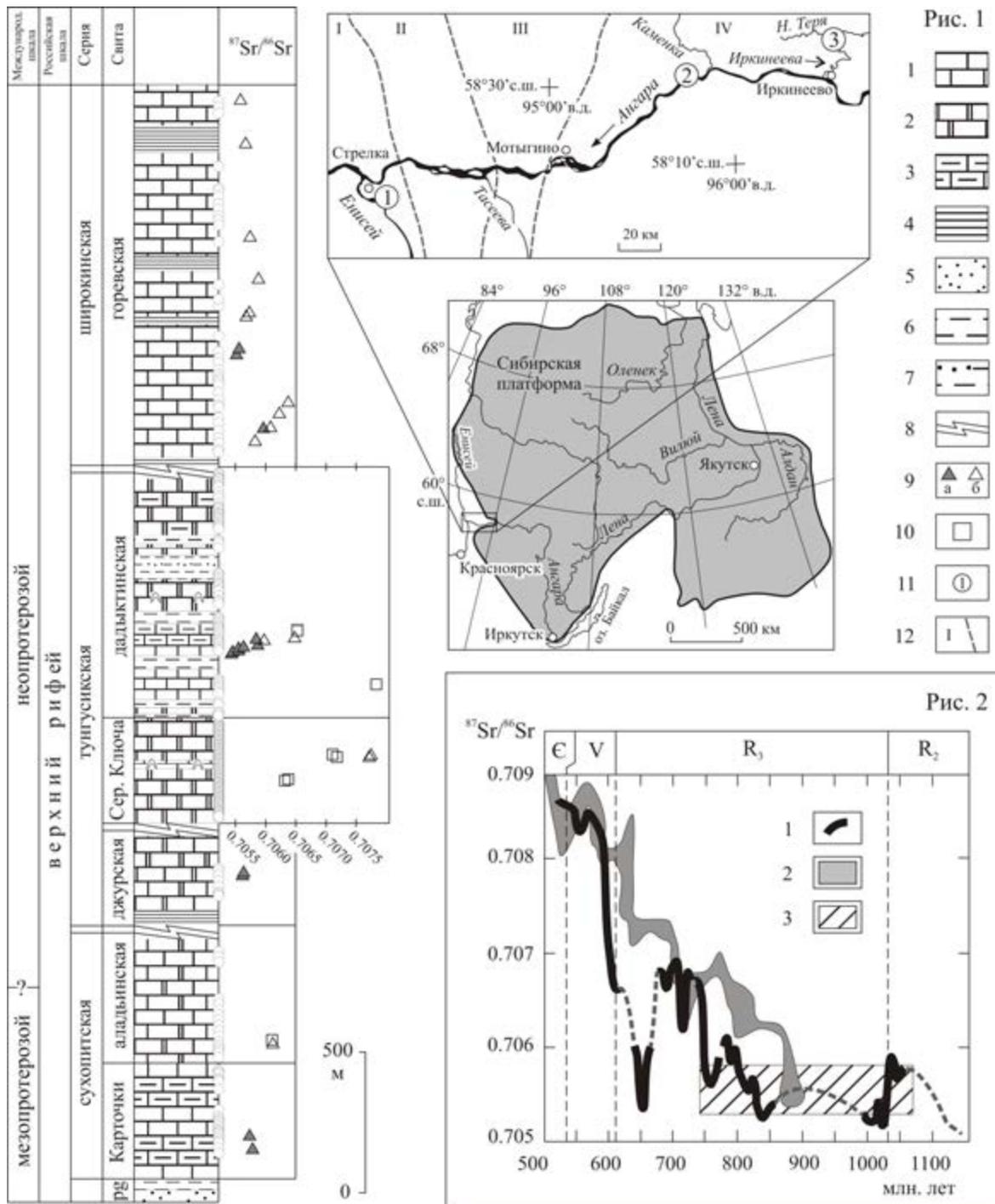


Рис. 1. Изотопные характеристики карбонатных пород верхнерифейских отложений Енисейского края

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – глинистые известняки и доломиты; 4 – черные сланцы; 5 – песчаники; 6 – алевролиты; 7 – песчанистые алевролиты; 8 – не рассматриваемые интервалы разреза; 9-10 – образцы пород: 9: а – известняки, удовлетворяющие геохимическим критериям $Mg/Ca < 0.024$, $Fe/Sr < 5.0$, $Mn/Sr < 0.2$, б – известняки, не удовлетворяющие геохимическим критериям; 10 – доломиты. На вклейке: 11 – местоположение изученных разрезов: 1 – горевской свиты, 2 – дадыктинской свиты и свиты Серого ключа, 3 – джурской, аладыньской свит и свиты Карточки; 12 – структурно-формационные зоны и их границы: I – Глушихинская, II – Каитьбинская, III – Горбилокская, IV – Каменская.

Рис. 2. Сопоставление полученных данных с кривой $^{87}Sr/^{86}Sr$ в отложениях неопротерозоя. Условные обозначения: кривые вариации изотопного состава Sr в венде-рифее по: 1 – [1], 2 – [5]; 3 – отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в наименее измененных образцах карбонатных пород широкинской, тунгусикской и сухоитской серий.

макроскопически измененных образцов, позволило выделить образцы с минимально нарушенной Rb-Sr изотопной системой. Содержания Mn, Fe, Sr, Mg и Ca определялись атомно-абсорбционным методом на приборе SP9 PI UNIKAM (ИГМ СО РАН, погрешность метода не более 5%). В ходе изотопного изучения установлено, что для подавляющей части карбонатных пород $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ превышает значение +20‰, это указывает на малую степень вторичных преобразований.

В результате геохимических исследований, согласно геохимическим критериям сохранности изотопной системы, были отобраны пробы для дальнейших изотопных исследований (рис. 1). Изучение Rb-Sr систематики карбонатов проводилось с использованием метода селективного растворения с первоначальным удалением эпигенетических карбонатных фаз. Масс-спектрометрическое измерение происходило на приборе Triton TI (ИГГД РАН) с использованием стандартов ВНИИМ (0.70807 ± 1 , 2σ , $n=7$) и SRM-987 (0.71028 ± 1 , 2σ , $n=6$). Для отложений свиты Карточка сухопитской серии первичное соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0.7053 и 0.7058. Для известняков нижней части аладьинской свиты эти значения равны 0.7061. Для 3 образцов из джурской свиты тунгуссикской серии, наименее подверженных вторичным изменениям, соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ оказалось примерно одинаковым – 0.7056. Доломиты средней части свиты Серого ключа, охарактеризованные 2 пробами, показали значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, соответственно, 0.7057-0.7058. Наименее измененные известняки дадыктинской свиты сгруппированы в маломощной 50-метровой пачке в нижней трети свиты, первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих образцах варьирует в пределах 0.7053-0.7058. И, наконец, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в двух наименее измененных образцах из нижних 70 м горевской свиты составляет 0.7057-0.7059, а в средней части и в кровле понижается до 0.7055-0.7056 (рис. 1).

Сопоставление полученных данных со сводными кривыми вариаций изотопного состава стронция морской воды в верхнем рифее и неопротерозое [1, 4] показывает, что полученные для карбонатов сухопитской и тунгуссикской

серий значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в интервале от 0.7053 до 0.7061 характерны для первой половины позднего рифея в достаточно широком возрастном диапазоне – от 1070 до 750-770 млн. лет (рис. 2). Несмотря на то, что близкие значения типичны для верхней части среднего рифея, верхнерифейские комплексы микрофоссилий из верхней части сухопитской серии и из тунгуссикской серии [3], а также отсутствие крупного перерыва между этими сериями дают основание для отнесения их к верхнему рифею. Достаточно низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, полученные для карбонатов горевской свиты, также свидетельствуют о том, что они отлагались в близком возрастном интервале с тунгуссикскими. Таким образом, широкинская серия Глушихинской структурно-формационной зоны может являться аналогом либо верхней части, либо всей тунгуссикской серии, как это предполагалось ранее [3], тогда как в последней версии Государственной геологической карты широкинская серия ошибочно сопоставляется с более молодыми толщами восточных районов Енисейского кряжа [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 09-05-01030 и 10-05-00971), Президиума СО РАН (проект № 19) и проекта ВМТК №1 ИГМ СО РАН.

Литература

1. Кузнецов А. Б., Семихатов М. А., Горохов И.М., Мельников Н.Н., и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. №5. с. 3-39.
2. Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 / Ред. Л.К. Качевский. Красноярск: Красноярскгеологосъемка, 1998. 197 с.
3. Хоментовский В.В., Наговицин К.Е., Постников А.А. // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 1. с. 3-29.
4. Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T. et al. // Precambrian Res. 2010. V. 182. P. 337-350.

РЕДКОМЕТАЛЬНО-УГОЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ ПРИМОРЬЯ

В.И. Вялов, Е.В. Кузеванова

ФГУП «ВСЕГЕИ»

Месторождения бурых углей Приморья с редкометальной минерализацией приурочены к наложенным осадочным структурам кайнозойского возраста, расположенных в разных структурно-фациальных зонах и отдаленных друг от друга на значительные расстояния. По времени формирования выделяются две эпохи промышленного угленакопления: эоцен-олигоценная и ранне-среднемиоценовая. Первая проявлена в приразломных впадинах внешней зоны Ханкайского срединного массива, а также в вулканотектонических впадинах Приморья, широко распространенных в областях активного вулканизма мезозойд. Вторая установлена в угленосных формациях впадин, но самостоятельное значение имеет в пределах Ханкайского срединного массива, в составе выполнения пологих мульдообразных структур или образует самостоятельные мелкие впадины приразломного типа («Лузановская», «Северное крыло» Павловского месторождения). Все угли месторождений бурые. Для углей палеогенового возраста характерен клареновый состав с глубоким разложением растительных тканей, средней и высокой зольностью, малой сернистостью. В углях неогена степень разложения растительного вещества менее значительна, степень метаморфизма углей более низкая (угли технологических групп 1Б и 2Б).

Основные редкометально-буроугольные месторождения Приморья – Павловское, Шкотовское и Бикинское (Нижне-Бикинское). Известные германий-угольные участки: на Павловском месторождении – «Спецугли»; «Южный» на Шкотовском; на Бикинском месторождении – «Черемшовый» и «Правобережный». На Раковском месторождении бурых углей также имеется германиеносный участок. На всех этих участках ранее были оценены запасы германия (имеются в Государственном балансе запасов...) или его прогнозные

ресурсы, и эпизодически отмечался набор таких элементов, как Ga, Be, W, лантаноиды и Y, Sc, Li, Sn, Au, Ag и др. с высокими концентрациями.

Авторами с соисполнителями произведено ревизионное опробование указанных бурых углей и оценены концентрации целого спектра ценных элементов (более чем в 300 пробах). Анализы выполнены в ЦЛ ВСЕГЕИ, методы – масс-спектрометрия (ICPMS), атомная эмиссия с индуктивно-связанной плазмой (ICP AES) и др. В углях установлены, кроме германия, Be, Sc, Ga, Y + TR, Sb, Cs, Mo, In, W, Re, U и др. металлы, часто достигающие промышленных концентраций в сравнении с известными типами руд (табл. 1).

Таблица 1

Концентрации редких и сопутствующих металлов в углях, г/т

Элемент	Павловское, «Спецугли»	Шкотовское , «Южный»	Бикинское, «Черемшовый»	Бикинское, «Правобережный»
Sc	6,78	7,3	5,2	5,2
Ge	575,1	1483,65	257,35	587,0
In	0,03	0,12	-	-
Sb	189,3//192,1	598,2		
Cs	5,22	-	5,4	5,4
Y+ TR	90,95	83,3	97,2	92,1
W	253,5//254,2	341,4	149,5	149,5
Re	0,005			
Be	29,41//29,5	38,8	7,2-26,0	7,5-30,1
Ga	6,33	7,9	10,0	10,0
Rb	13,34	12,4	15,4	14,2
Mo	9,47//9,5	14,4		
Th	6,78	7,1	-	-
U	2,0	2,2	-	-

Для редких и сопутствующих им элементов углей, при наличии значительного количества точных аналитических определений их концентраций, подсчет ресурсов возможен по категории P₂, основываясь на благоприятных критериях прогнозирования редкометальной минерализации, установленных авторами по результатам геологического изучения германиеносного участка «Спецугли» Павловского буроугольного месторождения, Шкотовского месторождения (уч. Южный), Бикинского месторождения (уч. Черемшовый и Правобережный), а также по [1]. Это:

-наличие гранитов, образующих в центре участка куполовидное поднятие (фундамента), или близрасположенные с угольными пластами гранитоидные поднятия; или расположение вблизи германиеносных угленосных участков тел иных магматических пород (все они послужили источником Ge и ряда редких элементов при выветривании);

-наличие угольных пластов малой мощности (обычно 0,5-0,6 м);

-высокое содержание витринита (гуминита) – органического вещества, в котором зафиксировались Ge и сопутствующие ему Be, Mo, W, Sb на торфяной стадии углеобразования в соединениях с гуминовыми кислотами и фульвокислотами,

-прямые аналитические определения высоких концентраций германия по пластовым и дифференциальным пробам,

-прямые аналитические определения повышенных и соответствующих уровню промышленных содержаний в рудах, концентраций «элементов-индикаторов» германиеносности углей,

-факт существенной корреляционной связи сопутствующих элементов германиевого оруденения – Be, W и др. – как с Ge, так и между собой, из-за локализации этих металлов преимущественно в органическом веществе углей, и отрицательная корреляционная связь с зольностью и входящими преимущественно в минеральную часть редкими (Sc, Ga, TR+Y, Hf, Cs) и другими элементами. Их наличие в углях связано с металлогенической специализацией региона.

Полученный объем прогнозных ресурсов ценных металлов в углях изученных месторождений и участков следует квалифицировать как прирост (табл.2).

Объемы ресурсов тех или иных металлов указывают на наличие их месторождений (мелких – Be, Sb, Cs, W и др., крупных – Ge) «внутри» месторождений угля. Поэтому минерально-сырьевая база редких металлов в перспективе может быть заметно расширена за счет промышленной металлоносности редкометально-угольных месторождений, перечень которых

не ограничивается изученными (подобные месторождения довольно широко распространены как на Дальнем Востоке, так и в России. Другие редкометалльно-угольные месторождения Приморского края – прогнозируемые Верхне-Бикинское, Ташанзовское, Крыловское, Березовское, Даниловское, Амба-Бирское, Глуховское, Ивановское. Это и германиеносные бурые угли Амурской области, Хабаровского края (Ерковецкое, Хунгарийское, Хурмулинское, Оборское, Лианское, Хабаровское, Базовское и др.), Магаданской области, Сахалина, Камчатки, Забайкалья и т.д.

Таблица 2

Прогнозные ресурсы металлов в угольных объектах Приморья

Элемент	Прирост прогнозных ресурсов, тонн		
	В распределенном фонде недр (карьер «Спецугли» + «Черемшовый»)	В нераспределенном фонде недр (участок «Спецугли» за контуром карьера + Шкотовское (участок «Южный»)+ Бикинское (участок «Правобережный»)	Всего <i>Всего, тонн</i>
Металлы с рудно-промышленными содержаниями			
Sc	19,5	35,2	54,7
Ge	664,9	2081,5	2746,4
In	0,03	0,12	6,0
Sb	370,7	609,6	980,3
Cs	16,6	28,93	45,53
TR+Y	293,7	574,3	868
W	674,3	1149,4	1823,7
Re	0,005		0,01
Металлы с полупромышленными содержаниями			
Be	88,5	72,6	161,1
Ga	24,3	60,6	84,9
Rb	44,4	88,1	132,5
Mo	18,6	15,6	34,2
Радиоактивные элементы			
Th	13,3	8,0	21,3
U	3,91	2,46	6,37

На Дальнем Востоке значительные перспективы на открытие месторождений германия в кайнозойских бурых углях имеет Амуро-Зейский буроугольный бассейн, а также Средне-Амурский буроугольный бассейн, и ряд локальных площадей вне этого бассейна.

Литература

1. Методическое руководство по изучению и оценке месторождений угля на редкие элементы. Под общей редакцией Ф.Я. Сапрыкина и В.В. Богданова. М.: Недра. 1967. С. 36-62.

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДИКТИОНЕМОВЫХ СЛАНЦЕВ И ФОСФОРИТОВ ПРИБАЛТИЙСКОГО БАССЕЙНА

В.И. Вялов, И.А. Неженский, А.С. Балахонова

ФГУП «ВСЕГЕИ»

Осадки бассейна диктионемовых сланцев и фосфоритов протягиваются из районов Норвегии, Дании, южной Швеции и Эстонии в Ленинградскую область, где в широтном направлении прослеживаются примерно на 300 км от р. Нарва до р. Сясь. В структурном отношении сланцы являются составной частью Прибалтийской и Ладужской моноклиналей Русской плиты. Они входят в состав нижнего отдела ордовика, который начинается отложениями пакерортского горизонта тремадокского яруса мощностью от нескольких метров до 20 м. Со следами размыва эти отложения налегают на синие глины и кварцевые песчаники кембрийской системы. Нижняя часть горизонта сложена мелко-среднезернистыми песчаниками, которые насыщены обломками фосфатизированных раковин беззамковых брахиопод рода *Obolus*. Диктионемовые сланцы налегают на оболочевые пески. Мощность пласта диктионемовых сланцев колеблется от 5,0 м в западной части территории до 0,5 м на востоке.

Основные минералы и их № по JCPDS: кварц (№ 33-1161), калиевый полевой шпат (№ 10-353) и (№ 22-1212) - санидин, микроклин. Минералы-примеси и их № по JCPDS: иллит (№ 29-1496), гетит (№ 8-97), церуссит (№ 47-1734), гипс (№ 6-46), макинавит (№ 24-73), ярозит (№ 22-827), сера (№ 8-247). Органическое вещество диктионемовых сланцев (остатки граптолитов *Dictyonema flabelliformis* Eichw. и сине-зеленых водорослей) составляет 10 – 15 %.

Как возможное рудное сырье диктионемовые сланцы предполагались еще с начала 30-х годов прошлого века, с середины 40-х г.г. выяснялись перспективы их ураноносности. Поисковые и разведочные работы сопровождались детальными литологическими и минералогическими

исследованиями ВИМС (М.Н. Альтгаузен, Т.Н. Давыдова, Ц.Л. Гольдштейн и др.). Определено распределение урана (на локальных участках до 0,08 %), среднее содержание урана около 100 г/т, формы его нахождения. Руды на уран признаны бедными или убогими. Отмечались и сопутствующие металлы – наиболее часто в повышенных концентрациях Mo, V, Ni, P, реже Zn, TR, Sc, Re и др. В 2007 г. ГЭП ГГП «Севзапгеология» (Л.Д. Насонова, Э.Ю. Саммет) производились дополнительные прогнозно-металлогенические исследования диктионемовых сланцев по приглинтовой полосе их развития на глубину до 60 м. По результатам 30 проб была подтверждена их ураноносность на всей площади распространения от г. Котлы до р. Сясь, а также были выявлены повышенные содержания (г/т) платины и золота по 0,44, палладия 0,26. На диктионемовые сланцы Прибалтики, как на перспективный объект промышленного освоения на уран и другие полезные ископаемые, обращали внимание В.А. Михайлов и др. [1], Б.Е. Наумов [2].

Исследования промышленной металлоносности диктионемовых сланцев Прибалтийского бассейна на современном аналитическом уровне проводятся в последние годы. Е.Г. Пановой и др. (2008) в единичных пробах определены содержания Pd до 1,1 г/т, Pt - до 0,065 г/т, Au - до 0,43 г/т, Ag - до 300 г/т. В 2009 - 2010 г.г. ВСЕГЕИ проведено инициативное ревизионное опробование диктионемовых сланцев Ленинградской области, по 30 пробам методом масс-спектрометрии получены новые данные по концентрациям благородных, редких, рассеянных и цветных металлов [3]. Впервые установлены, по штуфным и бороздовым пробам, промышленные концентрации Re (до 3,6 г/т); других редких и рассеянных элементов: Rb, Cs, Sc, иногда Te, устойчивое наличие благороднометальной минерализации – преимущественно Pd (до 3 г/т и более), Pt, реже – Ag и Au. Промышленные концентрации V, Ti, Cu, Mo имеются повсеместно; реже – W. Концентрации урана – на уровне забалансовых, или между забалансовыми и промышленными содержаниями.

Прогнозные ресурсы диктионемовых сланцев на опоскованных и разведанных в разные годы на уран участках составляют в сумме 647 млн. т

фосфоритов – 851,3 млн. т, по категории Р₁. Ресурсы рения и других металлов – в таблице.

Таблица

*Прогнозные ресурсы ценных металлов в диктионемовых сланцах
Ленинградской области [3]*

Металл (элемент)	Средняя концентрация, г/т в диктионемовых сланцах	Прогнозные ресурсы металлов в диктионемовых сланцах по категориям Р ₃ –Р ₂ , тонн
Re	0,21	134.7
Pt	0,08	51,760
Pd	1,8	1163.953
Ag	1,4	901.08
Cs	3,9	2538.2
Au	0,06	39,050
Rb	77,3	50029.3
Sc	8,9	5767.2
V	552,1	357234.6
Mo	82,8	53552.2
Cu	189,2	122440
Ti	2,38 (кг/т)	1537110

По существу, диктионемовые сланцы **заклучают в себе целый ряд «месторождений» разных металлов** (типа кор выветривания и россыпных):

- рения – по запасам крупное, руды нормальные;
- молибдена – по запасам среднее, руды бедные;
- МПГ – по запасам платины крупное, палладия – очень крупное, руды по платине бедные, по палладию - выше средних до богатых;
- серебра – по запасам среднее, руды бедные;
- золота – по запасам крупное, руды бедные;
- цезия – по запасам мелкое, до среднего, руды бедные;
- рубидия – по запасам среднее, руды на порядок хуже бедных;

- скандия – по запасам среднее, руды бедные;
- ванадия – по запасам крупное, руды для россыпи – нормальные;
- меди – по запасам очень мелкое, руды хуже бедных;
- титана – по запасам среднее, руды хуже бедных;
- никеля – по запасам мелкое, руды хуже бедных;
- урана – по запасам уникальное, руды убогие-бедные.

В фосфоритах также имеются уран, рений и др. металлы. Таким образом, в Ленинградской области, в пределах Прибалтийского бассейна диктионемовых сланцев и фосфоритов, прогнозируется крупный потенциально-рудный район.

Руды рения, урана и ряда других металлов в диктионемовых сланцах Прибалтики образовались при формировании сланценосных отложений в мелководных прибрежных условиях. Основным рудолокализирующим фактором выступает органическое вещество – ископаемого дендроидного граптолита *Dictyonema flabelliformis* Eichw. (колониальных планктонных организмов, составлявших в раннем палеозое значительную часть планктона), и сине-зеленых водорослей. Связывание металлов осуществлялось на сорбционном органическом (геохимическом) барьере. Источником рения, урана и других элементов диктионемовых сланцев являлись морские воды, куда они поступали из мест древней вулканической деятельности и области сноса (породы Балтийского кристаллического щита).

Литература

1. Михайлов В.А., Чернов В.Я., Кушнеренко В.К. Диктионемовые сланцы Прибалтийского бассейна – перспективный объект промышленного освоения на уран и другие полезные ископаемые // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Информ. Сборник. – Вып. 149. – М.: РИС ВИМС. 2006, с. 92- 98.
2. Наумов Б.Е. Рений и другие редкие и рассеянные металлы в горючих сланцах Прибалтики и в медномолибденовых рудах Средней Азии как ценный природный ресурс. В сб. трудов Института экономики и управления, вып. 4. - Таллин: СИЭУ, 2006, с. 125...145.
3. Вялов В.И., Миронов Ю.Б., Неженский И.А. О металлоносности диктионемовых сланцев Прибалтийского бассейна. // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2010. № 5, с. 19 – 23.

ЛИТОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ НЕФТЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ – ОСНОВА ВЫБОРА СТРАТЕГИЙ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ПЛАСТ С ЦЕЛЬЮ ОПТИМИЗАЦИИ КОЭФФИЦИЕНТА ИЗВЛЕЧЕНИЯ НЕФТИ

Р.Х. Гайнетдинов¹, В.Г. Изотов², Л.М. Ситдикова², А.Р. Садрлиманов²

¹МК «Татнефтеотдача».

²Казанский Федеральный Университет

Эффективное введение нефтяных залежей в заключительную стадию разработки возможно при оптимальном применении методов активного воздействия на пласт с использованием комплекса физических и химических методов. С одной стороны это методы направленные на изменение физических и химических параметров извлекаемой нефти – в первую очередь понижение вязкости, плотности и изменением поверхностных свойств, с другой стороны это комплекс методов воздействия на пласт с целью улучшения его фильтрационных параметров. Эффективное воздействие на пласт тесно связано с его структурно-литологической характеристикой и ее изменчивостью в пространстве. Однако в практике эксплуатации месторождений эта характеристика учитывается слабо, хотя использование химических реагентов и физическое воздействие на нефть часто приводит к обратному эффекту вследствие снижения фильтрационных характеристик пласта. С целью оптимального использования активных методов воздействия на пласт с целью увеличения нефтеотдачи нами предлагается проведение литолого-технологического картирования нефтяных залежей. Сущность литолого-технологического картирования заключается в выявлении структурно-литологических факторов, определяющих фильтрационные характеристики пласта с выделением структурно-литологических типов коллектора в пределах конкретного пласта.

В первую очередь при реализации литолого-технологического картирования залежей необходимо определить закономерности пространственного распределения фильтрационно-емкостных свойств характеристик пласта и в первую очередь его проницаемость. Как показывает опыт исследования месторождений Ромашкинского нефтяного поля эти характеристики крайне неравномерно распределены в пределах нефтяных

залежей [1]. При этом степень изменчивости этих характеристик возрастает в пределах месторождений сателлитов Ромашкинского месторождения, что объясняется комплексным влиянием седиментогенных, диагенетических и катагенетических факторов, неравномерно проявляющихся в пределах залежи.

Седиментогенные факторы определяющие емкостные свойства проявляются в первую очередь в изменчивости гранулометрии пласта, связанной с изменчивостью гидродинамических, либо гидрохимических условий в ходе осадконакопления. Если в пределах центральных частей Ромашкинского месторождения в пашийско-кыновское время существовали условия открытого шельфа со стабильными условиями определившими седиментацию мелко-тонкозернистых выдержанных горизонтов песчаников, то в пределах месторождений сателлитов, окружающих Ромашкинское месторождение эти условия сменяются фациями русловых подводных течений с резко меняющейся гранулометрией и как следствие сильной изменчивостью пустотно-порового пространства залежей. Особенно резко значение седиментационного фактора проявляется для терригенных коллекторов каменноугольного возраста (бобриковско-радаевский и тульский горизонты), где развиты русловые фации, осадки которых выполняют эрозионные врезы, характеризующиеся сильной изменчивостью гранулометрии и развитием косослоистых текстур.

Важнейшую роль в определении неоднородностей пустотно-порового пространства играют диагенетические процессы. Роль этих процессов, ответственных за литификацию осадков особенно существенна, так как они ответственны в первую очередь как за перестройку пустотно-порового пространства, так и за перестройку матрицы коллектора. Изучение структуры пустотного пространства коллекторов продуктивных горизонтов Ромашкинского месторождения с применением растровой электронной микроскопии позволило установить интенсивное развитие в них регенерационных процессов, в результате чего зерна минералов матрицы, в основном кварца, приобретают кристаллографические очертания и срастаются в кварцитовидные кластеры. Наличие кластеров резко меняет первичные фильтрационные свойства коллектора, так как принципиально меняется структура порового пространства, определяемая в этом случае не первичными

обломочными зернами, а неправильными кластерами, ответственными за нарушение степени их связности.

Однако главную роль в определении фильтрационных свойств терригенных коллекторов месторождений Ромашкинского нефтяного поля играет активная составляющая коллектора, представленная широким комплексом тонкодисперсных минералов среди которой ведущая роль принадлежит комплексу глинистых минералов. В ходе диагенетических преобразований коллекторов происходят активные трансформные преобразования глинистых минералов коллектора [2] в результате чего в составе глинистых минералов широким развитием пользуется стабильные виды представленные каолинитом, гидрослюдами, различные смешанослойные образования, смектиты. Учитывая высокие колебания содержаний глинистых минералов в коллекторах нами предложено в целях лито-технологического картирования выделять ассоциации глинистых минералов.

Коллектора основных продуктивных горизонтов Ромашкинского месторождения относятся к классу слабоглинистых с содержанием глинистых минералов 1,5% и меньше от объема породы. Коллекторские горизонты месторождений сателлитов характеризуются обычно повышенной глинистостью. Однако, как показали исследования фильтрационных свойств пород в лабораторных и промышленных условиях, несмотря на низкое содержание глинистых и других минералов роль их в определении фильтрационных свойств пород чрезвычайно велика, так как они обычно локализируются в пережимах поровых каналов образуя, так называемые, «глинистые пробки».

Катагенетические факторы преобразования коллекторов месторождений Ромашкинского поля ответственны за глубокую перестройку пустотно-порового пространства коллектора, что выражается в развитии сложных сетей трещиноватости. В терригенных коллекторах центральных частей Ромашкинского месторождения широким развитием пользуется вертикальная трещиноватость, создающая локальные дренирующие каналы нефтяных пластов. Трещиноватость этого типа играет часто негативную роль при вторичном воздействии на пласт, так как способствует возникновению неконтролируемых перетоков при гидравлическом воздействии на пласт. На месторождениях сателлитах широким развитием пользуются декомпрессионная

субгоризонтальная трещиноватость, возникающая вследствие периодически повторяющихся декомпрессионных явлений, знание механизма которых может позволить существенно повысить производительность скважин.

С целью учета перечисленных факторов при разработке конкретных залежей целесообразно вынесение групп их количественной оценки на планы разработки с использованием соответствующей легенды. В первую очередь следует выносить данные по литолого-фациальной характеристике пласта в пределах контура его разработки и отражающей особенности структуры пустотно-порового пространства коллектора. Во вторую очередь наносятся данные по фильтрационно-емкостным характеристикам коллектора в виде точек, а при достаточном количестве данных в виде изолиний пористости и проницаемости. Одновременно в виде соответствующих условных обозначений наносятся данные о структурно-литологическом типе коллектора – гранулярный, гранулярно-регенерационный, кластерный [2]. В третьих, на литолого-технологические планы выносятся данные о тонкодисперсной составляющей коллектора, в частности, ассоциации глинистых минералов и количественные соотношения тонкодисперсной массы. При наличии данных по характеру трещиноватости на план залежи наносятся зоны повышенной трещиноватости коллектора.

Полученные данные позволяют проводить технологическое прогнозирование воздействия на пласт в ходе разработки. В частности распределение параметров фильтрационно-емкостных свойств пласта позволяет прогнозировать особенности распределения давления в пределах пласта и предусматривать нежелательные перетоки нагнетаемых жидкостей. Информация о особенностях цементации и типе коллектора позволяет выбирать оптимальный режим воздействия на пласт в том числе предусматривать и выделять перспективные области для физического воздействия на пласт в первую очередь термоциклическую и акустическую проработку коллектора особо благоприятную область развития для кластерного типа цементации.

Информация по минеральному составу тонкодисперсной составляющей позволяет выбрать химический состав композиций реагентов, влияющих на особенности разбухания – усыхания глинистых минералов в межзерновом пространстве коллектора.

Проведенные исследования по испытанию образцов коллектора продуктивных горизонтов несущих смектит-смешанослойные и смешанослойно-гидрослюдистые ассоциации глинистых минералов показали, что после воздействия сернокислотных композиций увеличивает проницаемость до 10%, что связано с удалением из пакетов глинистых минералов молекул воды и «усыхания» последних. Наоборот использование высококальциевых вод и композиций с высоким содержанием кальция приводит к обменным реакциям внедрения крупных ионов кальция в межслоевые пакеты глинистых минералов, что ведет к их необратимому разбуханию и закупорке межпоровых каналов. Особое внимание следует обращать на окислительно-восстановительный режим пласта в ходе использования сернокислотных композиций. При восстановительных условиях и щелочном режиме наблюдается разложение железосодержащих минералов цемента и восстановление выделившихся ионов железа до пирита, забивающего поровые каналы, что может привести к окончательному выводу коллектора из эксплуатации.

Предполагаемое литолого-технологическое картирование было реализовано на ряде площадей Ромашкинского месторождения (горизонт D₀ Северо-Альметьевской площади) и на Степноозерском и Вишняковском месторождении (бобриковский горизонт), что позволило рекомендовать оптимальные режимы разработки и провести селекцию химических композиций воздействия на пласт.

Таким образом, литолого-технологическое картирование нефтяных залежей дает в руки промысловиков ценную информацию о возможностях и перспективах использования различных методов воздействия на пласт, что дает возможность выработки оптимальной стратегии разработки истощенных пластов.

Литература

1. *Муслимов Р.Х., Шавалиев А.М.* Геология, разработка и эксплуатация Ромашкинского нефтяного месторождения, ВНИИОНГ, т. I, II, М., 1995.
2. *Муслимов Р.Х., Изотов В.Г., Ситдикова Л.М.* Литолого-технологическое картирование нефтяных залежей – основа выбора стратегии воздействия на пласт с целью оптимизации КИН. Труды 12 Европейского симпозиума «Повышение нефтеотдачи пластов», изд. Идел-пресс, Казань. 2003. С.551-560.

ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО БИО - СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

В.Г. Ганелин

ГИН РАН, Москва, vigdal@yandex.ru

Основные черты палеогеографии, био- и седиментогенеза позднепалеозойских бассейнов Северо-Востока Азии обусловлены деструкцией среднепалеозойского континентального шельфа, широко проявившейся ещё в середине раннего карбона и определившей общий палеогеографический рисунок позднепалеозойской системы бассейнов. В пределах Северо-Востока Азии выделяются три палеогеографические области: Верхояно-Охотская, Колымо-Омолонская, Новосибирско-Чукотская. При значительной общности позднепалеозойской биоты, имеются определённые различия в характере седиментогенеза этих геохорий, а на отдельных стратиграфических интервалах выявляются и существенные различия в составе бентоса, особенно это касается Новосибирско-Чукотского региона.

Верхояно-Охотская область представляла собой пассивную окраину материка Ангариды, где накапливались мощные толщи исключительно терригенных осадков, образованных проградирующими конусами выноса крупных рек. Новосибирско-Чукотская область отвечает окраинным бассейнам материка Гипербореи (Арктиды). Располагающаяся между ними Колымо-Омолонская область, наиболее удалённая от источников сноса, сочетает в себе мелководные фации срединных поднятий и глубоководные образования обрамляющих их погруженных зон.

Особенностью позднепалеозойского седиментогенеза территории, является преимущественно чёрносланцевый его характер. Он определяется широким и сплошным по разрезу распространением здесь углеродистых, глинистых, углеродисто-кремнистых, пеплово-кремнистых отложений, местами марганцевоносных, повсеместно сульфидоносных. Отмеченные особенности седиментогенеза увязываются с низкотемпературными гидротермами, обусловившими формирование высокоуглеродистых, существенно кремнистых, сульфидоносных осадков, формировавшихся в бассейне эксинного типа.

В этой связи особый интерес представляет ассоциация с этими отложениями аутигенных карбонатов. Последние слагают как отдельные

биогермы и биостромы внутри чёрносланцевых серий, так и толщи известняков значительной, до 400 м, мощности, замещающих черносланцевые серии по простиранию, и широко распространённые в Колымо-Омолонском и Новосибирско-Чукотском регионах. В пределах мелководных фаций срединных поднятий (Омолонский массив, Приколымье) к этим карбонатам приурочено наибольшее разнообразие раковинного бентоса, что позволяет рассматривать эти карбонатные экосистемы центрами расселения соответствующих сообществ. Изучение изотопии этих пород, их макро, микро- и ультрамикроструктур позволило выявить их микробиальную природу и связать их происхождение с жизнедеятельностью аноксидных прокариот. При этом карбонаты среднего карбона - первой половины ранней перми, аномально обогащены лёгким углеродом - $\delta^{13}\text{C}$ от -9.4 до -26.4‰, что свидетельствует о значительном присутствии в их составе биогенного карбоната. Ситуация аналогична процессам, наблюдаемым в современных осадках Чёрного моря, где в анаэробных условиях в микробных матах наблюдаются активные процессы сульфатредукции и анаэробного окисления метана, генерируемые деятельностью архей и сульфатредуцирующих бактерий.

Карбонаты средней – верхней перми долгое время принимались за обломочные породы – продукт переработки раковин двустворчатых -колымиид. Однако более детальные исследования с несомненностью показали их аутигенную природу. Их изотопный состав, в отличие от раннепермских пород, характеризуется «нормально-морскими» для пермского периода значениями $\delta^{13}\text{C} = 4.1 \pm 1.4\text{‰}$ и широкими вариациями $\delta^{18}\text{O} = 15.5 \dots 28.8\text{‰}$. Характер их латерального распределения позволяет полагать, что карбонаты формировались, по-видимому, на разных уровнях стратифицированного бассейна – как в пределах фотической, так и афотической зон. Их образование можно связывать с деятельностью аноксидных прокариот, фиксирующих морской карбонат; строгих анаэробов, но факультативных фото - хемоавтолитотрофов. Можно предположить наличие здесь консорциума из фотосинтезирующих анаэробных серных бактерий и архей.

Другой экзотический компонент черносланцевых серий представляют собой своеобразные микститы. Они локально присутствуют в среднем карбоне. Гораздо шире распространены в верхней перми. Образуют пояс в пределах окраины Ангариды от Южного Верхоянья до Северного Приохотья. Другой

пояс этих пород обрамляет южную и юго-восточную окраины Омолонского массива. В Верхоянье и Приохотье они приурочены к мощным (до 1500 м) глинисто-сланцевым комплексам пассивной окраины Ангарского континента. Здесь породы являются рудовмещающими для крупных золотых месторождений штокверкового типа. На Омолонском массиве мощность толщ, вмещающих аналогичные породы, составляет 30-60 м, увеличиваясь до 200-300 м в его краевых частях. Особенностью пород является их тиллитоподобный облик – песчаный, гравийно-галечный и валунный материал хаотично рассеян в темно-сером и чёрном глинисто-алевритовом, как правило, неслоистом матриксе, имеющим часто характерную концентрически-скорлуповатую отдельность. Другой особенностью пород является преимущественно вулканогенный характер обломков андезито-дацитового, реже липаритового состава. Светлые, разрушенные и изменённые обломки вулканогенных пород, разбросанные в тёмном матриксе, придают породам рябой облик, что и послужило их именованию в полевом геологическом сленге рябчиками. Преобладающая фракция - от 0,5 до 5 см, хотя встречаются обломки до 20 см. Процентное содержание обломков чаще 5-10%, достигая местами 60-70%. Окатанность различная, часто хорошая. Алевропелитовый матрикс пород несортирован, имеет хлорито-кремнисто-глинистый состав, представляющий собой, по-видимому, изменённый пирокластический материал (Михайлов, 1971 - неопубликованная работа; Бяков, Ведерников, 2010). Отмечаются флюидальные текстуры. Минералогический состав тяжёлой фракции, изученной в омолонских микститах, представлен тремя разнородными комплексами минералов: 1) отвечающий кислым - средним породам, 2) связанный с породами основного и ультраосновного состава и 3) комплекс метаморфогенных пород (Михайлов, 1971).

Некоторая загадочность этих образований определяется наличием большого количества пирокластики при отсутствии соответствующих излившихся аналогов и приемлемых источников сноса материала. С конца 50-х годов прошлого века широко бытует мнение о ледово-морской природе этих образований, источником которых предполагается гипотетическая суша в Охотском море. В.И. Устрицкий ледово-морской перенос вулканогенного материала увязал с синхронным вулканизмом в пределах выделенного им гипотетического Шелиховского вулканогенного пояса. Отвергнув ледовый

перенос, А.С. Бяков и И.Л. Ведерников вслед за Устрицким, увязали происхождение этих пород с синхронным вулканизмом за пределами территории, переименовав гипотетический Шелиховский пояс в столь же гипотетическую Охотско-Тайганоскую вулканическую дугу. Пространственная приуроченность образований к континентальной окраине - зоне повышенной проницаемости, для которой одним из существенных факторов седиментогенеза выступает мощная разгрузка глубинных флюидов. наводит на предположение о том, что рассматриваемые породы, возможно, принадлежат к классу систем флюидно-эксплозивно-грязевого генезиса. В пользу такого предположения свидетельствует структурная позиция образований, общий черносланцевый фон седиментогенеза, характер пространственного распределения образований – быстрое латеральное выклинивание, некоторые особенности структуры и текстуры пород.

Черносланцевая «аномальность» позднепалеозойского седиментогенеза Северо-Востока вполне корреспондируется со своеобразием его позднепалеозойской бентосной биоты. Последняя, как известно, резко обеднена таксономически и весьма эндемична. Причину этого обычно видят в её высокоширотном положении и холодноводности. Ранее, автором было показано, что ареалы распространения так называемых бореальных, холодноводных фаун не согласуются с этими представлениями. Была выявлена тесная корреляция появления соответствующих сообществ с процессами рифтогенеза и заложением глубоких черносланцевых бассейнов. Приуроченность наибольшего разнообразия бентоса к толщам бактериальных карбонатов, охарактеризованных выше, даёт основания думать, что своеобразие соответствующей биоты имеет не климатический, а трофический характер.

Рассмотренные три компонента осадочных комплексов рифтогенных бассейнов Северо-Востока – черносланцевые серии, бактериальные карбонаты, флюидно-эксплозивные образования, дают основания полагать, что определяющим фактором позднепалеозойского седиментогенеза явились процессы глубинной дегазации.

СТРОМАТОЛИТЫ – ИНДИКАТОРЫ СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ОБСТАНОВКИ

А.Р. Гептнер¹, В.В. Петрова¹, Фан Донг Фа², Нгуен Суан Хуен²,
Ле Тхи Нгинь², Нгуен Минь Куанг²

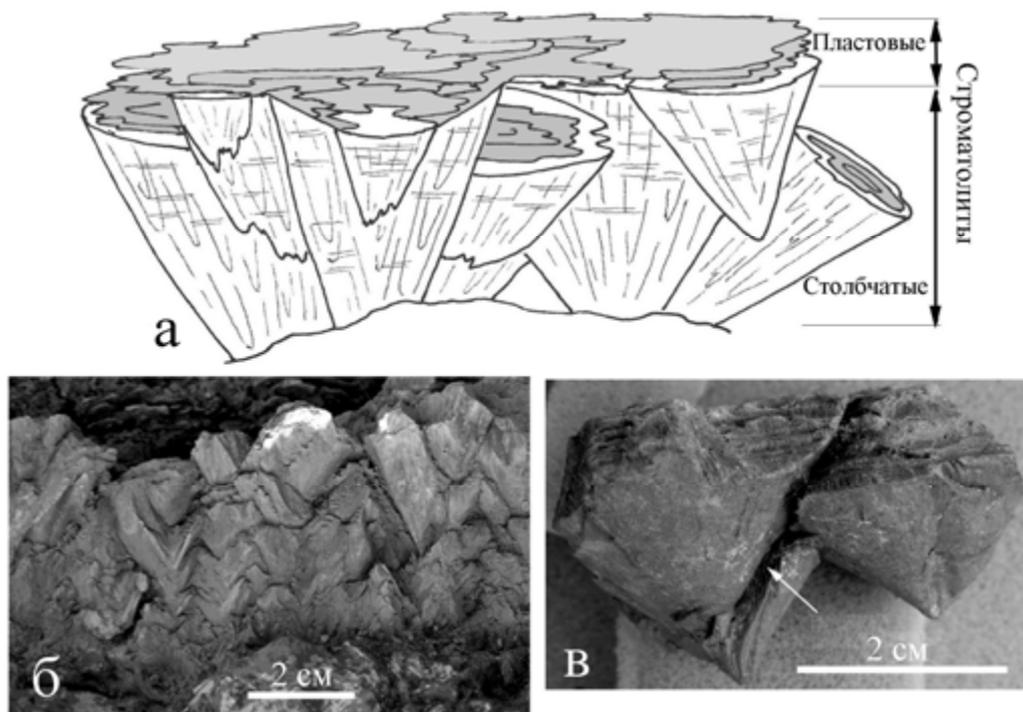
¹ Учреждение Российской академии наук Геологический институт РАН, Москва, heptner@mail.ru,
v.petrova.v@gmail.com

² Институт геологических наук ВАСТ, Ханой, Вьетнам, phandongpha@gmail.com

Кайнозойские отложения в провинции Ланг Шон на Севере Вьетнама сложены терригенными образованиями двух формаций (снизу вверх): назыонгская и рингчуаская (общая мощность отложений около 400 м). Назыонгская формация (олигоцен-миоцен) сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами с мелкими карбонатными конкрециями, на разных уровнях включающая горизонты углей. В составе фаунистических находок отмечены остатки черепаш, крокодилов, кости пресноводных рыб, моллюски (пелециподы, гастроподы). Залегающая согласно рингчуаская формация (плиоцен) представлена двумя толщами. Нижняя – это песчаники, переслаивающиеся с алевролитами, аргиллитами и горизонтами сидеритов, верхняя толща состоит в основном из переслаивания алевролитов и аргиллитов и горизонтов тонкозернистых терригенных пород с сидеритовой цементацией. Отложения рингчуаской формации содержат большое количество растительного детрита, а в составе фауны установлены пресноводные моллюски *Tulotoma sp.*, *Viviparus cf. margaryaeformis*, *Cuneopsis sp.*, *Chamberlainia sp.*, *Sinanodonta ex gr. Wodiana*. Мощность рингчуаской формации колеблется от 150 м до 180 м.

В верхней толще в линзовидных скоплениях (размер линз по 1,2–1,5 м) изучены строматолиты, переслаивающиеся с горизонтами ракушняков с сидеритовым цементом. Рассматриваемые строматолиты не имеют аналогов среди докембрийских и палеозойских образований. Это касается текстурно-

структурных особенностей строения столбиков, а также их взаимоотношения с вмещающим терригенным материалом. По текстурным особенностям в составе рассматриваемых строматолитовых построек выделяются два морфологических генетически связанных типа: столбчатые и пластовые. Столбчато-пластовая часть постройки состоит из серии крупных, расширяющихся вверх столбиков и перекрывающего маломощного горизонта пластовых строматолитов. Мощность горизонтов столбчато-пластовых строматолитов составляет 6 и 18 см. Особый интерес вызывают слои столбчатых строматолитов, в составе которых отдельные элементы морфологически напоминают текстуру конус-в-конусе (рис. 1).



*Рис. 1. Морфология столбчато-пластовой строматолитовой постройки
 а – обобщённая схема строения столбчато-пластовой строматолитовой постройки; б – горизонт строматолитовых столбиков; в – фрагмент, иллюстрирующий взаимоотношение крупных расширяющихся столбиков и терригенного материала между ними (стрелка)*

Диаметр крупных, расширяющихся в верхней части столбиков достигает 2 см. Крупные столбики состоят из тесно соприкасающихся и надстраивающих друг друга более мелких вплоть до микроскопических образований, среди которых можно различить цилиндрические и расширяющиеся вверх столбчатые

структуры. Поперечное сечение мелких столбиков обычно не превышает 0,1–2,0 мм.

Все столбики сформированы серией вертикально расположенных и увеличивающихся вверх в мощности пластин, состоящих из сростков сильно вытянутых ромбоэдрических кристаллов кальцита, ориентированных параллельно или под острым углом к границам пластин. Начиная от основания крупного столбика по направлению вверх пластины расширяются и увеличиваются в мощности. Мощность пластин в нижней части строматолитовой постройки колеблется от долей мм до 2 мм, увеличиваясь в верхней части до 0,5 см. По границам пластин, а иногда и внутри них заключены скопления или мельчайшие частицы терригенного материала. Скопление тонкозернистого терригенного материала между пластинами подчёркивает последовательный характер их образования. Вертикально ориентированные пластины кальцита, чередуясь с терригенным материалом, облегают друг друга по периметру столбика и образуют конусовидные структуры разного размера, напоминающие текстуру конус-в-конусе.

Пластины, облегающие поверхность столбиков, независимо от их мощности, имеют асимметричное строение с отчётливо выраженной пилообразной зазубренностью, обращённой к внутренней части столбика. Выступающие в терригенном материале пилообразные выступы, состоящие из кристаллов кальцита с острыми, оттянутыми и загнутыми вверх концами фиксируют этапы роста облегающих столбики пластин вверх. Морфология, внутреннее строение и взаимоотношение пластин, облегающих столбики, указывают на то, что они формировались, начиная от основания столбика, постепенно распространяясь вверх (рис. 2).

Присутствие тонкозернистых компонентов вмещающей породы между соседними столбиками и внутри их рассматривается как определённое указание на формирование строматолитов в условиях интенсивного поступления в водоём терригенного материала. Появление и рост столбчатых построек вверх связан со стремлением карбонатообразующей микробиоты оставаться в пределах фотической зоны, преодолевая быструю аккумуляцию тонкозернистого осадка. Вышележащий горизонт пластовых строматолитов, сменяющий столбчатые образования, указывает на временное замедление поступления осадочного материала и благоприятные условия для формирования пластовых карбонатных образований.

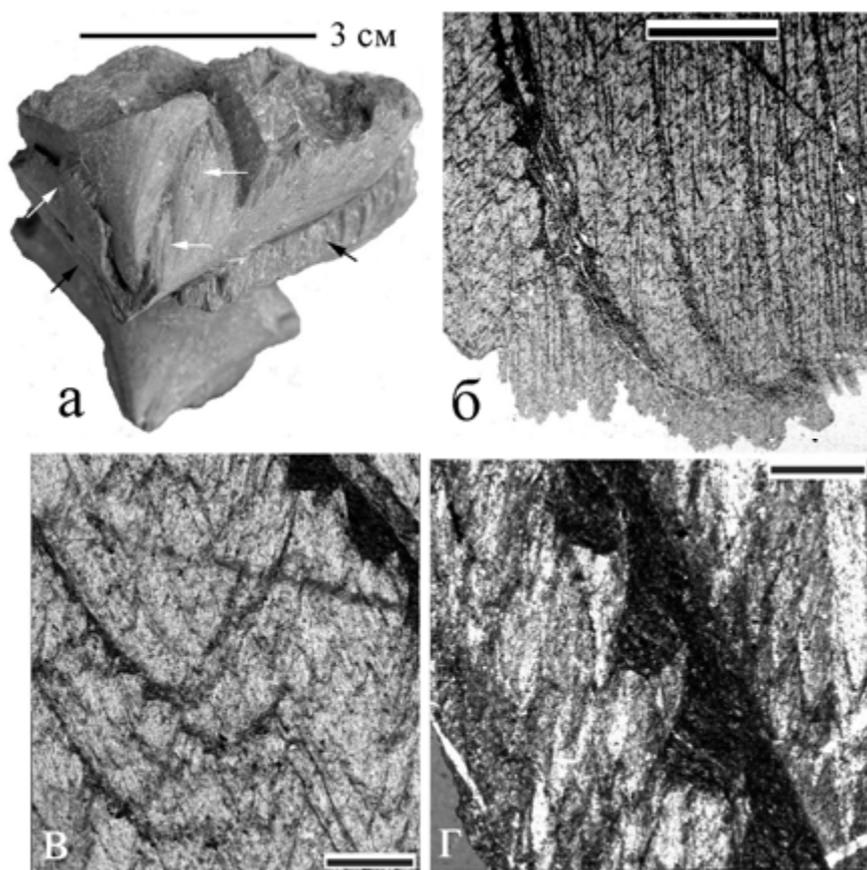


Рис. 2. Общий вид поверхности и внутреннее строение крупных строматолитовых столбиков

а – серия последовательно сформировавшихся облегающих пластин (стрелки) на поверхности образца крупного столбика;

б-г – микроструктура столбчатых строматолитов, илифы. б – продольный разрез нижней, сужающейся части столбика; в – серия вертикально надстраивающихся столбиков; г – зазубренная внутренняя поверхность облегающей пластины в разрезе. Масштаб: б–1мм, в, г–0,20 мм

МИКРОБИОЛИТЫ В ГЛАУКОНИТОВЫХ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ХАЙПАХСКОЙ СВИТЫ (СРЕДНИЙ РИФЕЙ, ОЛЕНЁКСКОЕ ПОДНЯТИЕ)

А.Р. Гептнер, Т.А. Ивановская, Н.В. Горькова, А.Т. Савичев

Учреждение Российской академии наук Геологический институт РАН, Москва
heptner@mail.ru, ivanovskaya1949@gmail.com

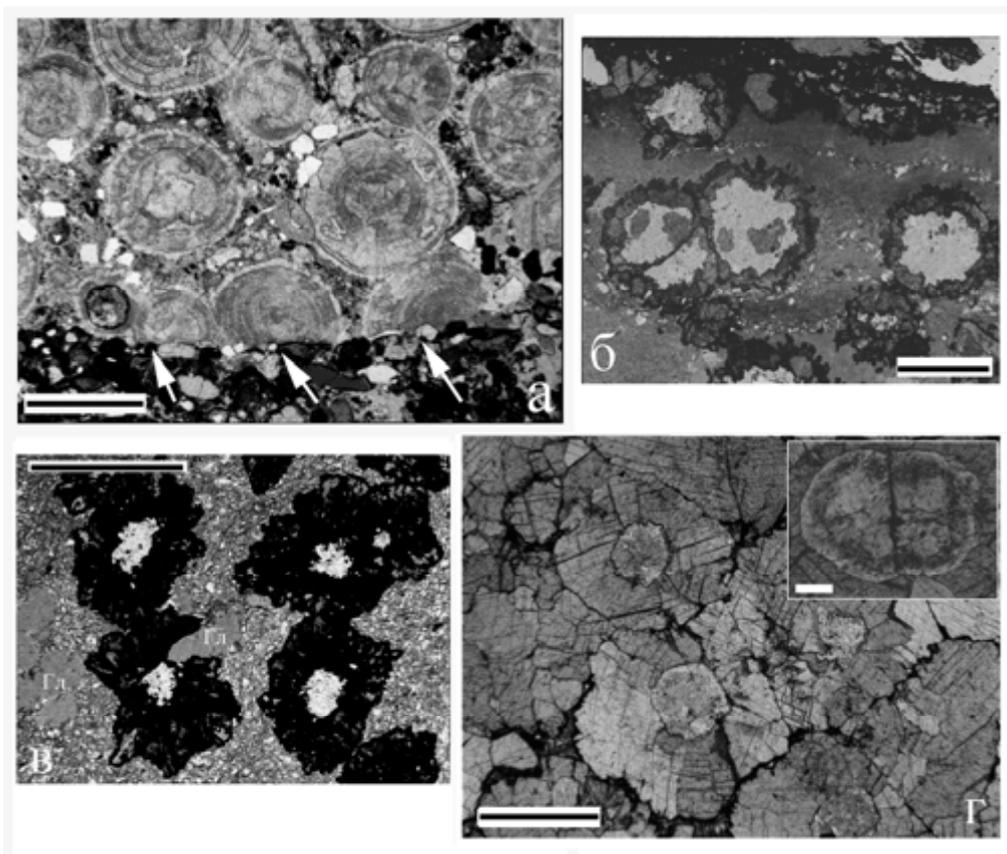
Нижняя и средняя подсвиты хайпахской свиты сложены глауконитовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, среди которых встречаются отдельные маломощные (от 10-20 см до ≤ 1 мм) прослои и линзы глауконитов, микроконкреций сидерита, онколитовых известняков и строматолитовых доломитов [1]. Детальное литолого-минералогическое исследование позволило установить среди сидеритовых и кальцитовых пород несколько структурно-морфологических типов.

1. Онколиты сложены кальцитом и характеризуются тонкой концентрически-зональной структурой, разными размерами (0.3-3.5 мм) и формой (округлые, овальные и др.). Иногда они содержат остроугольные и изометричные зёрна кварца, которые корродированны кальцитом. Крупные онколиты нередко включают одно или несколько более мелких стяжений, а также их фрагменты. Тонкая концентрическая зональность внутри онколитов на контакте с зёрнами кварца прерывается. В известняках пространство между онколитами заполнено терригенными зёрнами песчано-алевритовой размерности, сцементированными кальцитом. Полусферы онколитов по чёткой границе контактируют со слоем нижележащих песчаников (показаны стрелками) (обр. 572, рис. 1а).

2. Микроконкреции с кольцевой структурой (0.4-1.2 мм) сложены мелкими ожелезненными кристаллами сидерита, а в центральных зонах заполнены терригенным материалом и/или кремнеземом. Иногда центральные части микроконкреций разделены на две половины тонкой перегородкой, состоящей из мелких кристаллов сидерита. В породе микроконкреции

располагаются изолированно или группами и огибаются тонкими слойками глинистого и алевритового материала (обр. 552А, рис. 1б).

3. Микроконкреции с радиально-лучистой структурой (0.2-1.2 мм)



*Рис. 1. Кальцитовые и сидеритовые микробиолиты в изученных отложениях
а – онколитовые известняки, обр. 572; б – микроконкреции сидерита с кольцевыми структурами в глинисто-алевролитовой породе, обр. 552А; в – микроконкреции сидерита с радиально-лучистыми структурами в глауконитовых алевролитах (Гл– глауконит), обр. 577/2; г – участок прослая сидерита, сложенный микроконкрециями со звёздчатыми структурами; на врезке центральная зона одной из микроконкреций, разделённая на две части (масштаб врезки 0.20 мм), обр. 577/4. Масштабная линейка на рис. – 1 мм*

состоят из двух частей: центральной, сложенной терригенным материалом и/или кремнеземом, и внешней, состоящей из агрегатов крупных (до 1 мм) ожелезненных кристаллов сидерита, с вытянутыми и заострёнными краями на периферии. Микроконкреции располагаются в тонкозернистом тонкослоистом глинистом алевролите, в составе которого большую роль играют обломки кварца, терригенные чешуйки слюды и аутигенные выделения глауконита. В центральной части структур выделения кварца заметно большего размера, чем

во вмещающей породе, а слюда встречается очень редко. В породе радиально-лучистые стяжения образуют группы или короткие цепочки, реже встречаются изолированно. Глауконитовые зерна иногда располагаются между кристаллами сидерита, а реликты зёрен включены в них. Там, где глобулы глауконита и сидеритовые микроконкреции залегают согласно слоистости, последние плавно облекаются тонкими слойками глинисто-алевритового материала (рис. 1в).

4. Звёздчатые структуры встречены в микроконкрециях (0.8-2.0 мм), слагающих линзовидные прослои сидеритов. В них сидерит образует центральную зону (округлую, овальную и др.), включающую многочисленные реликты терригенного материала, и внешнюю, состоящую из радиально ориентированных агрегатов крупных (до 0.5 мм) кристаллов сидерита, не содержащих примесей. В одних разностях центральная зона четко выделяется и иногда разделена на две части, в других – она выражена очень слабо. В породе микроконкреции со звездчатыми структурами образуют цепочки согласно слоистости, и (или) образуют скопления. Между этими крупными сидеритовыми образованиями в окружающем сидеритовом матриксе зерна глауконита интенсивно корродированны и (или) полурастворены (рис. 1г).

Изучение описанных образований в СЭМ с использованием микрозондовой приставки позволило уточнить химический состав кристаллов, слагающих описанные структуры. Они представлены преимущественно сидеритом – FeCO_3 (до 97%), в котором обнаружены примеси MnCO_3 (до 8%), MgCO_3 (до 5%) и CaCO_3 (до 2%), а также FeO (до 5%). В центральных частях структур фиксируется SiO_2 (до 100%), а также незначительные количества Al_2O_3 , K_2O , Na_2O (и др.), что подтверждает их вышеописанный состав.

Рассматривая полученные результаты, отметим следующее. Онколиты, как считают многие исследователи, формируются на поверхности осадка, в слое подвижной придонной воды. В изученном известняке, в составе которого преобладающую роль играют онколиты, об этом свидетельствует присутствие их обломочных разностей. В тоже время залегающие на границе с песчаной породой полусферы с тонкой концентрической слоистостью указывают на рост

этих образований в спокойных условиях формирования терригенно-карбонатного осадка. В таких же условиях, видимо, могли образовываться и отдельные целые онколиты, в которых присутствуют обломочные зерна кварца, корродированные кальцитом в процессе формирования этих стяжений. Подобная смена условий, характерная для мелководного морского бассейна, наблюдается также с глауконитовыми зернами (микроконкрециями), когда в одном образце встречаются обломочные (аллотигенные) и глобулярные (аутигенные) разновидности.

Микроконкреции, сложенные кристаллами сидерита, формировались ещё в рыхлом осадке, при уплотнении которого образовались плавно изгибающиеся алевритовые и глинистые микрослойки. Местами сидерит корродирует глауконит, что указывает на его более позднее образование по отношению к глауконитовым зернам. Ранее было показано, что обстановка, благоприятная для глауконитообразования, создается при метаболической активности бактерий [2]. На основании анализа структурно-морфологических особенностей изученных сидеритовых микроконкреций и литературных данных [3], также можно предположить, что эти микроконкреции являются микробиолитами, сформировавшиеся в осадке на стадии диагенеза при активном участии микробиоты.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 11-05-00234), а также приоритетной программы № 25 Президиума РАН.

Литература

1. *Ивановская Т.А.* Глауконититы в терригенных отложениях хайпахской свиты (средний рифей, Оленекское поднятие). Литология и полезные ископаемые. № 4. 2009. 384-403 с.
2. *Гептнер А.Р., Ивановская Т.А.* Глауконит из морских нижнемеловых терригенных отложений Англии (концепция биохемогенного генезиса). Литология и полезные ископаемые, № 5. 2000. 487-499 с.
3. *Roh, Y., Zhang, C.-L., Vali, H., Lauf, R. J., Zhou, J., Phelps, T. J.* Biogeochemical and environmental factors in Fe biomineralization: magnetite and siderite formation. Clays and Clay Minerals, 2003. Vol. 51. No. 1, 83-95 p.

ЯВЛЕНИЕ ДЕФОРМАЦИОННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД КАК СЛЕДСТВИЕ ИХ ОНТОГЕНЕЗА.

Е. А. Гладков^{1,2}, Е. Е. Гладкова²

¹ИНГГ СО РАН ТФ; ²НИ ТПУ gladkov1974@mail.ru

Несмотря на обилие многочисленных данных о влиянии тектоники и глубинных флюидов на залежи углеводородов, до сих пор, практически нигде не учитываются процессы изменения фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) пород-коллекторов в процессе их разработки.

Многие исследователями доказано [1- 6 и др.], что тектоническая активность способствует привносу «агрессивных», насыщенных большим количеством карбонатного вещества флюидов из верхней мантии. Кроме того, специальными исследованиями было установлено, что объемы накопленной добычи углеводородов и доказанные их запасы, могут быть сопоставимы с количеством привнесенного вещества [7].

На основе фактических данных об изменении объема и структуры пустотно-порового пространства под действием эффективного давления [8 и др.], из-за уменьшения пластового давления, в условиях некомпенсированного отбора флюидов из продуктивных отложений, доказано, что при изменении структуры порового пространства изменяются и относительные фазовые проницаемости, в результате уменьшения порового пространства приводящего к изменению радиуса поровых каналов. Изменение радиуса поровых каналов приводит к изменению величины капиллярного давления. Однако, исследования подобного рода, не учитывают движение пластовых флюидов, которые также могут изменять геометрию пустотно-порового пространства за счёт метасоматических процессов и вторичного минералообразования.

Предлагается рассматривать деформационные и метасоматические процессы совместно [9], при этом вторичное минералообразование, как правило, является следствием обоих вышеуказанных факторов. Для этого вводится новое понятие:

ДЕФОРМАЦИОННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ – это преобразование пород в результате изменения структуры и объёма их пустотно-порового пространства при активном участии пластовых флюидов и вторичном минералообразовании, приводящее к изменению их фильтрационно-емкостных свойств.

В качестве примера, рассмотрим стадийность деформационно-метасоматического преобразования пород на примере залежей углеводородов. Итак, деформационно-метасоматические преобразования, в свою очередь, состоят из четырёх последовательно сменяющих друг друга этапов: 1) деформационно-метасоматическое преобразование пород в процессе их формирования; 2) деформационно-метасоматическое преобразование пород в результате постседиментационных процессов, вызванных различными факторами (тектоническими, климатическими и пр.); 3) деформационно-метасоматическое преобразование пород в процессе разработки залежей углеводородов; 4) деформационно-метасоматическое преобразование пород после окончания разработки залежей углеводородов (рисунок).



Рисунок. Основные стадии преобразования пород в процессе оттогенеза

Более всего изучены процессы изменения минерального состава продуктивных отложений и вмещающих пород до начала разработки залежей углеводородов. В настоящее время, в процессе разработки залежей углеводородов не учитывается совместное изменение как деформационных, так

и метасоматических преобразований пород-коллекторов. Возможно, что одной из причин, объясняющих расхождение модельных и фактических данных при создании и адаптации 3D моделей, является изменение ФЕС продуктивных отложений в процессе их разработки.

При этом более высокопроницаемые коллектора должны изменяться существенно быстрее, чем низкопроницаемые. Согласно закону Я.Г. Вант-Гоффа «При повышении температуры на каждые 10 градусов константа скорости элементарной химической реакции увеличивается в 2-4 раза», с увеличением давления, температуры и концентрации глубинных флюидов, логично предположить, что процессы метасоматоза и вторичного минералообразования на глубинах в несколько километров будут протекать более интенсивно. Поэтому степень изменения ФЕС более глубоко залегающих месторождений может протекать гораздо быстрее, чем малоглубинных.

Особенно интенсивно этот процесс начинается при закачке воды в пласт (особенно поверхностной). Следовательно, первоначальные характеристики керна, коэффициент охвата, коэффициент вытеснения, относительные фазовые проницаемости со временем изменяются. Изменение ФЕС продуктивных отложений будет для различных скважин разным, что также осложняет процесс создания трехмерных фильтрационных моделей.

Современное программное обеспечение не способно, а вернее сказать не подготовлено, для расчета изменений ФЕС в результате деформационно-метасоматических преобразований. Особенно актуально это для месторождений, находящихся в многолетней эксплуатации, в которых первоначальные ФЕС породы могли претерпеть существенное изменение и тем самым повлиять на динамику выработки подвижных извлекаемых запасов.

Деформационно-метасоматические изменения особенно активно проявляются в карбонатных породах и связаны с процессами доломитизации и выщелачивания. Сокращение объема породы при полной доломитизации может составлять 12,3 %. Наиболее интенсивно данным процессом будут затронуты

продуктивные отложения, сложенные известняками и породами с карбонатным и глинисто-карбонатным цементом.

ВЫВОДЫ:

Деформационно-метасоматические процессы в породах происходят на всех этапах их развития. Изменение минералогического состава и объёма пустотно-порового пространства тем выше, чем выше проницаемость пород-коллекторов и длительность их срока эксплуатации.

Литература

1. *Розин А.А., Сердюк З.Я.* Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа // Литология и полезные ископаемые. – 1970. – № 4. – С. 102 – 113.
2. *Холодов В.Н., Петрова Р.Н., Дементьева О.Ф.* Проблема формирования вторичной пористости в песчаных коллекторах элизионных бассейнов // Коллекторские свойства пород на больших глубинах. – М.: Наука. – 1985. – С. 58-72.
3. *Карньюшина Е.Е., Леоненко Г.Н.* Свойства коллекторов Западной Сибири в зоне катагенеза // Вестник МГУ. Сер. геол. – 1989. – № 5. – С. 35–41.
4. *Гладков Е.А.* Условия формирования отложений подугольной толщи васюганской свиты юго-западной части Среднеvasюганского мегавала // Геология нефти и газа – 2008. – № 6 – С. 37-42.
5. *Гладков Е.А., Гладкова Е.Е.* Влияние тектонических процессов на разработку нефтегазовых месторождений // I Международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов, посвященная памяти академика А. П. Карпинского, 24–27 февраля 2009 г. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – С 26 -30.
6. *Предтеченская Е.А., Шиганова О.В., Фомичев А.С.* Катагенетические и гидрохимические аномалии в нижнее-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири как индикаторы флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений. // Литосфера. – 2009. – № 6 – С. 54-65.
7. *Коробов Ю.И., Малюшко Л.Д.* Флюидодинамическая модель формирования залежей УВ – теоретическая основа поисков месторождений нефти и газа // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. – М.: ГЕОС, 2002. – С. 360-362.
8. *Абасов М.Т., Алияров Р.Ю., Джалалов Г.И., Рамазанов Р.А.* О методе оценки изменения относительной фазовой проницаемости пород-коллекторов в процессе разработки // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2010. – №4. – С. 54–57.
9. *Гладков Е.А.* Влияние метасоматоза на разработку месторождений углеводородов // 1-й Российский Нефтяной конгресс: Сборник материалов. – Москва, 2011. – С. 90-93.

ОБСТАНОВКИ ТЕРРИГЕННОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА СРЕДНЕМАЙКОПСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРКИНИТСКО-СЕВЕРОКРЫМСКОГО ПРОГИБА

В. П. Гнидец, К. Г. Григорчук

ИГГГИ НАН Украины, Львов, igggk@mail.lviv.ua

Отложения майкопской серии – один из наиболее перспективных комплексов для поисков углеводородов в Украинском секторе Азово-Черноморского региона и, в частности, в акватории северо-западного шельфа Черного моря.

Проведенные исследования, направленные на восстановление особенностей среднемайкопского седиментогенеза в пределах Каркинитско-Северокрымского прогиба, базируются на генетической переинтерпретации и обобщении литологического, минералого-петрографического и геолого-геофизического материалов.

Отложения среднего майкопа (керлеутская свита) характеризуются региональным распространением в пределах изученного региона, а их максимальная мощность достигает 650 м.

В литологическом составе толщи доминируют глинистые породы (28–75 %, в среднем – 58 %) с прослоями алевролитов (27–43 %, в среднем 33 %) и песчаников (0–26 %, в среднем 9 %). За характером соотношений последних выделены четыре основные типы разрезов: северный (песчаный в верхней и средней частях разреза); южный (равномерное распределение алевролитопесчаных прослоев по разрезу); юго-западный (песчаный в нижней части разреза) и восточный (глинистый). Анализ латеральных вариаций суммарных мощностей песчаников в разрезе толщи позволил локализовать пять ореолов их максимального развития: два в северной части региона с суммарной мощностью более 100 м и три в юго-западной с мощностями 50-100 м.

Однозначно в изученном разрезе выделяется и три субрегиональные кластогенные пачки. Первая, базальная, мощностью 20-80 м прослежена в

северных, западных и восточных районах региона. Вторая, мощностью 20–40 м, приурочена к средней части среднемайкопского разреза и прослеживается практически по всей изученной территории. Третья пачка мощностью более 50 м четко появляется в верхней части разреза на южном склоне Украинской моноклинали.

Комплексный анализ особенностей пространственно-временного распространения алевролитов-песчаных тел, минералого-петрографической и геохимической специализации толщеформирующих компонентов, подкрепленный результатами их фациальной диагностики по ГИС (геофизические исследования скважин) позволил установить циклический характер среднемайкопского осадконакопления в пределах Каркинитско-Северокрымского седиментационного бассейна.

Интенсификация речной деятельности фиксируется тремя уровнями развития кластогенных горизонтов, которые в фациальном отношении представлены аккумулятивными телами русел, баров (устьевых, вдольбереговых) и конусов выноса. Данные наложения разграничены глинистыми пачками – иловые образования шельфа.

Созданные оригинальные палеоокеанографические модели на начало и конец среднемайкопского времени отвечают времени формирования базальной (первой) и верхней (третьей) кластогенных пачек (рисунок).

В целом, в пределах бассейна прослежены аккумулятивные образования баров разного типа, связанные как с речной (устьевые), так и морской (баровые острова, вдольбереговые) деятельностью. В тесном парагенезисе с последними развивались и образования типа конусов выноса, формирование которых связано с течениями, обусловленными прорывом речных и сточных штормовых воды вод через бар.

Терригенный материал, выносимый за пределы баровых образований в более глубоководные участки бассейна, перераспределялся морскими течениями, в том числе контурными, формируя практически цельные покровные тела с комбинированной (ГИС) характеристикой типа конус

выноса–бар. Поставка терригенного материала в седиментационный бассейн осуществлялась, в начале среднего майкопа, р. пра-Днестр (?) с северо-запада (Молдавская палеосуша) региона, в конце среднего майкопа – р. Пра-Днепр (?) с севера (Украинская палеосуша). На конседиментационных поднятиях и их склонах (Голицинское, Килийское и др.) прогнозируется формирование вдольбереговых баров.

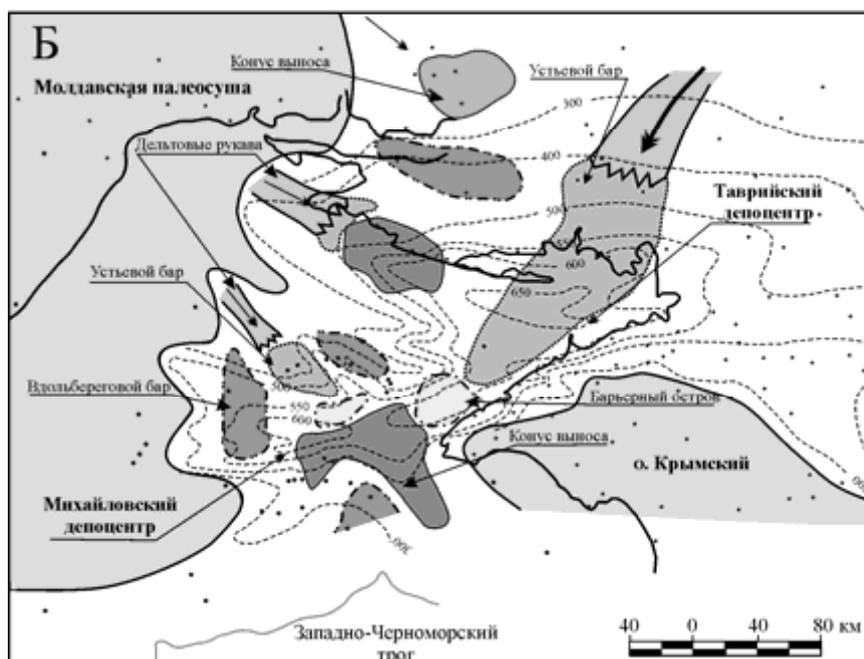
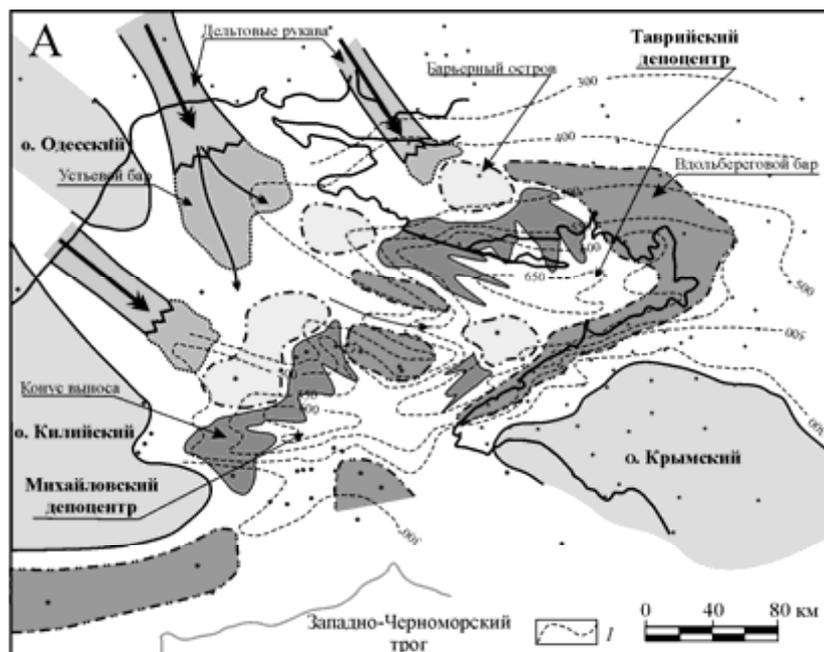


Рисунок Модели обстановок терригенного седиментогенеза Каркинитско-Северокрымский бассейн.

А – начало среднего майкопа, Б – конец среднего майкопа.

1 – изопакиты среднемайкопской толщи

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЛЬМЕНИТСОДЕРЖАЩИХ МЕТАПЕЛИТОВ КЕЙВСКОЙ СЕРИИ (Кольский полуостров)

И. И. Голубева, Л. В. Махлаев

Сыктывкар Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, iigolubeva@geo.komisc.ru

Ильменитсодержащие метапелиты привлекают внимание, как потенциальный россыпеобразующий источник титансодержащих минералов [4, 5].

Петрохимия метапелитов кейвской серии достаточно полно охарактеризована в литературе [1, 3 и др.]. Нами в этой серии были изучены ильменитсодержащие метапелиты с целью выяснения геохимических особенностей первичного осадочного материала, претерпевшего впоследствии региональный метаморфизм с кристаллизацией ильменита. Эти сланцы имеют порфиробластовую структуру, где порфиновые вкрапленники представлены ставролитом, кианитом и альбитом, а вмещающая ткань сложена кварц-мусковитовым агрегатом. Во всех породах отмечено присутствие углеродного

вещества (видимо графита), которое в наиболее перекристаллизованных разновидностях сохраняется только в центральных участках кристаллоблоков ставролита и кианита. Ильменит образует относительно крупные пластинчатые пойкилобласты (до 5-6 мм в диаметре) с пойкилитовыми включениями мелкозернистого кварца. Помимо крупных порфиробласт ильменит

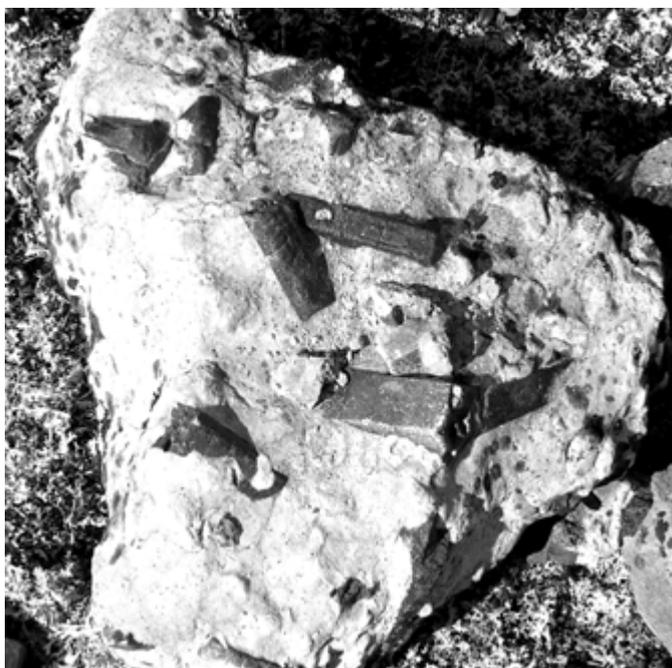


Рис. 1. Порфиробластический сланец с серицитизированной основной тканью. Ильменит встречается в порфиробластах ставролита, кианита и альбита, в серицитовой ткани кристаллизуется рутил

встречается и в основной ткани. Его общее содержание может достигать 5-8%. Порфиробласты силикатов имеют разные размеры: за счет перекристаллизации ставролит может достигать несколько десятков сантиметров в длину. Одновременно идет интенсивная серицитизация основной ткани с замещением ильменита рутилом. В этом случае ильменит сохраняется только как пойкилитовые включения в ставролите, альбите и кианите (что наблюдается и на макроуровне), а в основной серицит-кварцевой ткани диагностируется рутил в виде вытянутых или округлых зерен красно-бурого цвета (рис. 1).

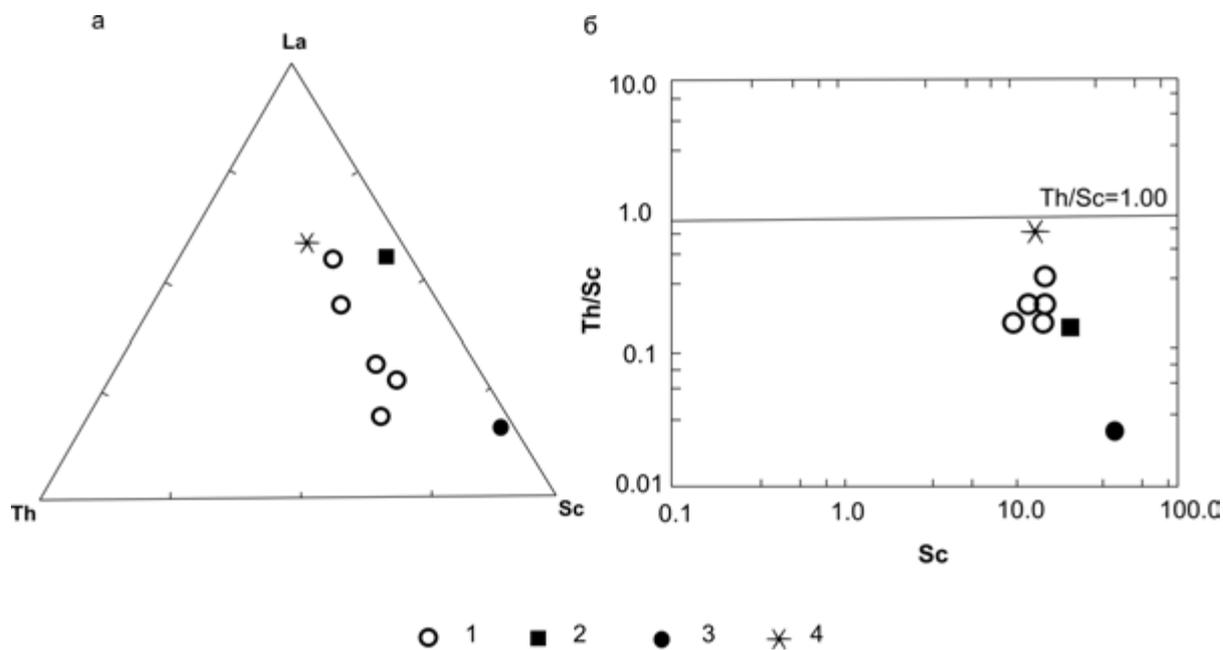


Рис. 2 Положение фигуративных точек ильменитсодержащих метапелитов кейвской серии на диаграммах Th – La – Sc (а) и Th/Sc – Sc (б) [8]

1 – ильменитсодержащие кристаллические сланцы кейвской серии, 2 – андезиты, 3 – базальты, 4 – верхняя континентальная кора, 5 – граниты

По петрохимическим характеристикам данные метапелиты, как было установлено ранее и подтверждено нашими исследованиями, относятся к монтмориллонитовым с примесью каолинита и гидрослюда. Это позволило предположить, что в источнике формирования глинистого вещества присутствовал мафический материал. Об этом свидетельствует и высокий титановый модуль (ТМ 0.05 – 0.08). Фемический модуль меняется от 0.01 до 0.24. На тройной диаграмме La – Th – Sc (рис. 2а) фигуративные точки

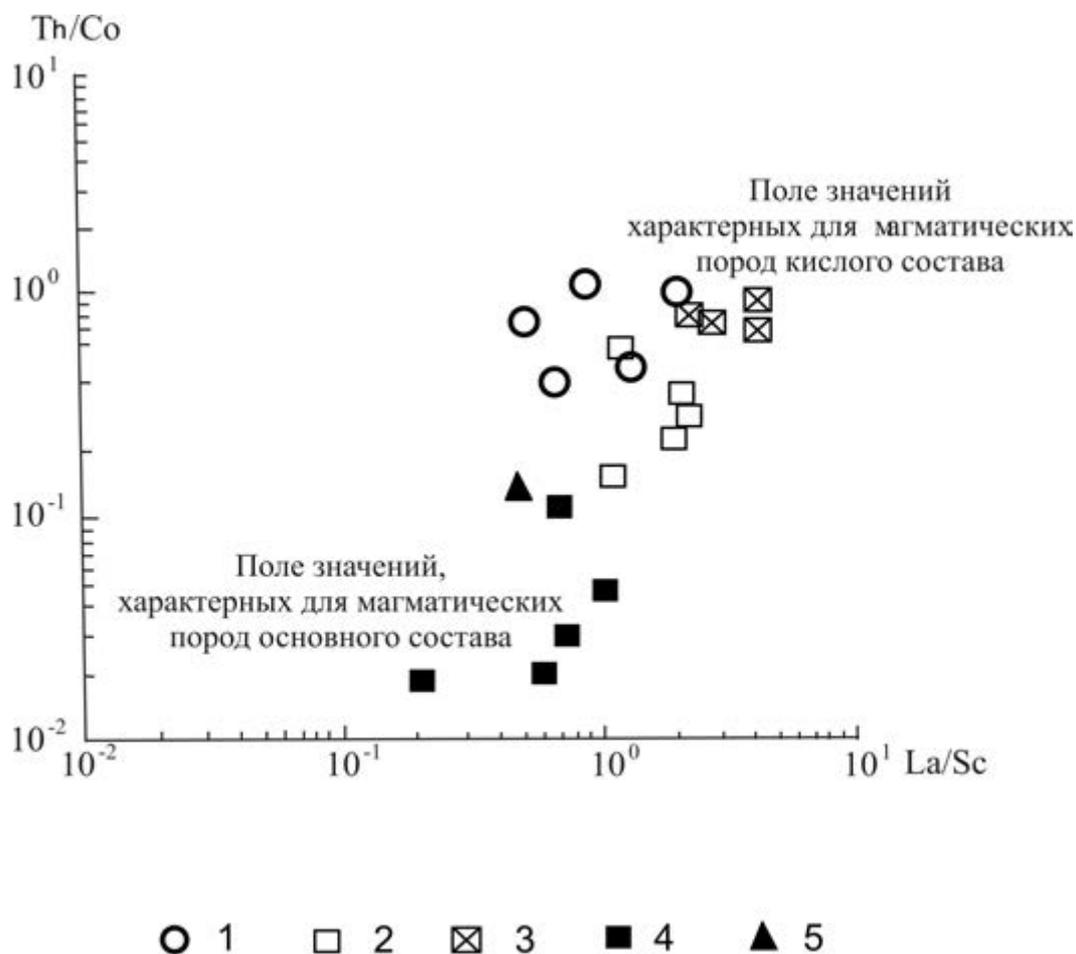


Рис. 3. Положение фигуративных точек ильменитсодержащих метапелитов кейвской серии на диаграмме Th/Co – La/Sc [8]
 1 – ильменитсодержащие кристаллические сланцы Кейв, 2 – архейские аргиллиты Австралии [7], 3 – РААС, 4 – базальты пермотриасовых базальтов Западной Сибири [6], 5 – кларк базальтов [2]

метапелитов образуют тренд в виде линии, свидетельствующий об одинаковом и относительно низком количестве Th, при вариациях содержаний La и Sc, соответствующих андезитам и базальтам. Индикаторные отношения Th/Sc меньше 1.0 (0.3-0.6), что подтверждает мафическую природу поставщика глинистого материала порфиробластических сланцев Кейв (рис. 2б). В то же время отношения Th/Co и La/Sc близки значениям глинистых сланцев, образованных за счет кислой коры (рис. 3). Об этом же свидетельствуют относительно высокие значения индикаторного отношения Th/Cr (0.12 – 0.3) В спектрах распределения РЗЭ отмечается слабо выраженная положительная Eu-аномалия и накопление тяжелых редкоземельных элементов (рис. 4), что характерно для пород основного состава.

Таким образом, первичный пелитовый материал порфиробластических ильменитсодержащих кристаллических сланцев кейвской серии образован за счет базитового и кислого источников, с преобладанием первого.

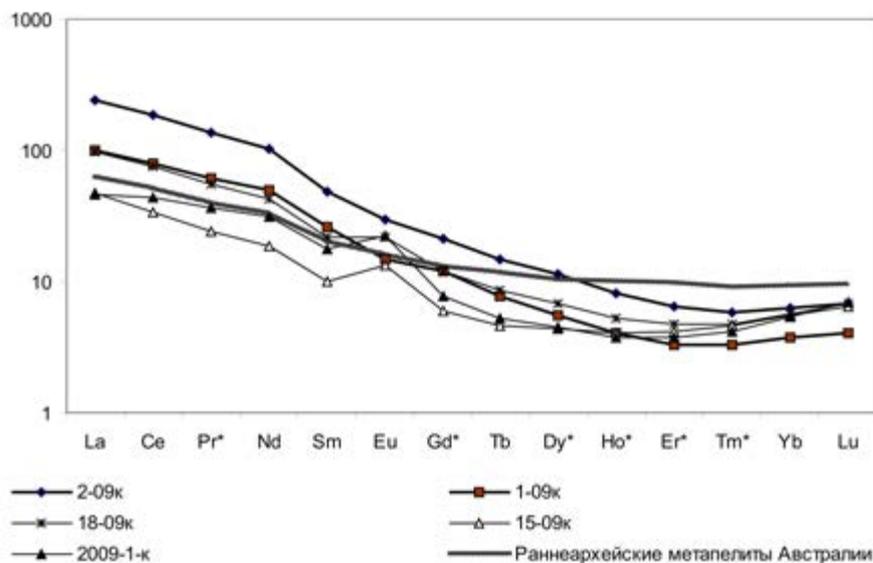


Рис.4. Распределение РЗЭ нормированных к хондриту в ильменитсодержащих метapelитах кейвской серии

Работа выполнена в рамках программы ОНЗ РАН проект № 09-Т-1020.

Литература

1. Белолетцкий А. П., Ильин Ю. И., Предовский А. А. первичная природа и эволюция состава метapelитов кейвского сланцевого комплекса. // Первичная природа и геохимия метаморфических пород докембрия Кольского по-ва. Апатиты, 1979. С. 3 – 15.
2. Богатиков О. А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. М.: Недра, 1987. 152 с.
3. Головенко В. К. Высокоглиноземистые формации докембрия. М.:Недра, 1977. 267 с.
4. Войтеховский Ю. Л., Негруца В. З., Басалаев А. А. О перспективах обнаружения Ti-Zr россыпей на шельфах Кольского полуострова // Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения. Новосибирск, 2010. С. 171.
5. Махлаев Л. В., Голубева И. И. Ильменитсодержащие метapelиты как источник формирования современных прибрежно-морских титановых россыпей // Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения. Новосибирск, 2010. С. 430-433.
6. Медведев А. Я., Альмухамедов А. И., Курда Н. П. Геохимия пермотриасовых вулканитов Западной Сибири // Геология и геофизика, 2003. Т.44, № 1-2, С.86-100
7. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 383 с.
8. Cullers R. L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V.191. P. 305 – 327.
9. Herron M. M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V.58. P. 820-829.

РЕЛИКТОВЫЕ ГЛИНЫ В АРГИЛЛИТАХ БАШКИРСКОГО ЯРУСА СРЕДНЕГО КАРБОНА ВОСТОЧНОГО ДОНБАССА

Н.В. Голубова, Б.В. Талпа

Южный федеральный университет, talpav@gmail.com

Отложения среднего карбона получили широкое распространение на территории Восточного Донбасса. Они представлены породами башкирского и московского ярусов. Нами были изучены отложения башкирского яруса.

Отложения башкирского яруса распространены на всей площади Восточного Донбасса. Восточным Донбассом с определенной долей условности называется территория, включающая восточную обнаженную часть бассейна и площади развития каменноугольных отложений, скрытых под чехлом более молодых осадочных образований [2].

Башкирский ярус представлен толщей ритмически переслаивающихся песчаников, аргиллитов, алевролитов с редкими и небольшими по мощности прослоями и пластами известняков и углей. Общая мощность отложений яруса изменяется от 2400 м в Северо-Каменской синклинали до 4000 м в Шахтинско-Несветаевской синклинали.

В геологическом разрезе башкирского яруса глинистые породы - аргиллиты являются наиболее распространенными, составляя в различных частях района от 6-10 до 60-80 % всей толщи. Они залегают в виде горизонтальных пластов, иногда смяты в складки. В толще аргиллитов наблюдаются разрывные нарушения.

Нами были изучены аргиллиты башкирского яруса у с. Новоспасовка. Здесь наблюдаются их выходы на дневную поверхность на протяжении 8-10 км. Они смяты в мелкие складки. Видимая мощность аргиллитов от 3 до 10 м. Аргиллиты имеют зеленовато-серую окраску, на поверхности бело-серую, текстура тонкослоистая, структура пелитовая, по составу преимущественно гидрослюдистые, некарбонатные. По плоскостям наложения встречаются растительный детрит, редко отпечатки скелетов и плавников рыб, отмечаются ожелезнение и конкреции сидерита.

Среди аргиллитов обнаружены глины желтовато-коричневые, пелитовые, скорлуповатые. Образцы этих пород, фракция менее 0,001 мм, подверглись рентгенодифрактометрическому методу исследования на дифрактометре ДРОН 7,0 с трубкой Си-излучения на ориентированных препаратах в естественном виде, прогретые при 600°С и насыщенные этиленгликолем. На дифрактограммах обоих образцов отчетливо выделяется дифракционный спектр гидрослюды типа иллита. Об этом свидетельствуют отражения, отвечающие межплоскостному расстоянию в 500 пм и 1040 пм. Измерение отражения (060) указывает на диоктаэдрическую разновидность гидрослюды.

Характерны довольно интенсивные пики базальных отражений 357, 500, 714 и 1430 пм, причем после прокаливания препарата пики 357 и 714 в обоих образцах исчезают, а последний пик смещается к 1430 пм. После насыщения препаратов этиленгликолем разбухание слоев не происходит, что свидетельствует о наличии каолинита и хлорита.

Количественные соотношения глинистых минералов рассчитаны «методом без стандартов» по сравнению интенсивностей характерных межплоскостных отражений глинистых минералов с ориентированных препаратов [3].

Таким образом, для глин и вмещающих аргиллитов характерны одинаковый минеральный и гранулометрический составы и практически одинаковое соотношение породообразующих минералов. Аналогичные реликтовые глины обнаружены нами среди ниже-среднеюрских аргиллитов Северо-Западного Кавказа [1].

Для объяснения возможного механизма образования и сохранения среди аргиллитов реликтовых глин, следует рассмотреть постдиагенетические преобразования глинистого материала и данные о минеральном составе аргиллитов башкирского яруса Восточного Донбасса.

Известно, что ведущим процессом катагенетических преобразований глинистых минералов по мере погружения осадочных толщ является иллитизация (гидрослюдизация) смектитов, переход монтмориллонитового

компонента глин в гидрослюды аргиллитов. По-видимому, гидрослюдизация монтмориллонита определяется областью воздействия на глинистые толщи температур более 170°C и давления свыше 850 атмосфер [4], при которых монтмориллонит не может существовать.

Содержащиеся в глинах пакеты смектитовой фазы, превращаясь в иллиты, выделяют кристаллизационную воду, при этом уменьшается объем иллитовых пакетов глинистой породы и возрастает ее пористость, т.е. вблизи границы иллитизации возникает зона разуплотнения глин. Ниже, под действием геостатического давления, иллитовая глина уплотняется до аргиллитов, а поровые воды отжимаются в зону разуплотнения, где возникают сверхвысокие пластовые давления (СВПД). Рост гидростатического давления в этой зоне прекращается с опусканием в область критических параметров вышележащего пласта-коллектора, либо тектонических нарушений, дренирующих обводнившуюся глину. Пластовые давления в глинах резко падают.

Следовательно, процесс иллитизации (гидрослюдизации смектитов) протекает в две стадии. На первой стадии процесса, происходящего в закрытой физико-химической системе, жидкие и газообразные фазы не могут удалиться за ее пределы, отмечается значительный рост поровых давлений, при этом глины не уплотняются. На второй стадии процесса, протекающего, в открытой физико-химической системе, зона повышенных давлений и СВПД дренируется пластами-коллекторами и разломами, водный раствор активно удаляется за пределы глинистых толщ, глины же уплотняются и переходят в аргиллиты.

Минеральный состав реликтовых глин: гидрослюда – 72 %, каолинит – 10 %, хлорит – 8 %. Не исключается, что первичные глины нижнего карбона и нижней и средней юры содержали монтмориллонит или смешаннослойные минералы со смектитовой составляющей, но, как и вся вмещающая толща, под воздействием высоких температур они также подверглись гидрослюдизации. Об этом свидетельствует однотипный с глинами состав вмещающих аргиллитов. Однако реликтовые глины, вследствие изложенных выше причин, в аргиллиты не превратились.

По-нашему мнению, на локальных участках (антиклинальные перегибы пластов и др.) выделяющаяся при гидрослюдизации смектитов межслоевая вода, а также поровая вода, скорее всего, уходила в пласты-коллекторы не полностью и могла образовывать линзы в глинах, еще не затронутых этими процессами. Если линзы ограничивались достаточно надежными водоупорами, то при погружении осадочного комплекса и общей аргиллитизации глинистой толщи башкирского яруса в линзах переход глин в аргиллиты не произошел, т.к. вода трудно сжимаемая жидкость и поэтому предохранила их от данного типа катагенетических трансформаций. Можно предположить, что линзы глин с водой на протяжении длительного времени представляли собой локально сохраняющуюся закрытую физико-химическую систему. При этом на локальных участках – в линзах глин, насыщенных водой – поровое давление вполне могло достигать сверхвысоких значений, необходимых для гидрослюдизации смектитового компонента.

В связи с тем, что описанные процессы сохранения глин при катагенетических преобразованиях имеют место в разновозрастных отложениях, следует уделять им внимание при изучении глинистых толщ. Это позволит переоценить их минерагенический потенциал.

Литература

1. Байков А.А., Талпа Б.В. Реликтовые глины в нижне- среднеюрских аргиллитах Северо-Западного Кавказа // Актуальные проблемы региональной геологии, литологии и минерагении. Ростов-на-Дону: ООО «ЦВВР», 2005. С. 5-14.
2. Геология СССР. Т. 46. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР. Геологическое описание. – М.: Недра, 1970. – 667 с.
3. Рентгеновские методы изучения структуры глинистых минералов. - М. 1965. 253 с.
4. Талпа Б.В. Литология мезозойско-кайнозойских глинистых отложений центральной части Северного Кавказа в связи с прогнозированием глинистого сырья // Дисс. канд. геол.-мин. наук. Ростов-на-Дону: РГУ, 1980. 212 с.

ЭФЕМЕРНЫЕ ТРИОКТАЭДРИЧЕСКИЕ ЖЕЛЕЗИСТЫЕ СМЕКТИТЫ – ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ООЛИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Е.В. Голубовская

ГИН РАН, Москва, golubovskaya@ginras.ru

Слоистые силикаты, смектиты, широко распространены в осадочном чехле. Для некоторых из них характерна эфемерность структуры и быстрые твердофазные трансформации, связанные с малейшими изменениями окружающей обстановки. Поэтому, смектиты представляют большой интерес при проведении стадийных минералогических исследований [4, 7, 13].

Помимо гидроокислов железа основной составной частью керченских «табачных» руд являются слоистые силикаты. В рудах ранее диагностировали шамозит, лептохлорит, феррихлорит, гидроферрихлорит, Fe-Al-бейделлит, аморфизованное алюмокремниевое вещество и различные смешанослойные образования [1, 9, 11, 12, 14].

In situ «табачные» руды имеют темно-зеленый цвет. При соприкосновении с воздухом руды в течение 2-4 часов приобретают бурую окраску, мелкие трещины усыхания. Описанные изменения руд связывают с окислительными процессами.

Помимо гидроокислов, железа основной частью неокисленных «табачных» руд месторождений являются триоктаэдрические смектиты, содержащие в структуре двухвалентное железо, которые очень нестойки и при соприкосновении с воздухом испытывают твердофазное превращение в диоктаэдрические нонтрониты с параллельным образованием оксидов железа. Кроме того, в руде идентифицируется аморфное вещество и незначительное количество хлорита, слюда, кварца. Исследования триоктаэдрического Fe²⁺-содержащего смектита из «табачных» руд показали, что в природном (неокисленном) состоянии в его межслоевых промежутках может находиться наряду с обменными катионами Ca, Na, Mg, определенное количество органического материала [2, 3, 8]. Данные дифракционных исследований

свидетельствуют о том, что при окислении разрушаются органические молекулы в межслоевом пространстве смектита.

Особый интерес в изучении этой группы слоистых силикатов занимает проблема устойчивости двухвалентного железа в структуре минерала и его перехода в трехвалентное состояние в окислительной обстановке. Известно, что слоистые силикаты типа смектита способны обменивать свои катионы на органические соединения. По экспериментальным данным А. Вейсса [15] получено около 9000 органических производных смектита. В том числе комплексы смектита с компонентами живых организмов: аминокислотами, спиртами. Эти силикаты могут поглощать и ароматические углеводороды.

По результатам хромато-масспектрометрического анализа неокисленной пробы «табачной» руды (сохраненной в аргоне) было установлено в их составе наличие углеводородов и их производных, относящихся к нескольким классам: 1) алканам (предельные углеводороды); 2) производным нормальных алканов с разветвленной цепью, в которой вместо водородных атомов стоят углеводородные радикалы; 3) алкенам (непредельные углеводороды); 4) производным алкенов; 5) диеновым углеводородам; 6) ароматическим углеводородам – бензол, толуол; 7) спиртам – этанол; 8) сложным эфирам – этилацетат; 9) альдегидам; 10) кетонам; 11) нитрилам (цианидам); 12) гетероциклическим соединениям. Общее содержание углеводородов и их производных составляет 5,49 мг/кг.

В образце, 24 часа окислявшемся на воздухе, в течение которых окраска образца менялась с черно-зеленой на буровато-коричневую, и происходило твердофазное превращение триоктаэдрического смектита, содержащего органическое вещество в межслоях в диоктаэдрический нонтронит [8], установлено наличие диоксида и дисульфида углерода, а также ароматических углеводородов (бензола и толуола), сложных эфиров (этилацетат) и альдегидов (акролеина). Состав углеводородов и их производных в образце, подвергшемся окислению в течение 7 дней, практически не отличается от предыдущего. В нем обнаружены уксусная кислота и сложный эфир (бутилацетат), но не встречен толуол.

Таким образом, в пробах «табачной» руды Керченских железорудных месторождений «исчезновение» основной массы углеводородов и их производных происходит в процессе окисления породы на воздухе в первые

сутки, т.е. в процессе твердофазных превращений триоктаэдрического Fe^{2+} -содержащего смектита, когда испаряются наиболее летучие углеводороды. Ароматические углеводороды (бензол и толуол) очень устойчивы к действию окислителей, и менее летучи, чем парафины, поэтому присутствуют в породе даже после ее окисления на воздухе в течение 7 дней. Сложные эфиры (этилацетат и бутиацетат) могут образовываться при дегидратации спиртов, а алдегид (акролеин) и уксусная кислота при их окислении.

Особый интерес представляют алкены, идентифицируемые в образце неокисленной пробы – бутен, метилбутен, гептен, октен, додецен. Алкены легко подвергаются действию окислителей. В зависимости от условий окисления могут образовываться различные продукты – диоксид углерода, спирты, кислоты, кетоны [5]. Таким образом, присутствие алкенов в породе указывает на подавленный потенциал кислорода в системе. В то же время, при наличии атомарного водорода или сероводорода из-за своей реакционной способности алкены восстанавливаются или полимеризуются с образованием алканов еще в процессе раннего диагенеза. Однако восстановительных условий, определяющихся преобладанием сероводорода, не наблюдается, так как сульфиды железа в руде отмечены только в единичных случаях.

Следовательно, толчком для реакции окисления Fe^{2+} -содержащего триоктаэдрического смектита и его твердофазного превращения в Fe^{3+} -нонtronит может являться «исчезновение» углеводородов - алкенов. Таким образом, можно предположить, что находясь в интерстициях в руде, а также, по-видимому, в межслоевых промежутках Fe^{2+} -содержащих триоктаэдрических смектитов непредельные углеводороды (алкены) могут являться буфером, ограждающим процесс окисления Fe^{2+} -ионов в структуре минерала в природном состоянии.

Присутствие углеводородов в «табачных» рудах затрагивает ряд вопросов, связанных с их генезисом. По оценке Дж. Ханта [6], уже на стадии диагенеза начинаются некоторые реакции образования легких углеводородов на небольших глубинах. При сбраживании целлюлозы могут образовываться непредельные углеводороды (алкены), значительную роль в их образовании играют микроорганизмы [15]. В то же время, не исключено непрерывное поступление углеводородов, а также соединений (N, S) при разгрузке нефтегазоводных комплексов, так как установлено, что Керченский и

Таманский полуострова относятся к районам с повышенной динамичностью современных тектонических движений, диапиризмом, заметным флюидопереносом [10].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований проект 09-05-00016.

Литература

1. Арбузов В.А., Бобрушкин Л.Г., Литвиненко А.У. и др. Керченский железорудный бассейн. М.: Недра, 1967. - 576 с.
2. Голубовская Е.В. Углеводороды в железных рудах Керченских месторождений // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 4. - С. 437-441.
3. Голубовская Е.В. Фациальные и геохимические особенности железорудного комплекса Керченских месторождений // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 3. С. 259-273.
4. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: Сметтиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 446). 212 с.
5. Потапов В.М., Татаринчик С.Н. Органическая химия. М.: Химия, 1976. - 503 с.
6. Хант Дж. Геохимия и геология нефти и газа. М.: Мир. 1982. 704 с.
7. Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: Геос. 2006. 608 с.
8. Ципурский С.И., Голубовская Е.В. Триоктаэдрические Fe-сметтиты табачных железных руд Керчи // Докл. АН СССР. 1990. № Т. 310. С.1438-1441.
9. Шнюков Е.Ф. Генезис железных руд Азово-Черноморской рудной провинции. Киев: Наук. Думка, 1965. - 196 с.
10. Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С. и др. Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев: Наук. Думка. 1971. - 332 с.
11. Шнюков Е.Ф., Орловский Г.М. Оолиты. Киев: Наук. Думка, 2008. 215 с.
12. Юрк Ю.Ю., Шнюков Е.Ф., Лебедев Ю.С. и др. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. - Симферополь: Крымиздат, 1961. 450 с.
13. Япаскерт О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного пороодо- и рудообразования. Учеб. пособие М.: Эслан. 2008. 356с.
14. Яхонтова Л.К., Андреева Н.Я., Ципурский С.И. и др. Новые данные по минералогии и условиям образования керченских железных руд // Минералог. журн. 1985. Т. 7. № 2. С. 29-43.
15. Weiss A. Organic Derivatives of Mica-type Layer-silicates // Angew. Chem. Internat. Edit., 1963. 2 (3). - P. 134-144.

ПЕРСПЕКТИВЫ БOROHOCHHOCTИ ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

**О.П. Гончаренко¹, Ю.А. Писаренко², Г.А. Московский¹,
С.В. Астаркин¹, Д.А. Шелепов¹**

¹*Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов,
GoncharenkoOP@mail.ru*

²*ФГУП Научно-Исследовательский Институт Геологии и Геофизики, г. Саратов,
pisarenko@nvniigg.san.ru*

Пермское соленакопление в юго-восточной части Русской плиты привело к формированию ритмично построенной соленосной толщи [4]. При этом изменения мощностей каменной соли нижних волгоградской и балыклейской ритмопачек отражали существовавший перед соленакоплением тектоно-седиментационный палеорельеф. В волгоградское время на территории Прикаспийской впадины и её опущенных частях Саратовско-Оренбургского обрамления происходила компенсация палеорельефа отложениями каменной соли. В последующее балыклейское время площадь соленакопления существенно расширилась, захватив обширные территории прибортовых моноклиналей, осложненных палеопрогибами. Наибольших размеров территория соленакопления достигала в луговское время. Начиная с погожского этапа, на фоне начавшейся регрессии, площади соленакопления сокращались и создавались благоприятные условия для концентрирования рапы в прогибах до стадии садки бишофита. Последующее прогрессирующее опреснение вод солеродного бассейна отразилось в постепенном ослаблении калийной седиментации и её прекращения на завершающих этапах соленакопления. По изменению мощности балыклейской ритмопачки в Волгоградской области выделен Приволжский, в северном обрамлении Прикаспийской впадины – Саратовско-Оренбургский прогибы, разделенные Ровенско-Мокроусовской седловиной [4]. Выделенные прогибы унаследовано развивались, постепенно теряя свою морфологическую выраженность и геолого-стратиграфический контроль над калийно-магниевой зональностью. Изучение боратов, связанных с галогенной формацией Предуральского прогиба, Прикаспийской впадины и её обрамления, включающее Приволжскую

моноклиналь (Волгоградское Заволжье), Саратовское обрамление, Оренбургское обрамление впадины, а также Карасальскую моноклиналь, привело к выводу, что наиболее перспективными на борное сырье являются полигалитовые, кизерит-полигалит-галитовые, сильвин-галит-ангидритовые породы [1-3]. Ангидритовые породы, залегающие в подошве или внутри толщи каменной соли с прослоями сильвинитов, также характеризуются высокими содержаниями бора.

Согласно разработанной модели наиболее перспективными на бор интервалами являются снизу вверх балыклейский, луговской, погожский и антиповский интервалы разрезов [2, 4]. Первый, наиболее перспективный на бор стратиграфический интервал отвечает концу волгоградского и балыклейскому времени, когда осаждались бораты в заметных количествах на стадиях садки кизерита и полигалита. Судя по значениям гамма-каротажа (ГК), наиболее высокие концентрации полигалита, иногда с сильвинитом, формировались в бассейнах-спутниках, расположенных в северо-западном обрамлении Приволжского и северного обрамления Саратовско-Оренбургского прогибов, а также в локальных прогибах Ровенско-Мокроусовской седловины. Локальные прогибы выделены и на территории Башкирии. В Оренбургской области и на отдельных площадях Саратовской области в поле распространения прогибов, выполненных отложениями волгоградской свиты, часто в её кровле выявлена полигалитовая зона, к которой приурочена борная минерализация.

Луговское время характеризуется меньшей палеогеоморфологической выраженностью рельефа, следовательно, и меньшей изменчивостью мощности кровельного полигалита, а соответственно и содержанием боратов. Наиболее широко полигалитовый пласт с высокими концентрациями полигалита (от 55 до 75 %) распространен в Саратовской области в пределах локальных прогибов балыклейского возраста на Ровенско-Мокроусовской седловине.

В погожское время в Приволжском прогибе и Ровенско-Мокроусовской седловине повышенное содержание бора связано с карналлит-сильвинитовыми породами, подстилающими и перекрывающими бишофитовый пласт. Исходя из анализа их мощности, перспективными на бор являются склоновые части прогибов, где мощности бишофита сокращены или он отсутствует. Наиболее интересны в этом плане западная часть Саратовско-Оренбургского прогиба, где

распространены карналлит-сильвинитовые породы без бишофита и восточная его часть с сильвинитовой минерализацией. Обе зоны перспективны на бор в силу высокой стадии сгущения морских растворов и одновременного привноса высокосульфатных поверхностных вод в бассейн седиментации [1, 2]. В Оренбургской области перспективны прогибы, расположенные рядом с палео-Уралом, откуда осуществлялся привнос вод, обогащенных бором за счет денудации пород серпентинитового состава [2].

В антиповское время на завершающих стадиях седиментации только в Приволжском прогибе формировались породы бишофит-карналлит-сильвинитового состава с прослоями глинистых минералов гидрослюдистого типа. Как и в погожское время, наибольшие перспективы следует связывать со склоновыми частями Приволжского прогиба.

На территории Прикаспийской впадины седиментационное строение соленосной толщи в значительной мере искажено процессами пластического течения пород, что в значительной мере осложняет проведение ее ритмостратиграфического расчленения и отождествление с разрезами обрамления впадины. Удалось сопоставить отдельные разрезы Южно-Плодовитенской, Сарписко–Тингутинской, Есауловской, Демидовской, Ерусланской, Южно-Дьяковской, Эльтонской и других площадей солянокупольной части Прикаспийской впадины с разрезами ее обрамления [3-5]. Установлено, что на территории последней вдоль Приволжского и Саратовско-Оренбургского прогибов по данным бурения выделяются несколько полей распространения калийных и магниевых солей. В волгоградском секторе впадины выделяется Волгоградское поле с карналлит-сильвинит-бишофитовым парагенезом пород, отвечающему балыклейскому, луговскому, погожскому и антиповскому периодам соленакопления. Подобный парагенезис встречается на Краснокутско-Карпенском участке, на Озинской площади и Челкар-Индерской зоне. Причем бишофитовая составляющая в данном парагенезисе в восточном направлении, как и во внешнем обрамлении, уменьшается. Выделяемые в разрезе глинистые пласты могут быть обогащены бором.

В обрамлении Прикаспийской впадины практический интерес на бор представляют балыклейские полигалиты и сильвиниты, распространенные в

локальных прогибах-спутниках Приволжского и Саратовско-Оренбургского прогибов. Сами прогибы характеризуются более низкими концентрациями полигалита. В Приволжском прогибе и локальных прогибах Ровенско-Мокроусовской седловины наиболее перспективны на борное сырье погожские карналлит-сильвинитовые породы, распространенные на склонах прогибов, в осевой части которых преобладает бишофит. В антиповское время бишофит-карналлит-сильвинитовый парагенез формировался только в Приволжском прогибе. Карналлит-сильвинитовые породы тяготеют к склоновым частям прогиба, которые перспективны на борное сырье.

На территории Прикаспийской впадины бороносность присуща выделенным калиеносным полям: Волгоградскому, Краснокутско-Карпенскому, Озинскому и Челкар-Индерскому, в пределах которых отмечается повышенное содержание борных минералов в соленосной толще.

Литература

1. *Валяшко М.Г.* Генезис и поиски отложений боратов, связанных с месторождениями морских солей // Советская геология. 1969. № 6. С. 88 – 100.
2. *Гончаренко О.П.* Бороносность пермской галогенной формации Прикаспийской впадины. Саратов: Изд-во СГУ, 2005. 95 с.
3. *Диаров М.Д., Диарова Р.А., Сериков Ф.Т.* Бороносность и калиеносность пород галогенной формации Прикаспийской впадины. Алматы: ЭВЕРО, 2006. 123 с.
4. *Писаренко Ю.А., Гончаренко О.П., Писаренко В.Ю., Киреев О.С.* Пермский этап соленакопления на территории Прикаспийская впадины // Недра Поволжья и Прикаспия. 2010. В. 64. С. 18- 29.
5. *Тихвинский И.Н.* Стратиграфия и калиеносные горизонты кунгура Прикаспийской синеклизы // Советская геология. 1974. № 5. С. 44- 54.

СЕЗОННЫЕ И МЕЖГОДОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ РАБОТЫ МАРГИНАЛЬНОГО ФИЛЬТРА СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ, БАССЕЙН БЕЛОГО МОРЯ

В.В. Гордеев, В.П. Шевченко

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, gordeev@ocean.ru, vshevch@ocean.ru

Речной сток рассматривался и рассматривается в настоящее время как важнейший источник поступления осадочного материала в моря и океаны. Особое внимание изучению речного стока с этих позиций уделял классик отечественной литологии академик Н.М. Страхов [3].

С 2000-го года по настоящее время выполнено более 30-ти экспедиций в бассейн и водосбор Белого моря в рамках программы «Система Белого моря», возглавляемой академиком А.П. Лисицыным [2]. Цель данной работы дать обобщение полученных в этих экспедициях материалов по геохимии воды и взвеси и потоков осадочного материала в море.

Обзор поведения растворенного органического углерода (РОУ) в зонах смешения речных и морских вод показал [1], что типичным является консервативный тип. Так ведет себя РОУ в маргинальных фильтрах (МФ) рек Российской Арктики – Оби и Енисея [4], Лены [5], и многих других рек. Даи и Мартин [4] показали, что «истинно растворенный» и коллоидный $C_{орг}$ меняются с ростом солености в противофазе, в результате чего РОУ, являющийся суммой этих двух фракций, оказывается консервативным.

Несмотря на большое число экспедиций в Белое море, данных о поведении РОУ в МФ Северной Двины сравнительно немного. В мае 2006 г. поведение РОУ оказалось квазиконсервативным. В июне 2003 г. распределение РОУ было консервативным. При этом все фигуративные точки разбились на две группы – одна с фоновыми концентрациями РОУ, другая с антропогенно загрязненными (РОУ до 70-75 мг/л).

Поведение растворенного железа в МФ Северной Двины в разные годы и сезоны мало отличается от поведения его в других реках Мира – концентрации экспоненциально снижаются с ростом солености, т. е. оно всегда

неконсервативно. Уже на начальных стадиях смешения вод начинается переход (флоккуляция) растворенного железа, а, точнее, главным образом его коллоидной фракции в ассоциации с коллоидной фракцией РОУ и этот процесс продолжается и с увеличением солености, постепенно затухая при солености более 15–20 ‰. При этом происходит захват ряда микроэлементов, для которых аморфные Fe-органические флокулы являются важным носителем.

Полученные в экспедициях по программе «Система Белого моря» оценки потерь $Fe_{\text{раств.}}$ в МФ Северной Двины оказались разными в разные сезоны. Так в период зимней межени потери составляют около $\frac{1}{4}$ от исходного потока, в период весеннего половодья потери заметно увеличиваются – до 70-87%, в конце лета и осенью (октябрь) они снижаются до 60-65%.

Такие потери вполне ожидаемы. В зимний период подавлены биогеохимические процессы и минимальна доля коллоидной формы железа. Тем не менее, к консервативному типу поведение $Fe_{\text{раств.}}$ нельзя отнести даже в зимний период. Весной на пике половодья роль коллоидов становится наибольшей в течение года [6], что в результате приводит к высоким потерям этого металла в зоне смешения речных и морских вод. Осенью активность всех процессов снижается, становятся меньше и потери $Fe_{\text{раств.}}$, хотя их уровень остается достаточно высоким ($\geq 60\%$).

Для растворенного Mn типичным в МФ Северной Двины было неконсервативное поведение с повышением концентрации на ранних стадиях смешения пресных и соленых вод за счет десорбции со взвеси с последующим линейным снижением в сторону моря, тогда как для других микроэлементов, таких как Cu, Zn, Ni, имел место консервативный тип распределения.

Богатые материалы были получены по распределению взвеси в зависимости от солености в МФ реки (таблица). Чаще всего наблюдали типичное для эстуарных зон поведение взвешенного вещества, когда концентрация взвеси экспоненциально снижается с ростом солености за счет ускоренного выпадения частиц взвеси из водной толщи на дно. Но в 3-х случаях зависимости взвеси от солености оказались нетипичными с

максимумами на промежуточных соленостях. В докладе делаются попытки дать объяснение подобному распределению взвеси. Располагая данными по месячному распределению твердого стока реки в течение года и учитывая полученные оценки потерь взвеси в разные сезоны года, мы имеем возможность подсчитать величину так называемого чистого твердого стока, т.е. того стока, который реально поступает в открытые воды моря.

Оценки показывают, что из общего твердого стока Северной Двины – 811 тыс. т/г (по нашей оценке) в зоне МФ задерживается около 190 тыс. т, остальные 621 тыс. т и составляют чистый сток в море (общие потери за год равны 23 %, что в несколько раз меньше потерь в эстуариях крупных рек Мира – 80–95 %).

Таблица

Зависимость взвешенного вещества от солености и его потери в зоне МФ Северной Двины в разные годы и сезоны года

Экспедиция, месяц и год	Концентрация взвеси при S=0 (мкг/л)		Потери взвеси в МФ, %
	фактическая	эффективная	
«Акванавт-2», X 2001	4,5	20,0	–
«Акванавт-2», VI 2003	11,0	4,0	63,6
Сухопутная, V 2005	2,0	8,0	–
Сухопутная, II 2006	8,5	3,8	55,3
«Акванавт-2», V 2006	10,0	2,1	79,0
«ПШ»-80, VIII 2006	4,5	8,0	–
«И.Петров», VI 2008	8,7	3,3	62,0

Что касается взвешенных форм элементов, то многочисленные факты свидетельствуют о том, что выраженные в единицах массы на единицу объема воды концентрации элементов почти полностью повторяют распределение взвешенного вещества, что позволяет оценивать их потери в зоне МФ также как потери самой взвеси.

Таким образом, такие интегральные параметры геохимического поведения растворенных и взвешенных веществ, как их потери в зоне МФ Северной Двины, показывают, что некоторые характерные особенности

бассейна Северной Двины и всего Белого моря (высокая увлажненность, очень низкая мутность речных вод, высокое содержание в них органического вещества, не столь высокая биологическая активность как в эстуариях других климатических зон и т.д.) являются, вероятнее всего, причинами менее активного воздействия седиментационных и биогеохимических процессов на речное осадочное вещество, что и приводит к существенно более низким потерям, чем в эстуариях рек умеренной и тропической климатических зон.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программ 20 и 21 фундаментальных исследований Президиума РАН (проект «Системные исследования морей Европейской части России»), Отделения наук о Земле РАН (проект «Наночастицы ...») и гранта поддержки ведущих научных школ НШ-3714.2010.5. Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за поддержку и ценные советы и коллегам, помогавшим в полевых и лабораторных исследованиях.

Литература

1. Гордеев В.В. Система река-море и ее роль в геохимии океана. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. д.г-м.н., ИО РАН, Москва, 2009. 35 с.
2. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Немировская И.А., Ключиткин А.А., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Новичкова Е.А., Политова Н.В., Филиппов А.С. Развитие четырехмерной океанологии и создание фундаментальных основ комплексного мониторинга экосистем (на примере Белого моря) // В кн.: Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей. С.М.Шаповалов – отв.ред. М., Научный мир. 2010. С. 559-597.
3. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. В 3-х томах. Изд. АН СССР. 1961–1963.
4. Cauwet G., Sidorov I. The biogeochemistry of Lena River: organic carbon and nutrient distribution // Marine Chemistry. 1996. V.53. P. 211-227.
5. Dai M., Martin J.-M. First data on the trace metal level and behavior in two Arctic river/estuarine systems: Ob and Yenisey and the adjacent Kara Sea, Russia.// Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 131. P. 127-141.
6. Pokrovsky O.S., Viers J., Shirokova L.S., Shevchenko V.P., Filippov A.S., Dupre B. Dissolved, suspended and colloidal fluxes of organic carbon, major and trace elements in the Severnaya Dvina River and its tributary // Chem. Geol. 2010. Vol. 273. P. 136-149.

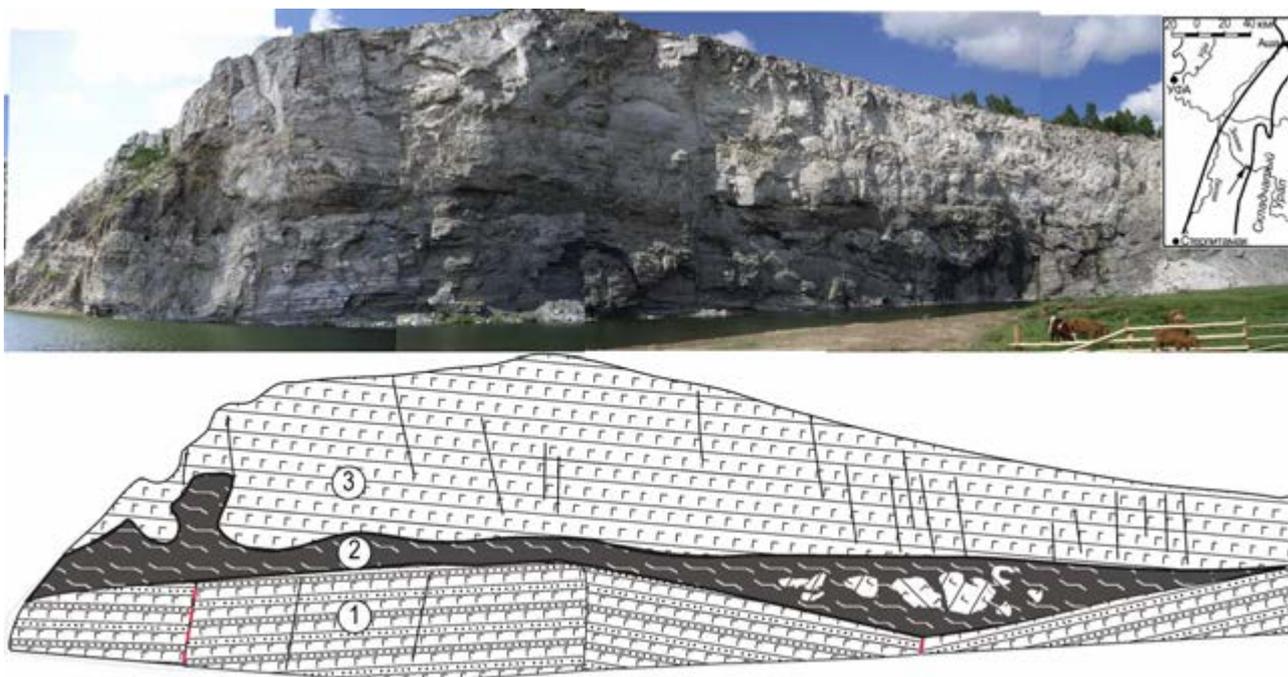
ЭПИГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОБИЛИЗАЦИЯ ВЕЩЕСТВА В ТЕРРИГЕННО-ЭВАПОРИТОВОМ РАЗРЕЗЕ КУНГУРА (ВОСТОЧНЫЙ БОРТ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА)

В.М. Горожанин, Е.Н. Горожанина

Институт геологии УНЦ РАН, г.Уфа; gorozhanin@ufaras.ru

Разрез кунгурских отложений на правом берегу р. Зилим в районе дер. Акташево находится в восточном борту Предуральяского прогиба, в зоне примыкания его к передовым складкам Башкирского антиклинория. Крупные размеры этого обнажения (высота около 100 м, протяженность более 500 м) и уникальная для условий прогиба обнаженность дает возможность изучить литологические особенности и определить характер тектонических деформаций. Структурно-тектонически разрез расположен между Архлатышской и Саитбабинской антиклинальными складками, приуроченными к взбросо-надвику прибортовой зоны.

Разрез состоит из двух субгоризонтально залегающих толщ: нижней терригенно-гипсовой (30-50 м), и верхней – гипсовой (50-60 м), разделенных гипсово-глинистой брекчией со следами субгоризонтального течения (рис. 1).



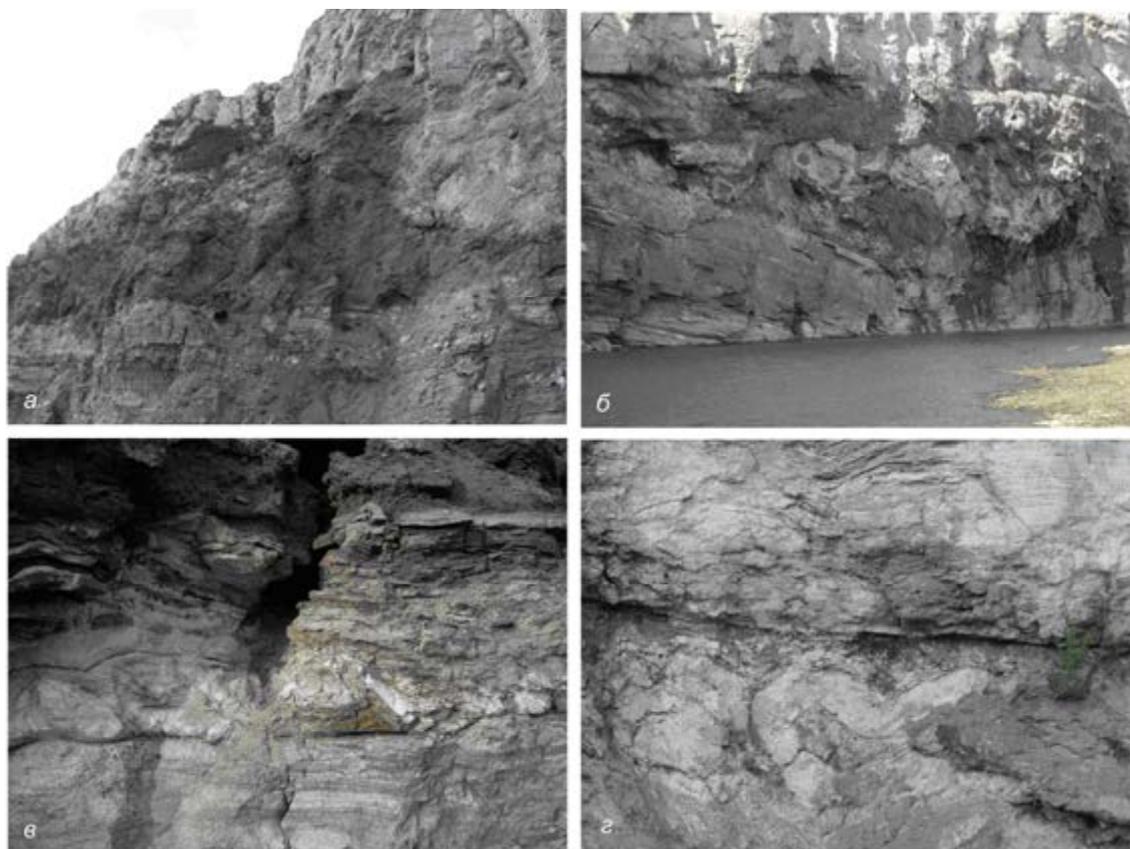
*Рис. 1. Общий вид и строение разреза Акташево, рисунок по фотографии:
1-сульфатная толща, 2- глинистая толща с брекчией, 3- сульфатная толща
Положение разреза на схеме Предуральяского прогиба отмечено стрелкой*

Эта зона сложена пластичной черной глиной с включениями гигантокристаллического гипса и деформированных прослоев гипсовых пород, закрученных в «рулеты». Мощность его непостоянна – от первых сантиметров до 10-12 м с максимальным раздувом мощности над тектоническим нарушением в нижней толще.

Литологические признаки условий осадконакопления нижней толщи: тонкая горизонтальная и косая слоистость, мелкие промоины с обломочным гипсом, локально развитая градационная сортировка, наряду с обилием кластического уральского материала, указывает на обстановку эвапоритовой прибрежной замкнутой впадины (себхи) с терригенным привносом. Верхняя толща (40-50 м) сложена массивным микрозернистым гипсом петельчатой текстуры.

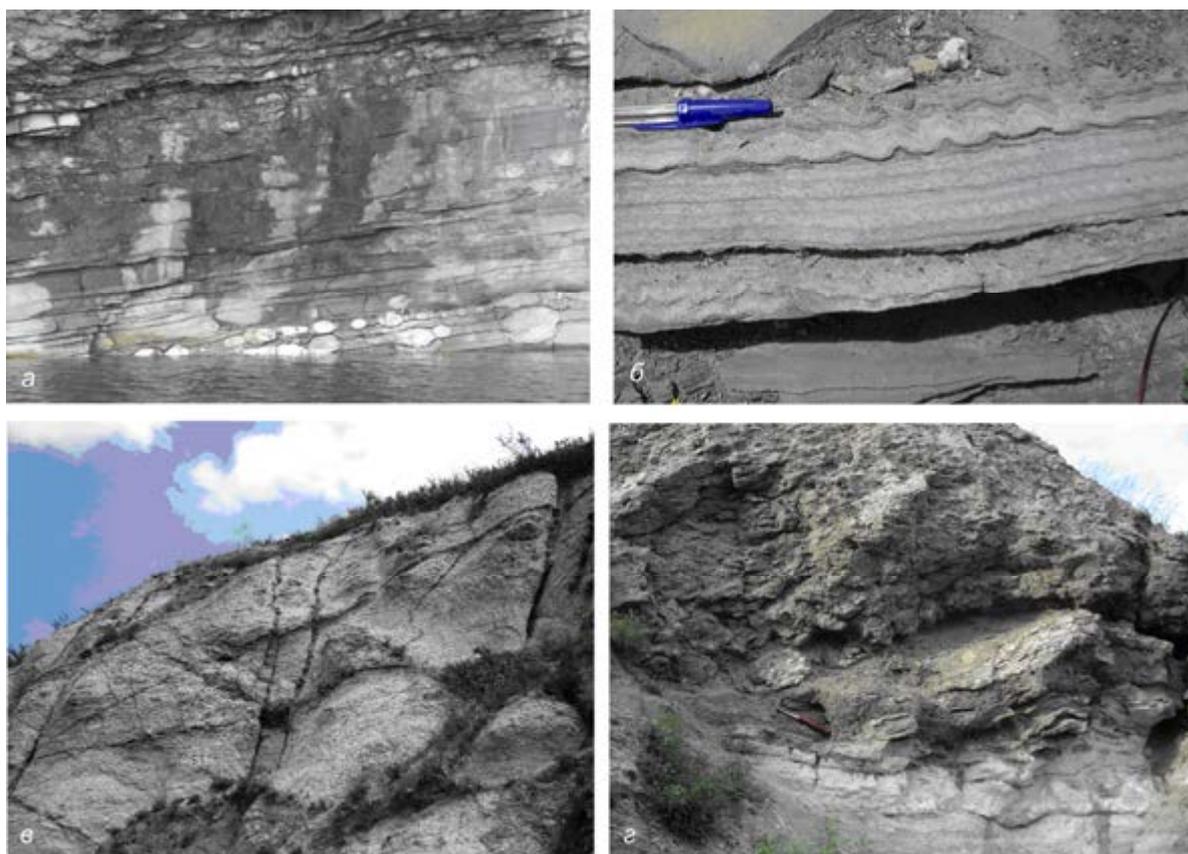
Первичное строение толщи, вероятно, было не двух-, а трехчленным. Промежуточный слой представлен сульфатно-глинистой толщей, возможно содержащей галит. При тектонических деформациях по этому слою произошел срыв двух толщ – нижней песчано-гипсовой и верхней гипсовой. Деформированные рулеты сульфатных пород в глине свидетельствуют о пластичном выдавливании материала в области с меньшим литостатическим давлением (разломные зоны). Трещины в верхней толще ориентированные в двух направлениях, выполнены крупными кристаллами гипса. По одной из трещин в западной части разреза наблюдается диапировидное внедрение черной глинистой массы с кристаллами гипса. Оно вытянуто субвертикально, имеет бесформенные очертания и вероятно является зарождающимся сульфатно-глиняным диапиром, связанным с нагнетанием глинисто-сульфатной массы (рис. 2). В восточной части разреза наблюдается «выдавливание» этой же массы, направленное вниз, и заполнение пространства над тектоническим нарушением в нижней сульфатно-терригенной толще. Эти взаимоотношения указывают на одновременность процессов пластического течения и тектонического «взламывания». Признаки внутрислойного пластического течения вещества наблюдаются и в нижней сульфатно-

терригенной толще. Оно выражено в образовании довольно крупных, до 0,5-0,7 м ангидритовых «нодулей» - овально-сферических «конкреций», ярко выделяющихся белым цветом на темно-сером фоне основной массы пород (рис. 3). Они сложены сульфатом, который в результате перекристаллизации очистился от черного пигмента органического вещества. В окружающих породах вокруг таких нодулей наблюдается характерная внутрислойная плейчатость, известная также как «энтеролитовая складчатость», затухающая при удалении от нодуля. Вокруг небольших (0,2-0,3 м) нодулей энтеролитовая складчатость видна на расстоянии 2-3 м, вокруг более крупных (0,5-0,7 м) – прослеживается на расстоянии до 15 м.



*Рис.2. Структуры тектонического воздействия в разрезе «Акташево»
а – диапировая структура гипсово-глиняной брекчии (темно-серое) среди гипсов верхней толщи; б – «воронкообразная» линза тектонического скучивания над разрывным нарушением, выполненная гипсово-глинистой брекчией с крупными глыбами светлых гипсов; в – будинированный слой гипса на контакте нижней гипсово-терригенной толщи и гипсово-глиняной брекчии; г – пластические деформации прослоя гипса в глинистой брекчии*

В расположении вторичных нодулей и связанных с ними внутрислойных энтеролитовых складок наблюдается приуроченность к слоям с наклонным залеганием пород вследствие тектонического нарушения. Вероятно, тектонические подвижки инициировали внутрислойное перераспределением сульфатного вещества, которое переносилось внутри слоя к месту образования вторичного нодуля.



*Рис. 3. Эпигенетические структуры пород кунгурской толщи в разрезе «Акташево»
а – нодули перекристаллизованного гипса в нижней гипсово-терригенной толще; в- внутрислойные энтеролитовые складки в гипсах в обрамлении вторичных нодулей; г- гигантокристаллический гипс, выполняющий трещины кливажа в верхней гипсовой толще; д – гипсово-глиняная брекчия (темное), слагающая микродиапир, промежуточная толща*

Выводы. В терригенно-эвапоритовой толще кунгура разреза Акташево наряду с первичными седиментационными литологическими признаками хорошо проявлены процессы эпигенетической мобилизации вещества в результате блоковых тектонических подвижек. Время их неопределенно. Обычно, активизацию тектонических движений связывают с позднепалеозойской коллизией. Характер деформаций и эпигенетические преобразования пород более указывают на их связь с неотектонической активизацией Уральского орогена.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ВЕРЕЙСКОЕ ВРЕМЯ (СРЕДНИЙ КАРБОН) НА ЮГО-ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Е.Н.Горожанина¹, В.Н.Пазухин², Е.А.Крылова²

¹Институт геологии УНЦ РАН, gorozhanin@anrb.ru

²ООО «БашНИПИнефть», г. Уфа, pazukhin@mail.ru

Верейский горизонт (назван по г. Верея) выделен в основании московского яруса среднего карбона. На юго-востоке Русской плиты горизонт сложен мелководно-морскими терригенными и терригенно-карбонатными осадками, залегающими, часто с размывом на карбонатных толщах башкирского яруса среднего карбона и перекрывается карбонатами каширского горизонта. Пласт терригенных осадков, залегающий среди известняков в основании верейского горизонта, четко проявлен на каротажных кривых. В нижней части верейского подъяруса выделяется «двурогий верейский репер». Он характеризуется повышенными значениями КС, отрицательными ПС, низкими ГК и, часто, НГК [1]. На сейсмических профилях в кровле верейского подъяруса прослеживается опорный отражающий горизонт «В». В юго-восточных районах платформы, где верейский горизонт сложен карбонатными осадками, этот репер может отсутствовать.

В верейском горизонте выявлены нефтяные и газовые залежи на месторождениях в северо-западной Башкирии (Ташлы, Серафимовка, Шкапово и др.). Коллекторы верейского горизонта представлены пористыми алевритистыми известняками, разделенными пачками более плотных глинистых известняков. В платформенной части Башкирии верейский горизонт имеет терригенно-карбонатный состав. В северо-западной части он сложен мелководно-морскими глинистыми и алевритистыми известняками с прослоями аргиллитов и песчаников, в северных разрезах в основании горизонта встречаются прослой известняковых конгломератов. К юго-востоку мощность горизонта увеличивается до 180 м за счет увеличения мощности прослоев карбонатных пород. В Бельской впадине Предуралья преимущественно развиты известняки. В Юрюзано-Айской впадине распространены терригенные породы, преимущественно аргиллиты [6].

Возрастной объем верейского подъяруса является дискуссионным [4]. В нижней части встречен комплекс зоны *Declinognathodus donetzianus*, по появлению которого предлагается проведение нижней границы московского яруса. Основание зоны почти совпадает с первым появлением *Aljutovella aljutovica*. Зона установлена в скважинах Аркаульская 6 (инт.1250,5-1256 м) и 8 (1315-1316,5 м), Лисовская 403 (1070-1078 м), Новоурнякская 50 (1007-1012 м). Вблизи с основанием зоны появляются *Idiognathoides ouachitensis* Harlton, *Neognathodus sp.1*. Важные транзитные виды – *Adetognathus lautus* (Gun.), *Declinognathodus marginodosus* (Grays.), *Idiognathodus aljutovens* Al.et al., *I.sinuosus* Ell. et Grav., *Idiognathoides corrugatus* Har.et Hol., *Id.lanei* Nem., *Id.sinuatus* Har. et Holl., *Id.sulcatus sulcatus* Hig. et Bouck., *Id.sulcatus parvus* Hig.et Bouck., *Id.tuberculatus* Nem., *Neognathodus atokaensis* Grays., *Hindeodus minutus* (Ell.) и др. В скв. 6 Аркаульская ниже уровня с видом-индексом, в инт. 1250,5-1256 м, встречены *Declinognathodus marginodosus* (Grayson), *Idiognathodus aljutovens* Al.et al., *Idiognathodus spp.*, *Idiognathoides ouachitensis* Harlton, а в инт. 1256-1262 м – наряду с транзитным комплексом впервые на этом уровне встречена *Gondolella donbassica* Kos.

Верхняя часть подъяруса в большинстве изученных скважин охарактеризована индифферентным комплексом. В скв. 603 Саитовская (инт. 993-998 м; подъярус отбивается на гл. 960-1012,5 м) определены *Declinognathodus marginodosus* (Grays.), *Idiognathodus aljutovens* Al. et al., *I. cf. delicatus* Gun., *I.aff.volgensis* Al. et al., *Neognathodus atokaensis* Grays., *N. spp.*, *Streptognathodus cf. suberectus* Dunn, *Str. cf. transitivus* Kos., *Hindeodus minutus* (Ell.). Комплекс условно можно отнести к зоне *Streptognathodus transitivus*.

Фации верейского горизонта в слоях с видом-индексом изучены нами по скважинам. В скважине Лисовская 403 известняки мелководные водорослевые пелитоморфно- сгустковые. В скважине Аркаульская 6 верейский горизонт в основании сложен относительно глубоководными осадками шельфа - микрозернистыми спикюловыми известняками (мад-вакстоунами) с прослоями аргиллитов. Отложения залегают на мелководных пелоидных известняках башкирского яруса (вакстоунах с кальциферами). На Башкирском своде скважиной Саитовская 603 в средней-верхней части горизонта вскрыты

мелководно-шельфовые фации биокластовых и водорослевых известняков с прослоями фузулинидовых грейнстоунов.

Западнее, на Усть-Айской площади (Рустамовский участок), на тонкослоистых известняках, отнесенных к башкирскому ярусу, залегает толща (84 м) слоистых органогенно-обломочных известняков верейского горизонта. В составе горизонта наблюдаются прослои черных алевритистых мергелей. В верхней части горизонта известняки комковато-сгустковые водорослевые (с унгдареллами и березеллами) с прослоями фораминиферовых. В основании горизонта отмечаются прослои известковистых песчаников и черных слюдистых аргиллитов. Мощность карбонатно-терригенной пачки составляет 12 м. В прослоях микритовых окремненных известняков отмечаются оранжево-бурые реликты планктонных водорослей тасманитесов. Отложения каширского горизонта (67м), представлены фузулинидовыми известняками (грейнстоунами) с редкими прослоями кварцевых алевролитов и аргиллитов [2].

В Оренбургской области, на Соль-Илецком своде, верейский горизонт сложен мелководно-шельфовыми известняками, залегающими на прикамском горизонте башкирского яруса [3]. В скважине 1 ВМС в инт.1940,41-1954,37 м определены конодонты – *Declinognathodus marginodosus* (Grayson), *Diplognathodus coloradoensis* (Mur.et Chron.), *Dip.ellesmerensis* Bender, *Idiognathoides corrugatus* (Har.et Hol.), *Id. ouachitensis* Harlt., *Id. sinuatus* (Har.et Hol.), *Id. sulcatus sulcatus* Hig.et Bouck., *Idiognathodus cf. aljutovens* Al., Barsk.et Kon., *Idiognathoides ouachitensis* Harlton, *Neognathodus aff.atokaensis* Grayson, *N.aff.tsnensis* Al.et Ger. В известняках отмечается примесь зерен кварца и зерна глауконита. Восточнее, в Оренбургском Приуралье (в депрессионной зоне Предуральского прогиба) подъярус палеонтологически обоснован в скв. 161 Кзылобинская, залегает на прикамском горизонте башкирского яруса и сложен мелководно-шельфовыми известняками с фораминиферами, мшанками, пеллециподами, криноидеями и конодонтами: *Declinognathodus donetzi* Nem., *D. marginodosus* (Grayson), *Idiognathodus aljutovens* Al.et al., *I. praedelicatus* Nem., *Idiognathoides lanei* Nem., *Id. ouachitensis* Harlton, *Id. sinuatus* Har.et Holl., *Id. tuberculatus* Nem., *Neognathodus* sp. 2, *Neognathodus* sp., *Hindeodus minutus* (El.). Мощность неполная (3м) из-за размыва верхней части подъяруса [5].

На западном склоне Южного Урала, в Зилимо-Зиганском районе Западно-Уральской зоны в разрезах рек Басу, Аскын, Зилим (Уклы-Кая), Белая (Серять) верейский горизонт согласно залегает на асатауском (мелекесском) горизонте верхнебашкирского подъяруса, представленного фациями постепенного углубляющегося шельфа [8]. Подъярус сложен известняками глубоководной зоны шельфа, пелитоморфными и зернистыми, прослоями органогенно-детритовыми (Басу), участками с конкрециями, линзами и послоями кремней и глинистых известняков (Аскын). Мощность варьирует от 36 м (Зилим) до 60 м (Аскын). В разрезе Басу вскрыто— 29,6 м [7]. Характер фаций указывает на углубление шельфа в краевой зоне платформы, связанное с надвиганием Уральского орогена. На юго-востоке, в Зилаирском синклинии, в это время накапливались толщи карбонатно-терригенных турбидитов кугарчинской свиты. Особенностью западно-уральских разрезов является перекрытие глубоководно-шельфовых фаций верейского горизонта депрессионными осадками верхнемосковского подъяруса и верхнего карбона, показывающее углубление шельфа в конце московского века и в течение всего позднего карбона. В платформенной части верхнемосковские отложения представлены фациями мелководного шельфа.

Выводы. Верейский трансгрессивный цикл терригенной седиментации проявился практически во всех разрезах ЮВ части ВЕП. Глубина предверейского размыва уменьшается к юго-востоку и востоку, в том же направлении увеличивается карбонатность отложений. Поступление терригенного материала в область карбонатного шельфа в платформенной части Башкирии происходило преимущественно с северо-запада, что может быть связано с тектонической активизацией континентальной части ВЕП. В это же время на ее восточной окраине отмечается усиление деформаций края платформы, вызванной Уральской коллизией в среднем карбоне. В центральной части Бельской впадины и на Западном Урале формируются глубоководно-шельфовые осадки, сменяющиеся к востоку карбонатно-терригенными турбидитами (кугарчинская свита Зилаирского прогиба). Зоны терригенной платформенной седиментации и турбидитовых фаций на юго-востоке платформы разделены участком карбонатонакопления. Непрерывная осадочная последовательность карбонатных отложений на границе башкирского и московского яруса наблюдается в разрезах Башкирского и Оренбургского

Приуралья и Западного Урала. Она подтверждается непрерывной эволюционной фаунистической последовательностью.

Литература:

1. *Архипова В.В., Козлова О.В.* Палеонтологическое обоснование каротажных реперов московского яруса по фораминиферам. Геология и разработка нефтяных месторождений Башкортостана. Сборник науч.тр. Уфа: Башнипинефть, вып.99. 1999. С. 29-34.
2. *Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Пазухин В.Н., Барыкин И.В., Шакуров Р.К.* Литофациальный состав отложений верхнего девона и нижнего-среднего карбона, вскрытых скважинами на Рустамовской площади (северо-восток Башкирии) / Геология и нефтегазоносность севера северных районов Урало-Поволжья. / Сб. науч.тр. к 100-летию со дня рожд. П.А. Софроницкого. Изд-во Перм. гос. ун-та, Пермь, 2010. С. 35-37.
3. *Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Горева Н.В., Исакова Т.Н., Степанова Т.И., Кучева Н.А., Панфилова В.Б., Никулина О.П., Крылова Е.А.* Корреляция пограничных отложений башкирского и московского ярусов Урала и Русской платформы // Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ: материалы Второй Всероссийской научной конференции, посвященной 175-летию со дня рождения Н.А.Головкинского (27-30 сентября 2009 г.). Казань, 2009. С. 137-140.
4. *Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В. и др.* Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Том 2. Палеонтологическая характеристика. М.: Научный мир. 2001. 328 с.
5. *Пазухин В.Н.* Среднекаменноугольные комплексы конодонтов Башкирского Приуралья // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография. Материалы Всероссийской конференции. Казань: КГУ. 2007. С.243-246.
6. *Сюндюков А.З.* Литология, фации и нефтегазоносность карбонатных отложений западной Башкирии. М.: Наука. 1975. 174 с.
7. *Kulagina E.I., Pazukhin V.N., Davydov V.I.* Pennsylvanian biostratigraphy of the Basu River section with emphasis on the Bashkirian-Moscovian transition // Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы: Материалы Международного полевого совещания «Стратотипические разрезы, предлагаемые и потенциальные ТГСГ карбона в России». Южноуральская сессия. Уфа-Сибай, 13-18 августа, 2009. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. С. 42-63.
8. *Proust J.N., Chuvashov B.I., Vennin E., Boisseau T.* Carbonate platform drowning in a foreland setting: the Mid-Carboniferous platform in the Western Urals (Russia) // Jour. Sedimentary Research, 1998. V. 68. N 6. P. 1175-1188.

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА В НЕАРХЕЙСКОЙ ИСТОРИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

В.Я. Горьковец¹, М.Б. Раевская¹

¹ *Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, gorkovets@krc.karelia.ru*

Среди изученных ареалов развития осадочных и вулканогенных-осадочных докембрийских комплексов Фенноскандинавского щита (ФСЩ) не установлено ни одного, в котором бы сохранились в полном объеме разрезы осадочных толщ. Чаще всего литогенетические исследования проводятся на сокращенных разрезах в разобщенных геологических структурах. Одной из главнейших особенностей ФСЩ является общая тенденция к продолжительным колебательным движениям, многократная смена длительных этапов аккумулятивных процессов и процессов сводового воздымания.

Опыт изучения докембрийских, особенно осадочных серий архея, интенсивно преобразованных метаморфическими (от зеленосланцевой до гранулитовой фаций), метасоматическими процессами и мигматизацией дает основание обнаружить признаки первичного состава и структурно-текстурных особенностей.

Особенности размещения геологических комплексов архея ФСЩ, зональность распространения фациальных и литогенетических типов вулканогенно-осадочных метаморфизованных образований, формационная, металлогеническая зональность, изотопно-геохимическое датирование и геофизические данные убедительно свидетельствуют, что развитие архейской подвижной зоны происходило над восходящими мантийными диапирами. Позднеархейские зеленокаменные пояса представляют собой останцы (реликты) архейского палеобассейна и служат поверхностным выражением проекцией термальных диапиров, зародившихся на границе ядра и мантии.

На основе геологических исследований, подтвержденных материалами космических съемок, в пределах Карельского кратона выделяется кольцевая структура диаметром около 500 км, сложенная по периферии неархейскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами, т. е. эшелонированными зеленокаменными поясами, представляющими собой реликты краевой части крупного мантийного диапира, развивающегося в тектонофизической обстановке «жесточного штампа» [1]. Центральная часть

этого крупного диапира представлена гранит-зеленокаменной областью, сложенной неоархейскими зеленокаменными и белокаменными поясами, содержащими неоархейские метатерригенные флишевые осадки с хемогенно-осадочными железисто-кремнистыми.

В восточной и центральной части Карельского кратона в современном эрозионном срезе с региональной положительной гравиметрической аномалией выделяется магнитный Вокнаволоцкий и немагнитные Выгозерский блок и Беломорский геоблок, отличающиеся вещественным составом и магнитными свойствами одинаковых парагенезисов минералов. Блоки представлены деформированными гранулитовыми комплексами с изотопными датировками 3,5 млрд. лет [6,7].

При литологических и стратиграфических исследованиях в качестве границы палеоархейских саамских и неоархейских лопийских комплексов наблюдается в коренных выходах Костомукшской, Лехтинской и Кухмо-Суомуссалми структур, представленных базальной терригенной толщей.

Литологические особенности терригенных пород свидетельствуют об их формировании в условиях компенсированного циклического осадконакопления мелководного бассейна. Аренитовый характер осадков, представленных аркозовыми песчаниками, свидетельствует о большой скорости транспортировки обломочного материала из прилегающих областей континентального выветривания палеоархейских блоков. Мощность базальных толщ до 1000 м.

Характер формирования базальных терригенных лопийских толщ свидетельствует о поднятии палеоархейских блоков, а зоны сочленения Вокнаволоцкого блока несут признаки глубинных разломов [2,4], а Беломорского геоблока – характер соотношения как чехла и фундамента. Такие глубинные разломные зоны являлись проводниками магматических расплавов коматиит-базальтового и, реже, риодацитового состава.

С завершением этапа образования ареалов лопийского вулканоплутонизма произошла инверсия тектонического режима подъема территории, формирование кор химического выветривания и образование ритмично-слоистых песчано-глинистых флишевых толщ в ассоциации с железисто-кремнистыми осадками [3].

Вместе с постоянно и медленно накапливающимися на дне архейских бассейнов хемогенными железисто-кремнистыми осадками (фоновые осадки) из мутьевых спазматических потоков в результате гравитационных процессов формируется железисто-кремнистый флиш (турбидиты), характерный для хемогенного терригенно-осадочного седиментогенеза в раннем докембрии.

В случае интенсивного питания и большого влияния сейсмичности в пелагической зоне происходит многократное образование чередующихся песчано-глинистых ритмов (циклов) с градационной слоистостью (типа «graded bedding»). Хемогенная железисто-кремнистая седиментация в этом случае подавлялась терригенной, и соединения железа и кремнезема не образовывали самостоятельных прослоев, а осаждались совместно с терригенными осадками. Снижение сейсмической активности в шельфовой зоне, сокращение областей питания, выразившиеся как перерывы терригенной седиментации, привели к формированию в пелагической обстановке хемогенных железисто-кремнистых осадков. Как правило из мутьевого потока с удалением от континентального склона образуется латеральный ряд с градационным уменьшением размеров зерен в терригенных и химических осадках по схеме: песчаники—глинисто-песчаные—песчано-глинистые—глиноземисто-железисто-кремнистые—железисто-кремнистые осадки. Переходы между элементами внутри каждого цикла (ритма) постепенные, между циклами – четкие, резкие.

Таким образом, экзогенные процессы представляют собой источник терригенных и хемогенных осадков, являются продуктами химического разрушения и переотложения неоархейских кор химического выветривания и выделены в терригенную флишевую железисто-кремнистую формацию, широко развитую в пределах Карельского кратона.

Третий уровень развития терригенных осадочных толщ в неоархее сформировался на этапе стабилизации Карельского кратона и превращения его в протоплатформенную область (изотопная датировка <2,65 млрд. лет).

На этом этапе сформировались зрелые мономиктовые аллювиальные кварцевые песчаники и кварцевые конгломераты с повышенным содержанием глиноземистого материала. Текстура песчаника – косослоистая (участок Хейтапера – Кухмо; Суккозеро); потоковая, направленными движениями от кварцевых конгломератов – гравелитов – грубых и затем среднезернистых

кварцевых песчаников до алевритов (смена фаций 3 км) (Хедозеро – Большозерская структура) [3].

Таким образом, различные структурные и тектонические условия, связанные с проявлением суперплюмов, в дальнейшем – локальных плюмов (протуберанцев), определяющих развитие подвижной области и на заключительной фазе развития земной коры в неогархее – кратонизации, привели к формированию эволюционного ряда различного типа осадочных пород: от аренитовых аркозовых песчаников на первом этапе, терригенных флишевых с фоновыми хемогенными железисто-кремнистыми на этапе подвижной области и на заключительном этапе – стабилизации мономиктовых аллювиальных кварцевых конгломератов и песчаников.

Литература

1. Белов С.В., Лапин А.В., Толстов А.В., Фролов А.А. Минерагения платформенного магматизма (траппы, карбонатиты, кимберлиты). Новосибирск: Изд. СО РАН, 2008, 537 с.
2. Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала // Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2001. 194 с.
3. Горьковец В.Я. Модель железонакопления в раннем докембрии восточной части Балтийского щита // Материалы научной конференции, посвященной 30-летию Института геологии КарНЦ РАН. «Проблема геологии докембрия Карелии» Петрозаводск. 1993. С. 11-28.
4. Горьковец В.Я. Вокнаволоцкий блок: геологическое строение, палеогеодинамическая реконструкция // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения / Материалы научной конференции. Петрозаводск, КарНЦ РАН. 2005. С. 150-152.
5. Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Володичев О.И., Голованова Л.С. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука. 1991. 173 с.
6. Сергеев С.А., Левченков О.А., Лобач-Жученко С.В., Яковлев С.З. 3,5 млрд лет – древнейший возраст, установленный для докембрия Балтийского щита // ДАН СССР, 1989, т. 308, № 4. С. 942-945.
7. Mutanen T., Huhma H. The 3,5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland // Bull. Of the Geol. Soc. Of Finland, vol 75 (1-2). 2003. P. 51-68.

ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КАТАГЕНЕЗА (ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ)

К. Г. Григорчук

ИГТГК НАН, Украина, Львов, igggk@mail.lviv.ua

Необходимость нового подхода к анализу процессов катагенеза обусловлена двумя принципиальными моментами.

Во-первых, за годы, прошедшие со времени разработки теории регионального катагенеза, обнаружено много фактов, которые не вписываются в традиционные схемы. К ним можно отнести: 1) несовпадение стадий трансформации ОВ с определенным уровнем преобразования глинистых минералов; 2) существование примеров значительной разницы стадий трансформации ОВ в одновозрастных, гипсометрически адекватных отложениях в соседних скважинах, а также так называемых инверсий [3, 6] катагенетических показателей в одной скважине; 3) типичность отсутствия региональной зональности аутигенного минералогенеза, что, в первую очередь, свойственно карбонатным минералам; 4) повсеместное выявление в ОПБ литофизических аномалий (высокоемкие породы-коллекторы в зоне глубинного катагенеза).

Во-вторых, традиционный подход к изучению катагенеза учитывает лишь поступательную компоненту развития бассейнов породообразования, что фактически и отражено в известном определении этой стадии. На современном же уровне геологических знаний необходимо принимать во внимание и пульсационно-циклическую компоненту. Последняя в полной мере учитывается в нефтегазовой геологии, в рамках которой была разработана флюидодинамическая модель нефтегазообразования.

Учитывая вышеизложенное, создана флюидодинамическая модель катагенеза, основные положения которой заключаются в следующем:

1. Процессы катагенеза характеризуются циклической природой, согласной с этапностью тектонического режима. Влияние последнего на катагенез опосредствовано особенностями флюидодинамики. Циклы катагенеза начинаются с инфильтрационного или эксфильтрационного пассивного подэтапа (доминирование нисходящих движений) и заканчиваются эксфильтрационным активным подэтапом (восходящие и структурообразующие движения). Периодизация катагенеза базируется на моделировании истории погружения отложений.

2. Фациальная зональность литологических комплексов обуславливает специфику развития разных типов катагенеза. В кластогенных аллювиально-дельтовых и карбонатных банко-рифовых образованиях периферических частей ОПБ масштабно проявляются инфильтрационные процессы, эксфильтрационные - преобладают в глинистых и карбонатно-глинистых образованиях депоцентров. Переходная зона характеризуется сложным флюидным режимом, масштабным развитием литогенетической трещиноватости и наиболее интенсивным аутигенным минералогенезом.

3. Неотъемлемой чертой пассивного подэтапа эксфильтрационного катагенеза является консервация литогенетических процессов и аккумуляция флюидогеохимической энергии, которая высвобождается на активных подэтапах. Энергетическая релаксация инициирует масштабную миграцию по региональным субгоризонтальным зонам разуплотнения флюидов в т.ч. и УВ, поэтому эти моменты рассматриваются как главные нефте-газоаккумулирующие стадии.

4. Отмеченные типы катагенеза проявляются на разных системных уровнях. Инфильтрационный и пассивный эксфильтрационный – развиваются в масштабе отдельных породно-слоевых ассоциаций. Активный режим реализуется в региональном плане, включая в единую флюидную систему разновозрастные осадочные комплексы, а также породы фундамента.

5. На эксфильтрационном этапе катагенеза дискретно формируются разноранговые резервуары катагенетического типа. Последние состоят из участков оптимальных коллекторов выщелачивания, которые экранируются зонами минерального уплотнения. Непосредственный нефтегазопроисводческий интерес представляют резервуары последнего цикла катагенеза. Более ранние – рассматриваем прежде всего как «промежуточный» источник, из которого УВ могли эмигрировать в близко расположенные ловушки.

Флюидодинамическая модель позволяет объяснить ряд несоответствий реальных фактов теоретическим схемам. Так, явление «асинхронности» катагенеза, выявленное в ряде сверхглубоких скважин [3, 6] связано, по нашему мнению, с дискретным характером процессов эксфильтрационного катагенеза.

С прикладной точки зрения, рассматриваемая модель разрешает некоторые дискуссионные вопросы нефтегазовой геологии. В частности – несоответствие [2] импульсного характера нефтегазонакопления и весьма продолжительных преобразований органических и минеральных компонентов пород в катагенезе (с традиционных позиций), что и стало причиной поиска

мантийных источников УВ. Исходя же из предлагаемой модели, пульсационные процессы масштабного флюидопереноса реализуются за счет внутренних резервов ОПБ на активных подэтапах эксфильтрационного катагенеза. Таким образом, фактически снимается основное уязвимое место термогравитационной гипотезы, а именно слабое обоснование факторов и путей миграции УВ.

Второй аспект касается формирования на активных подэтапах катагенеза на разных гипсометрических уровнях специфических резервуаров, которые рассматриваются нами как временные очаги аккумуляции углеводородных флюидов. Последние в дальнейшем перемещаются как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Именно этим можно объяснить известные примеры «неисчерпаемости» ряда месторождений в старых нефтегазоносных регионах [1, 4, 5].

Литература

1. *Касьянова Н.А., Чижев С.И., Репей А.Н., Брюх О.В.* К вопросу о возможности современного восполнения запасов нефтегазовых залежей: факты и геодинамические корни избирательного характера современной вертикальной миграции флюидов // М-лы 8-й Межд. конф. «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Нефтегазоносные системы осадочных бассейнов». – М.: ГЕОС.- 2005. – С. 192-194.
2. *Лукин А.Е.* Проблема происхождения нефти и газа (современное состояние и перспективы решения) // Теоретичні і практичні проблеми нафтогазової геології. Київ. 2000. – С.13-21.
3. *Сиротенко О.И., Сиротенко Л.В.* Синхронные и асинхронные модели катагенеза и нефтегазоносность больших глубин // М-лы 6 Межд. конф. «Новые идеи в геологии нефти и газа. К созданию общей теории нефтегазоносности недр. М.: ГЕОС. – 2002. – с. 178-182.
4. *Соколов Б.А., Гусева А.Н.* О возможной быстрой современной генерации нефти и газа // Вестник МГУ. Сер.Геол. – 1993. - № 3. с. 39-46.
5. *Юрова М.П., Томилова Н.Н., Кузьмин В.А., Фещенко А.А., Кирюхина Н.Н., Харитонова Н.А.* Возможные пути подпитки газового месторождения Шебелинка // Тез. V Межд. Конф. «Дегазация Земли: геофлюиды, нефть и газ, парагенезы в системе горючих ископаемых» М.: ГЕОС. – 2006. – с. 295-297.
6. *Price L.C. et.al.* Organic geochemistry of the 9,6 km Berta Rogers N 1 well. Oklahoma // Organic geochemistry. – 1981. – Vol.3. – P. 58-77.

ПЕРМСКАЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, ЛИТО- И БИОСТРАТИГРАФИЯ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ

Т. А. Грунт

Автономная некоммерческая организация Лаборатория-студия «Живая Земля», Москва; e-mail: t.grunt@mail.ru

На протяжении позднего палеозоя и раннего мезозоя вдоль северо-западного побережья суперконтинента Пангея располагался географически хорошо обособленный открытый морской бассейн с устойчивым платформенным режимом осадконакопления, сформированный несколькими мозаично расположенными кратонами. Этот бассейн входил в состав протяженного, эпиконтинентального шельфа, постепенно смещающегося к северу из экваториальной климатической зоны в зону умеренных широт. Его центральную часть занимали Баренцевоморский шельф, архипелаг Свальбард, Медвежий остров, платформа Финнмаркт, северо-восточное побережье Гренландии. На западе Баренцевоморский шельф был связан с Канадским Арктическим архипелагом, а на востоке – с акваториями Земли Франца Иосифа, Новой Земли, п-ова Канин, островов Колгуев и Вайгач. Через Тимано-Печорский бассейн наблюдался периодически возобновляемый обмен с Русской платформой. В то время, как в центральной части Русской платформы – стратотипическом регионе пермской системы кунгурско–татарские отложения являются преимущественно континентальными, в западно-арктических бассейнах устойчивый морской режим сохранялся непрерывно вплоть до конца пермского периода. С этой точки зрения невозможно переоценить роль пермских разрезов Шпицбергена, хорошо изученных благодаря многочисленным работам, проводившимся здесь на протяжении последних 170 лет.

Пермские отложения Шпицбергена охватывают верхнюю часть формации Вордиекаммен (Wordiekammen Fm.) и формацию Гипсхукен (Gipshuken Fm.), группы Гипсдален (Gipsdalen Group), а также формацию Капп Старостин (Kapp Starostin Fm.), принадлежащую нижней части группы

Темпельфьорд (Tempelfjorden Group). Формация Вордиекамнен московского–раннесакмарского возраста слагается органогенными известняками, характерными для обстановок открыто-морских и приливно-отливных обстановок. Отложения вышележащей формации Гипсхукен, достигающие 200 м. мощности, представлены тепловодными аридными или семи-аридными эвапоритами и карбонатами, указывающими на значительное падение уровня моря. Возраст формации Гипсхукен традиционно определяется как позднесакмарско–раннеартинский [6], хотя ее фаунистическая характеристика фактически не дает оснований для таких датировок. В то же время сходные терригенные и/или «сабкха» фации широко представлены на Русской платформе и в Предуральском прогибе на протяжении кунгура (филипповский и иренский горизонты Восточноевропейской региональной шкалы), что соответствует началу обширной межрегиональной регрессии. Верхняя граница формации Гипсхукен фиксируется по наличию существенного перерыва, связанного с максимумом регрессивного цикла. Переход от формации Гипсхукен к формации Капп Старостин демонстрирует изменение тепловодного карбонатного типа осадконакопления на умеренный кремнево-карбонатный, что соответствует двум последовательным этапам седиментации [4].

В основании формации Капп Старостин развиты прибрежно-морские окремнелые органогенные известняки и известковистые песчаники пачки Воринген (Voringen Mb.) максимальной мощностью до 40 м. Они накапливались в период максимальной трансгрессии, сопровождавшейся переходом к умеренному климату. В известняках содержится характерная морская фауна (преимущественно брахиоподы), получившая название «арктическая пермская фауна» и известная практически по всему Западно-Арктическому шельфу. Возраст пачки Воринген, определяемый как позднеартинско–кунгурский, основан на неподтвержденном представлении о присутствии здесь конодонтов *Neostreptognathodus pequopensis* Behnden [6]. Данное мнение не учитывает того обстоятельства, что «арктическая пермская

фауна» принципиально отличается от раннепермских тепловодных комплексов, распространенных повсеместно на Русской платформе, в Северной Америке и в Тетисе. Анализ брахиоподового комплекса пачки Воринген приводит к выводу, что она сопоставима с формацией Сэбин Бэй (Sabine Bay Fm.) (Канадский Арктический архипелаг), слоями с *Burovia fredericki* основания разреза Чешской губы п-ова Канин, относящимися к соликамскому горизонту, кожимрудницкой свитой и ее аналогами Тимано-Печорского бассейна. Встречающаяся здесь *Horridonia granulifera* (Toula) близка к *H. initialis* (Eisel) из Нижнего Цехштейна Германии, а присутствие *Licharewia*, *Pinegathyris*, *Dielasma elongatum* (Schloth.), заведомо отсутствующих в нижней перми, позволяет даже сближать нижнюю часть формации Капп Старостин с казанским ярусом. Утверждение о позднеартинско– кунгурском возрасте пачки Воринген также находится в противоречии с данными по общей палео- и биогеографии Русской платформы и Европейского Севера.

Верхняя часть пачки Свенскега (Svenskeega Mb.) формации Капп Старостин (слои с *Liosotella proboscidea*–*Svalbardathyris kotlukovi*) содержит представительный комплекс брахиопод, характерный для формации Ассистанс (Assistance Fm.) Канадской Арктики, где этому комплексу сопутствуют аммоноидеи *Sverdrupites* и *Daubichites*, указывающие на принадлежность вмещающих отложений к роудскому ярусу. В свою очередь, присутствие *Sverdrupites* и *Daubichites* в отложениях казанского яруса Русской платформы [2] свидетельствует об одновозрастности названных ярусов.

В отложениях пачки Хофтинден (Hoftinden Mb.), располагающейся в кровле формации Капп Старостин, установлены брахиоподовые слои *Pterospirifer alatus* и *Haydenella wilcheki* [5], отвечающие верхней части мартиниевых известняков (джульфинский ярус) группы Фолдвик Крик (Foldvik Creek Group) СВ Гренландии. Специфика фаунистического комплекса (брахиоподы, аммоноидеи, конодонты) позволяет предполагать наличие обширных биогеографических связей Баренцевоморского шельфа с раннецехштейновыми бассейнами в конце пермского периода, т.е. в то время,

когда на Русской платформе и ее обрамлении уже господствовал устойчивый континентальный режим.

В ходе исследований, связанных с нефтегазоносностью северных территорий как в России [1-3], так и за рубежом [4, 7] широкое распространение получили методы стратиграфии осадочных секвенций. Однако, для восстановления последовательности и точных датировок геологических событий общего характера в пределах крупных территорий, необходимо также учитывать их палео- и биогеографические особенности при более жестком комплексном биостратиграфическом контроле.

Исследование поддержано РФФИ (проект № 09-05-01009) и Норвежским Институтом полярных исследований.

Литература

1. *Биота востока Европейской России на рубеже ранней и поздней перми.* – М.: ГЕОС. 1998. – 355 с.
2. *Верхняя пермь полуострова Канин* – М.: Наука. 2006. – 213 с.
3. *Малышева Е.О., Канев Г.П., Колода Н.А.* Палеогеография и фации Тимано-Печорского региона на рубеже кунгурского и уфимского веков – Стратиграфия. Геол. корреляция. Том 9б № 4. 2001. – С. 16–28.
4. *Blomeier D., Scheibner Ch., Forke H.* Facies arrangement and cyclostratigraphic architecture of a shallow-marine, warm-water carbonate platform: the Late Carboniferous Ny Friesland Platform in eastern Spitsbergen (Pyefjellet Beds, Wordiekammen Formation, Gipsdalen Group) – *Facies*. Vol. 55. 2009. – P. 291–324.
5. *Nakamura K., Kimura G., Winsens Th.* Brachiopod zonation and age of the Permian Kapp Starostin Formation (Central Spitsbergen) – *Polar Research*. Vol. 5. N.S. 1989. – P. 207–219.
6. *Nakrem H.A., Nilsson I., Mangerud G.* Permian biostratigraphy of Svalbard – *International Geol. Review*. Vol. 34, No. 9. 1992. – P. 933–959.
7. *Stemmerik L., Worsley D.* 30 years on – Arctic Upper Palaeozoic stratigraphy, depositional evolution and hydrocarbon prosperity – *Norwegian J. Geol.* Vol. 85. 2005. – P. 151–168.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕСЧАНЫХ ПЛАСТОВ В ШЕЛЬФОВОЙ ЧАСТИ НЕОКОМСКИХ КЛИНОФОРМ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Ф.Р. Губаева

СПбГТУ, Санкт-Петербург, gubaeva-florida@yandex.ru

Неокомский нефтегазоносный комплекс Западной Сибири является объектом геолого-геофизического изучения на протяжении уже многих лет.

Сложное внутреннее строение продуктивных пластов в разрезе неокома приводит к различным точкам зрения на условия их формирования.

Сегодня встречается большое количество публикаций по интерпретации сейсмических данных в создании седиментационных моделей, отражающих геологическое строение отдельных продуктивных пластов без изучения первичной геологической информации, что заведомо снижает степень достоверности создаваемых моделей.

На основе детального послойного изучения 310 метров керна, отобранного из 15 скважин, удалось уточнить модель накопления песчаников основного продуктивного пласта неокома БВ-8 на Повховском месторождении, которое расположено в пределах северного окончания Нижневартовского свода.

В изученных разрезах продуктивного пласта БВ-8 установлены устойчивые сочетания первичных признаков пород (структура, цвет, текстура, включения, конкреции и др.). На этом основании выделены 8 литолого-генетических типов (литотипов) пород. Их краткая характеристика представлена в таблице.

Генетические признаки и особенности вертикальных последовательностей установленных литотипов в изученных разрезах позволили предложить седиментологическую модель времени накопления пласта БВ-8 на Повховском месторождении (рис. 1).

Таблица

<i>Индексы литотипов</i>	<i>Краткая характеристика</i>
ха-1	Аргиллит, иногда алевритистый, темно-серый. Текстура массивная, с раковистым изломом. Присутствует детрит морского бентоса. Осадок формировался за счет медленного осаждения пелитовых частиц в застойной нормально соленой низкодинамичной водной среде.
ха-2	Аргиллит алевритистый темно-серый с горизонтальной и пологоволнистой слойчатостью, намечаемой тонкими лентами алевролита глинистого, с мелким детритом морского бентоса. Отложения накапливались в процессе прерывистого осаждения пелитовых и алевритовых частиц ниже базы волнений. Алевритовые слои формировались в результате осаждения материала транспортируемого мутьевыми потоками.
yb-1	Аргиллит алевритистый темно-серый с тонкими (до 2 см) более или менее протяженными линзами светло-серого алевролита и тонкозернистого песчаника, которые намечают линзовидно-полосчатую текстуру. Присутствуют следы илоедов, морской бентос и растительный детрит. Границы слоев отчетливые, иногда нарушены биотурбациями. Осадок формировался в нормально соленых водах, в зоне слабого воздействия волнений.
yb-2	Песчаник тонкозернистый известковистый светло-серый с тонкими линзами (до 2 см) темно-серого алевритистого аргиллита, которые намечают линзовидно-полосчатую текстуру. Границы слоев отчетливые, иногда нарушены биотурбациями. Присутствуют следы илоедов, морской бентос, растительный детрит. Характерны текстуры оползания и песчаные «рулеты» в алевро-пелитах. Осадок формировался в нормально соленых водах, в зоне активного волнового воздействия. Песчаные «рулеты» в алевро-пелитах возникали за счет проседания псаммитовых тел в обводненные алевро-пелитовые илы и указывают на контрастную смену способов осадконакопления.
yc-1	Песчаник тонко-, мелкозернистый светло-серый, слабоизвестковистый с волнистой, реже с прерывистой косой слойчатостью, намечаемой углисто-глинистыми намывами. Присутствуют разнонаправленные ходы илоедов, морской бентос. Комплекс признаков литотипа указывает на высокую динамику, соленость, близкую к нормальной морской, и слабоокислительную реакцию среды осадконакопления.
yc-2	Песчаник тонко-, мелкозернистый, светло-серый, слабоизвестковистый с отчетливой пологоволнистой слойчатостью, намечаемой углисто-глинистыми намывами. Присутствует мелкая углефицированная растительная сечка. Образование отложений связано с неравномерной седиментацией в преимущественно высокодинамичной среде. Сортировка вещества происходила под действием возвратно-поступательных движений нормально соленых вод, которые имели слабоокислительную реакцию.
yc-3	Песчаник мелко-, среднезернистый светло-серый, иногда известковистый с пологой слойчатостью. Иногда порода имеет массивную текстуру или проявлена только слоеватость. Характерно наличие кальцийкарбонатных конкреций. Литотип образовался в условиях нормальной солености в высокодинамичной слабоокислительной среде.
yc-4	Песчаник мелко-, среднезернистый светло-серый, иногда глинистый, известковистый. Присутствуют растительный детрит, мелкая и средняя уплощенная галька глинисто-алевритовых пород. Иногда имеет взмученную текстуру за счет неравномерного распределения примеси пелитового материала. Отложения образовались в высокодинамичной нормально соленой окислительной среде при быстром непрерывном накоплении вещества, мобилизуемого волнениями.

Согласно построенной модели, алевро-пелитовые слои накапливались ниже базы волнений в зоне X. Тонкие линзовидно-полосчатые чередования пелитов, алевроитов и псаммитов формировались в зоне Y между базами штормовых и нормальных волнений в поясе лоскутных песков и в межваловых депрессиях пояса подводных песчаных валов (в их «волновой тени»).

Песчаные слои, вероятно, являются продуктами перемещения систем подводных валов, формировавшихся в дистальной области открытого мелководья под действием волнений.

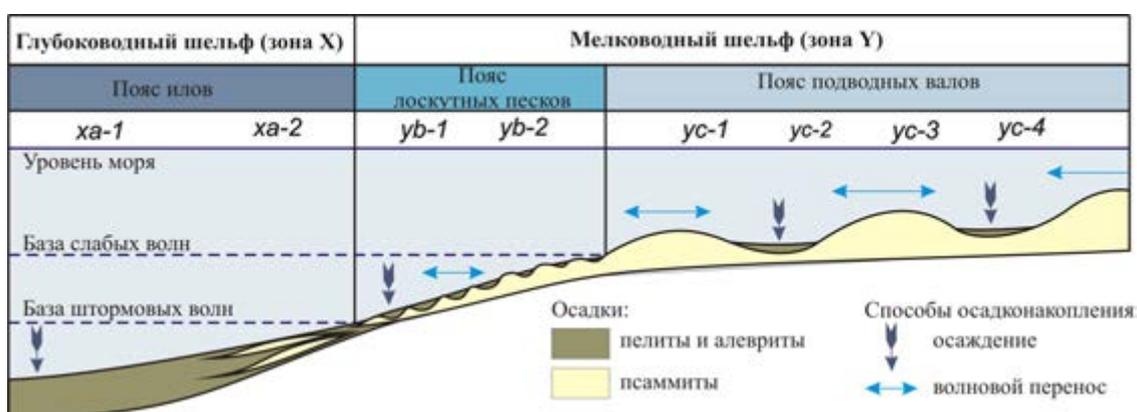


Рис. 1. Идеализированный ландшафтный профиль территории Повховского месторождения во время накопления осадков, сформировавших пласт БВ-8

Обоснование латеральных рядов литолого-генетических типов отложений, представленное на идеализированном ландшафтном профиле обстановок осадконакопления дало возможность установить в разрезах скважин до 10 трансгрессивно-регрессивных последовательностей слоев толщиной от 2 до 10 м, образование которых, вероятно, контролировали изменения относительной глубины палеобассейна. Построенные кривые колебания уровня моря стали основой для корреляции разрезов (рис. 2).

Составлен ряд палеогеографических схем для узких временных срезов цикла седиментации, на которых можно увидеть вытянутые в субмеридиональном направлении песчаные аккумулятивные формы, которые перекрываются в плане, что происходит в результате циклического повторения всех этапов седиментации. Простираение песчаных тел совпадает с направлением береговой линии берриас-валанжинского моря. Значительная

протяженность песчаных тел (до нескольких десятков километров) объясняется наличием вдольберегового перемещения осадочного вещества [1].

Таким образом, выполненные исследования позволили разработать модель формирования продуктивных пластов в шельфовой части клиноформных комплексов на примере пласта БВ-8 Повховского месторождения. Эта модель позволяет более обоснованно судить о морфологии, генезисе и процессах формирования песчаных тел.

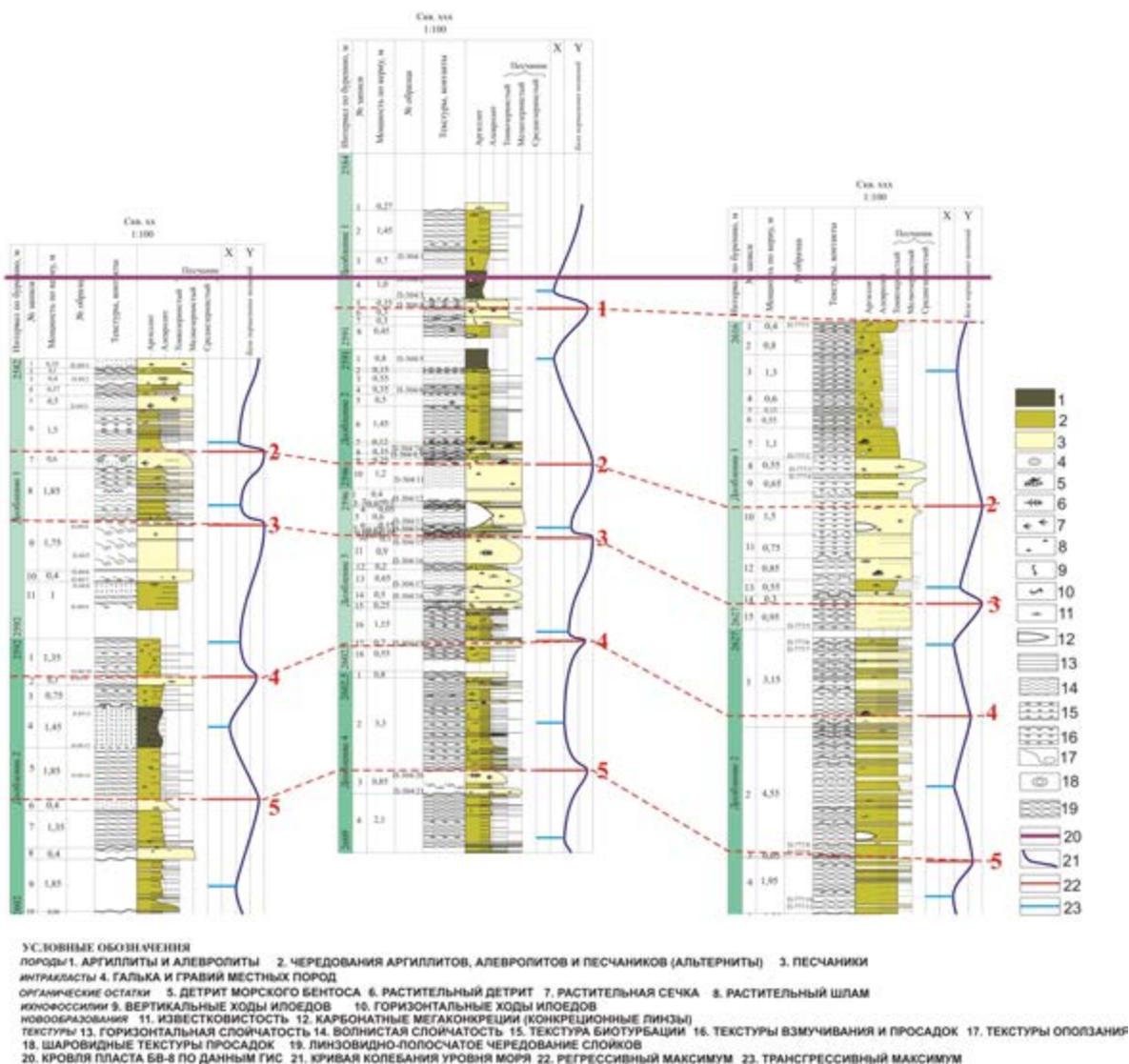


Рис. 2. Фрагмент корреляции трансгрессивно-регрессивных последовательностей

Литература

1. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов // М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 711 с.
2. *Шишлов С.Б.* Структурно-генетический анализ осадочных формаций // СПб: СПГИ (ТУ), 2010. 276 с.

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО СИЛУРА – РАННЕГО ДЕВОНА АДАКСКОЙ ПЛОЩАДИ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ПОДНЯТИЯ ЧЕРНЫШЕВА)

А.А. Гудельман¹, Данилов В.Н.¹, Н.М. Еременко², А.Л. Жерлыгин², А.В. Журавлев²

¹ Филиал ООО «Газпром ВНИИГАЗ» в г. Ухта, seismic@sng.vniigaz.gazprom.ru

² ВНИГРИ, С.Петербург, micropalaeontology@gmail.com

На Адакском лицензионном участке ООО «Газпром переработка» осуществлено строительство трех поисково-оценочных скважин. В отложениях верхнего силура – нижнего девона скв. 2-Адакская и 1-Харутамылькская установлены массивные сводовые, тектонически экранированные залежи, давшие непромышленные притоки легкой нефти. К основным причинам получения непромышленных притоков относятся, с одной стороны, высокая кольматация околоскважинной зоны пластов в результате вскрытия их на значительной репрессии, с другой – недостаточно высокие фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) пластов-коллекторов. Для определения дальнейших направлений геолого-разведочных работ на Адакской площади и обоснования перспектив нефтегазоносности поднадвиговых структур поднятия Чернышева в целом, актуальной проблемой является определение закономерностей распределения коллекторов в строении основного нефтегазопроискового объекта – верхнесилурийско-нижнедевонских отложений.

Для реализации прогноза участков с высокими ФЕС пород проведен палеофациальный анализ на основе детального изучения кернового материала верхнесилурийско-нижнедевонских отложений скв. 1, 2-Адакские и 1-Харутамылькская (в целевом интервале разреза последней керн специально отобран в максимально возможном объеме).

Седиментологическое изучение и моделирование проведено на основе методики структурно-генетического анализа [3], адаптированной к карбонатным отложениям. Целью структурно-генетического анализа является реконструкции условий осадконакопления по комплексу первичных генетических признаков – вещественный состав, структура, текстура,

органические остатки, форменные элементы, следы жизнедеятельности, минеральный состав аутигенных минералов.

В верхнесилурийско-нижнедевонских отложениях, изученных в скв. 1, 2-Адакские и 1-Харутамылькская выделены 10 литолого-генетических типов пород (ЛГТ), которые разделяются на четыре группы: органогенных построек, тыловых зон органогенных построек, пред- и забиогермных детритовых карбонатов, и карбонатных обломочных шлейфов.

Выделенные ЛГТ составили основу для построения седиментационных моделей. Предполагается, что позднесилурийско-раннедевонские биогермы были сходными с таковыми, известными в Карско-Нярминском районе Ю-В Пай-Хоя [1, 2], и представляли собой систему мелких органогенных построек, близкую к «лоскутным рифам», расположенную в относительно мелководной зоне карбонатной платформы.

Перед биогенными постройками располагалось волновое поле с карбонатной седиментацией (зона лоскутных песков). За постройками, в волновой тени, формировались тонкие карбонатные осадки с ветвистыми колониями амфипор, кораллов, микробиально-водорослевыми постройками. Между постройками и на большем расстоянии от построек условия волновой тени вновь сменялись условиями волнового поля, что затрудняет латеральный прогноз разреза.

Собственно органогенные постройки также имели определенную зональность – центральная часть была более массивной, а по краям и на начальных фазах роста были характерны желваковые и желваково-корковые микробиально-водорослевые структуры. Для передового склона (обращенного к морю) постройки характерны грубообломочные шлейфы, переработанные, в той или иной степени, волновыми процессами. Для тыловой части постройки такие шлейфы менее характерны, а сбросы детрита с органогенной постройки формируют турбидитоподобные прослои с градационной текстурой.

Интенсивный рост построек происходил на трансгрессивных фазах развития бассейна. На регрессиях рост замедлялся, а в дальнейшем постройка выходила в зону эрозии и переставала существовать. В целом, полоса биогермов расширялась и смещалась в сторону берега на трансгрессиях, и сужалась и смещалась в сторону моря на регрессиях.

Построенная седиментационная модель послужила основой для локального прогноза строения верхнесилурийско-нижнедевонского интервала разреза Адакской площади (рисунок).

Комплексный анализ зависимостей параметров ГИС и петрофизических аналитических данных в интервалах отбора кернового материала позволил определить в качестве наиболее благоприятной к формированию пластов-коллекторов фациальную группу обломочных шлейфов. На основе региональных палеоструктурных и палеофациальных закономерностей и в сравнении с Карско-Нярминским районом, используя палинспастические реконструкции, построена палеофациальная карта Адакской площади и определены области развития отложений с более высоким коллекторским потенциалом, чем вскрытые пробуренными скважинами.

Литература

1. Вевель Я.А., Жерлыгин А.Л., Журавлев А.В., Шишлов С.Б. Кара-Силоваяхский органогенный массив (девон Юго-Восточного Пай-Хоя) / Материалы Всероссийского литологического совещания «Рифы и карбонатные псефитолиты». Сыктывкар: Геопринт. 2010. С. 43-45.
2. Жерлыгин А.Л. Проблемы стратиграфии девона Полярного Урала и Пай-Хоя. // Записки Горного института «Полезные ископаемые России и их освоение». СПб, 2010, Т. 186, С. 9-12.
3. Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб: СПбГГИ, 2010. - 276 с.

**ЯШКИНСКИЙ ОРГАНОГЕННЫЙ МАССИВ
(СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ КУЗБАССА):
ПОЛОЖЕНИЕ, ОТНОСИТЕЛЬНЫЙ ВОЗРАСТ, КОРРЕЛЯЦИЯ**

Я.М. Гутак

Кузбасская государственная педагогическая академия, Новокузнецк, gutakjaroslav@yandex.ru

Яшкинский органогенный массив (яшкинский известняк, яшкинский риф) расположен в правобережье р. Томь ниже г. Кемерово и прослежен в виде лентообразного тела из окрестностей пос. Яшкино до пос. Акация. Он локализован среди отложений пачинской свиты позднедевонского (фран-фаменского) возраста, сложенной алевролитами и аргиллитами зелено-серой окраски с подавляющим преобладанием аргиллитов. До последнего времени на базе Яшкинского органогенного массива функционировал Яшкинский цементный завод. После его закрытия остался большой известняковый карьер в окрестностях пос. Нижняяшкино, в котором можно проследить детали строения массива (рис. 1).

В большинстве случаев породы органогенного массива претерпели значительный метаморфизм до полной перекристаллизации исходного состава. Однако в некоторых случаях (вблизи контакта рифовых известняков с вмещающими аргиллитами) в массиве сохраняются реликты осадочно-органогенных структур, по которым можно уверенно говорить о том, что организмами рифостроителями в данном случае выступали водоросли. Им сопутствовали кораллы, представленные массивными колониями гелиолитид и табулятами. В подчиненном количестве отмечены морские лилии и брахиоподы.

Относительный возраст Яшкинского массива традиционно определяется возрастом вмещающих пород пачинской свиты [1]. Для последней в нижней части установлен позднефранский, а в самой верхней - раннефаменский возраст (брахиоподы). Более точные датировки отсутствуют и это создало множество неудобств, особенно при корреляции отложений с близлежащими районами.

В ходе полевых работ 2010 года при осмотре брошенного карьера Яшкинского цементного завода на верхней берме в пункте с координатами 55°49,939'; 85°28,586' из слоев относительно слабо измененного известняка была отборана серия проб на растворение и собрана коллекция колоний гелиолитид. Последние, большому сожалению, сохраняют первичную структуру кораллита только в выветрелом состоянии и полностью ее теряют во внутренних частях колоний. Это обстоятельство не позволило определить геологические более точно, но сам факт их присутствия уже ограничивает относительный возраст органического массива поздним франком, поскольку в фаменских отложениях Кузбасса представителей этих кораллов не отмечено.

В препаратах, полученных после растворения проб, были обнаружены единичные фрагменты конодонтов плохой сохранности и большое количество тентакулитов (рис. 2). И хотя сохранность последних тоже оставляет желать лучшего, да и специалистов по этой группе у нас в стране в настоящее время нет, само присутствие последних в составе комплекса подтверждает франкий возраст отложений. Более того, такое большое количество тентакулитов в окрестностях Кузбасса на франком срезе отмечено только в верхней части разреза (разрез яя-петропавловской излучины) [2].

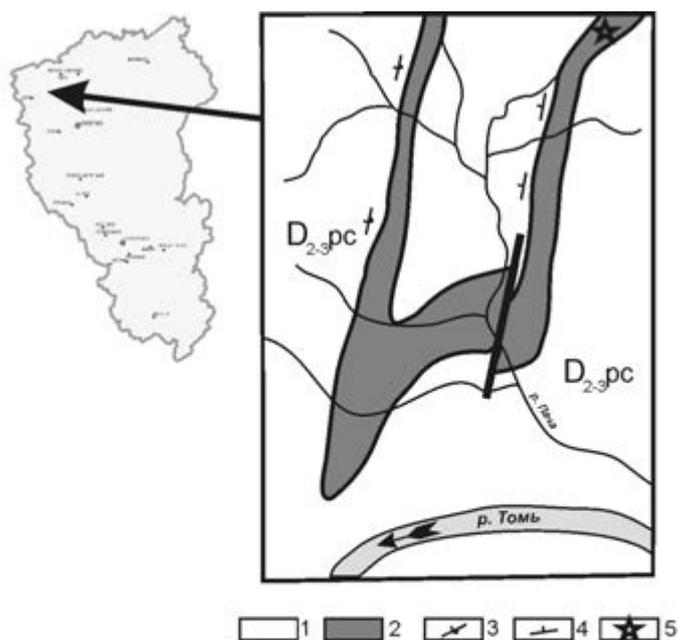


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Яшкинского органического массива. По В.А. Тыжнову, 1943.
 1- верхний девон, франкий и фаменский ярусы, пачинская свита (алевролиты, аргиллы зелено-серые); 2 - яшкинский органический массив;
 3 - элементы залегания слоев опрокинутые; 4 - элементы залегания нормальные
 5 - район исследований.

Учитывая сказанное выше, можно утверждать, что яшкинский риф сформирован в позднефранское время синхронно Глубокинскому и Зарубинскому. Соответственно пачинская свита должна соответствовать (в нижней и средней части) глубокинскому и соломинскому горизонтам региональной шкалы. Верхняя надрифовая часть пачинской свиты отвечает



Рис. 2 Тентакулиты. Яшкинский органогенный массив. Увеличение x5
Сборы Я.М. Гутака, 2010.

косоутесовскому и митихинскому горизонтам фаменского яруса. Вышележащая юргинская свита, согласно данным построениям, отвечает подонискому горизонту, а саломатовская свита топкинскому. При такой корреляции становится понятным появление рифогенных тел на уровне

верхнего франа, красноцветной окраски слоев аргиллитов в разрезе юргинской свиты (считалась ранее глубоководной), а также наличия в ней слоев жерновых песчаников. Последние очень характерны для разреза подонинского горизонта.

Весь разрез пачинской свиты интенсивно дислоцирован с образованием сложных линейных складок вытянутых в северо-восточном направлении. Крылья складок имеют почти вертикальное падение с запрокидыванием юго-восточного крыла. Именно это обстоятельство объясняет сложную геометрию выхода на поверхность яшкинских известняков.

Литература

1. *Ржонсницкая М.А.* Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. М.: Недра, 1968. – 287 с.
2. Типовые разрезы пограничных отложений среднего и верхнего девона, франского и фаменского ярусов окраин Кузнецкого бассейна. (Материалы V выездной сессии комиссии МСК по девонской системе, Кузбасс, 16-29 июля 1991 г.). Новосибирск, 1992. - 185 с.

РОЛЬ БИОЛОГИЧЕСКИХ ФИЛЬТРОВ В ГЕОХИМИЧЕСКОЙ МИГРАЦИИ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ОКЕАНЕ

Л.Л. Демина, А.П. Лисицын

ИОРАН, Москва, ldemina@ocean.ru

Термин «биологический фильтр», издавна применявшийся при изучении активности зоопланктона и фильтрующих бентосных организмов, позднее был расширен для характеристики биоседиментационной деятельности морских организмов, использующих, наряду с фильтрацией, и биосинтез [1]. Согласно концепции живого океана [2], осадочный материал, поступивший в океан из разных источников (с речным стоком, аэрозолями, льдами, эндогенным веществом), трансформируется под влиянием живого вещества.

В данной работе на основании собственных и литературных данных, авторами осреднены данные по содержанию группы микроэлементов в сообществах фито- и зоопланктона, макрофитов (*Laminaria*, *Fucus*, *Zostera*) и двустворчатых моллюсков (*Mytilus edulis*), собранных в различных климатических зонах (всего около 1500 образцов).

В результате разнообразных гидрологических, физико-химических и биологических процессов на геохимическом барьере река-море из воды удаляется свыше 90% взвешенного материала речного стока; при этом из дальнейшей миграции выбывает до 90% взвешенных форм и от 10 до 60 % - растворенных Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Cd, Pb [3-5]. Глобальный маргинальный фильтр ежегодно задерживает массы микроэлементов (ΔM), которые складываются из так называемых потерь взвешенного и растворенного речного стока [3] и атмосферного поступления микроэлементов [6]. Количественная оценка биопоглощения микроэлементов в маргинальном биофильтре сделана на основании расчета их масс ($M_{\text{био}}$), ежегодно

аккумулирующихся в результате биопродуцирования в биомассе доминирующих биосообществ в прибрежных зонах. Из наших данных следует, что фитопланктон является наиболее мощным компонентом маргинального биофильтра, который ежегодно задерживает $250 \cdot 10^6$ т Fe, $17,9 \cdot 10^6$ т Zn, $12,7 \cdot 10^6$ т Mn, $2,8 \cdot 10^6$ т Cu, более $2 \cdot 10^6$ т Ni и Pb, $0,53 \cdot 10^6$ т Co и $0,37 \cdot 10^6$ т Cr, по $0,19 \cdot 10^6$ т As и Cd. На долю фитопланктона приходится 96-99% от общей массы микроэлементов, поглощаемых биотой. Двустворчатые моллюски (в расчете на целый организм) захватывают в десятки и сотни раз меньшие массы микроэлементов, и еще на порядок меньшие массы задерживаются макрофитами. Этот порядок биопоглощения микроэлементов соответствует величинам биомасс доминирующих таксонов.

Исходя из весового соотношения карбонатной раковины (в среднем 90%) и мягких тканей (10%), впервые для микроэлементов выполнены расчеты содержания на целый организм наиболее массовых представителей мидий *Mytilus spp.* (n=248). Установлено, что в биоаккумуляции большинства металлов доминирующую роль играют раковины (карбонатные скелеты), где сосредоточена преобладающая масса (от 60 до 92%) Cr, Mn, Fe, Cu, Ni, As, Se, Sb, Pb. Практически поровну (44-55%) между раковинами и мягкими тканями распределены Zn, Hg и Co, в то время как преимущественно с мягкими тканями связаны лишь Ag и Cd [7].

Из сопоставления суммарного биологического поглощения микроэлементов ($\Sigma M_{\text{био}}$) и их суммарной массы в воде ($\Sigma \Delta M$) следует, что биосообщества способны ежегодно переработать всю массу Mn, и только только 1/3 массы Fe, которые находятся в воде маргинального фильтра. Массы таких микроэлементов как Co, Ni, Cu, Zn, Pb, As и Cd, поглощаемых биотой, в 2-20 раз больше, чем их массы в воде, т.е. эти металлы неоднократно перерабатываются биотой в маргинальном фильтре.

Продолжительность биогеохимических циклов микроэлементов ($T_{\text{био}} = \Delta M / M_{\text{био}}$) на примере фитопланктона, который в процессе фотосинтеза использует, как известно, исключительно растворенную форму химических

элементов, возрастает в ряду: Ni < Zn < Cd < Cu < Pb < Co, Fe < Mn < As. Наиболее быстро (в пределах одних суток) «фитопланктонный» цикл проходят Ni, Zn, Cu, Cd, Pb; за 2-3 суток оборачиваются фитопланктоном Co, Fe и Mn; самый медленный цикл у As - 27 суток. Разную продолжительность биогеохимических циклов для разных микроэлементов можно объяснить различиями их концентраций в растворе, долей биодоступных форм [7].

Сопоставление масс металлов, которые удаляются в составе органогенного детрита и захораниваются в донных осадках шельфа [8] с нашими данными по переработке металлов биотой на шельфе, показывает, что последние в десятки раз больше. Таким образом, в маргинальном фильтре океана в процессах биопродуцирования происходит интенсивная биоаккумуляция микроэлементов, при которой они многократно утилизируются биомассой биосообществ, фиксируются в биоминеральных скелетах и частично выбывают из дальнейшей миграции.

Известно, что в пелагиали океана вертикальное распределение ряда тяжелых металлов (Cu, Zn, Cd, Ni, Fe, Ag, Co, Mo, V) коррелирует с биогенными элементами - силикатами, фосфатами и нитратами, что свидетельствует о тесной связи металлов с процессами биопродуцирования. Продолжительность биологического цикла металлов ($T_{\text{био}}$) в составе фитопланктона оценим по формуле $T_{\text{био.}} = M_{\text{фот.}} / M_{\text{био.}}$, где $M_{\text{фот.}}$ – масса растворенных металлов в фотическом слое, $M_{\text{био.}}$ – масса металлов, ежегодно захватываемая фитопланктоном. Величина $T_{\text{био}}$ в исследованной группе микроэлементов варьирует от ≤ 1 года (Mn, Fe, Co, Pb, Hg) до > 400 лет (Se). Время пребывания металлов в океане (τ) изменяется в пределах от < 10 (Mn, Fe) до > 1000 (Ni, Cu, Cd) лет. Ряд по возрастанию отношения $\tau / T_{\text{био}}$ выглядит следующим образом: Mn (3) < Fe (20) < Co (80) < Ni (50) < Cd (130) < Cu (160) < Zn (200) < Pb (350). Следовательно, $T_{\text{био}}$ металлов в фотической зоне от 3 (Mn) до 350 (Pb) раз меньше, чем время их пребывания в океане. Геохимическим следствием из этого является то, что биологическое поглощение и высокая интенсивность биологических циклов планктона способствуют многократному ускорению

миграции микроэлементов в океане. Отметим, что наибольшее ускорение миграции (свыше 100 раз), по нашим данным, выявлено для токсичных металлов (Pb, Zn, Cu, Cd). Установлена тенденция прямой корреляционной связи между продолжительностью биоциклов металлов и временем их пребывания в океане.

На основании вышеизложенного сделан вывод о том, что в пелагиали океана микроэлементы находятся в геохимически подвижных формах вследствие как прямого, так и опосредованного влияния процессов биопродуцирования, геохимическим следствием которого является ускорение миграции микроэлементов в океане.

Литература

1. *Лисицын А.П.* Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого океана» // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 15-48.
2. *Виноградов М.Е., Лисицын А.П.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 3. С. 5-28.
3. *Гордеев В.В.* Система река-море и ее роль в геохимии океана // Автореферат диссер. на соискание ученой степени доктора геол.-мин.наук. М. 2009. 36 с.
4. *Емельянов Е.М.* Барьерные зоны в океане. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 340 с.
5. *Демина Л.Л.* Формы миграции металлов в океане (на ранних стадиях океанского осадкообразования). М.: Наука, 1982. -122 с.
6. *Duce R.A., Liss P.S., Merrill J.T., Atlas E.L. et al.* The atmospheric input of trace species to the World Ocean // *Global Biogeochem. Cycles*. 1991. V. 5. No 3. P. 193-259.
7. *Демина Л.Л.* К оценке роли глобальных биологических фильтров в геохимической миграции микроэлементов в океане. Маргинальный фильтр океана// Доклады Академии наук. 2011, том 439, № 1 (в печати).
8. *Martin J.M., Windom H.L.* Present and Future Roles of Ocean Margins in Regulating Marine Biogeochemical Cycles of Trace Elements.// In: *Ocean Margin Processes in Global Change* (eds. R.F.C. Mantoura, J.-M. Martin, R. Wollast). 1991. John Wiley & Sons Ltd. P. 45-67.

ПЕТРОХИМИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРО-МУЙСКОЙ ГЛЫБЫ (БАЙКАЛО-МУЙСКИЙ ПОЯС). ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Н.В. Дмитриева

ИГМ СО РАН, г. Новосибирск

Байкало-Муйский пояс входит в состав структур восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, протягиваясь от северного побережья Байкала до бассейна среднего течения р. Витим и состоит из Верхнеангарского и Муйского сегментов. Муйский сегмент включает Каралон-Мамаканскую и Анамакит-Муйскую структурно-формационные зоны. В последней выделяются Бамбуйско-Олиндинская и Муйская подзоны (рис.1). Бамбуйско-Олиндинская подзона образована преимущественно островодужными комплексами рифея, состоящими из крупных габбро-диорит-плагиогранит-гранитных интрузий, включающих блоки и ксенолиты основных и кислых метавулканитов усть-келянского вулканического комплекса и вулканогенно-осадочных пород одноименной толщи, сложенной песчаниками, алевролитами, кварцево-серицитовыми сланцами, туффитами [2, 5 и др.]. Алевролиты и песчаники обычно зеленые и зеленовато-серые. Кластический материал преобладает над цементом. Обломки представлены полевым шпатом, кварцем, эффузивами. Окатанность обломков различная. Цемент пелитовый, иногда включает углеродистое вещество. Сланцы окрашены в различные оттенки зеленого цвета и включают в себя следующие породообразующие минералы: полевой шпат, кварц, хлорит, серицит \pm карбонат. Основание Муйской подзоны представлено раннедокембрийскими метаморфическими породами джалтукской серии и киндиканской толщи. Выше по разрезу на джалтукской серии с несогласием залегают вулканогенно-осадочные породы парамской серии, включающие бимодальные метавулканиты, зеленые сланцы и карбонатные породы [3]. Для сланцев характерны эпидот-хлорит-серицитовые, эпидот-биотит-гранатовые парагенезисы. В большинстве случаев первичная

природа сланцев, вследствие сильных изменений, остается неясной. В работе [2] показано, что усть-келянская толща и парамская серия формировались в ходе раннебайкальского (1,0-0,8 млрд. лет назад) этапа тектогенеза. Ниже рассмотрены петрохимические особенности осадочных пород усть-келянской толщи (Бамбуйско-Олиндинская подзона) и парамской серии (Муйская подзона).

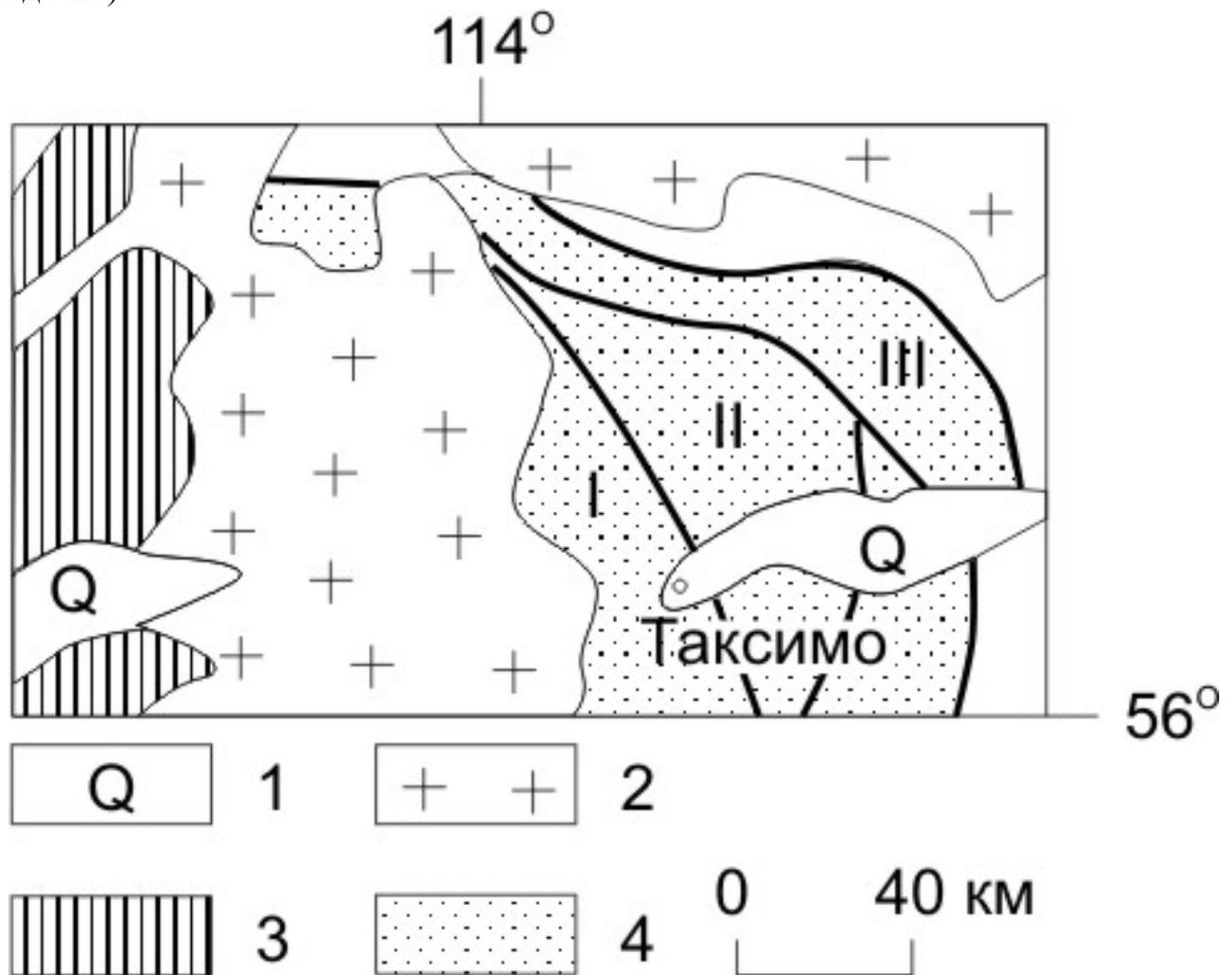


Рис. 1. Схема геологического строения Байкало-Муйского пояса по [2].
 I - кайнозойские рифтовые впадины; 2 - палеозойские гранитоиды; 3,4 - Байкало-Муйский пояс: 3 - Верхнеангарский сегмент, 4 - Муйский сегмент.
 I и II - Анамакит-Муйская зона, в том числе I - Бамбуйско-Олиндинская подзона; II - Муйская подзона; III - Каралон-Мамаканская зона

На классификационной диаграмме М. Хиррона [8] $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ точки составов песчаников усть-келянской толщи попадают в поле Fe-песков, а точки составов сланцев соответствуют ваккам. Для всех рассматриваемых осадков усть-келянской толщи и парамской серии

характерны низкие $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (3,2-5,7) и пониженные $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,1-1,2) относительно PAAS (постархейский глинистый сланец [4]). Среди них породам парамской серии присущи наиболее высокие значения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,5-1,2). Для этих же пород характерны пониженные содержания TiO_2 (0,2-0,6%), MgO (0,6-2,3%) и повышенные SiO_2 (66-73%) относительно пород усть-келянской толщи. Высокая величина натриевого модуля ($\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 0,2$) [6], отражающего степень выноса натрия в процессе химического выветривания, также как и положение фигуративных точек на классификационной диаграмме Ф. Петтиджона $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)-\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ [1] свидетельствуют о том, что все рассматриваемые породы соответствуют грауваккам. Значения индекса химического изменения $\text{CIA}=[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]\times 100$ [9] для них составляют от 50 до 59, что характерно для невыветренных пород.

Восстановление обстановок седиментогенеза терригенных пород включает в себя реконструкцию состава пород источников сноса, определение тектонического режима как областей сноса, так и самого бассейна осадконакопления. Диаграмма С.Р. Тейлора [4] для определения состава источника сноса материала, с координатами $\text{CaO}+\text{MgO}-\text{SiO}_2/10-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, показала, что при образовании сланцев усть-келянской толщи и парамской серии существенную роль играли породы кислого и среднего состава, тогда как песчаники усть-келянской толщи унаследовали больше геохимических свойств от пород основного состава.

В литологии при изучении химического состава пород широко используются разные петрохимические модули или отношения отдельных элементов, например, как это показано в литохимической классификации Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [6]. Данная классификация позволяет не только выполнить описание пород, но и является инструментом для разграничения осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород. Песчаники усть-келянской толщи характеризуются повышенными содержаниями MgO (>3 %), Na_2O (2,7-3,9%) относительно K_2O (0,3-2,2%) и довольно высокими значениями фемического модуля $\text{ФМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MnO}+\text{MgO})/\text{SiO}_2$ (0,15-0,22). Это

позволяет отнести эти породы к «псевдоосадочным» и предположить примесь основной пирокластики или вулканокластики. Высокая общая щелочность (K_2O+Na_2O) 7-7,8%, обуславливающая гиперщелочной состав ($HKM = 0,44-0,49$) ($HKM = (Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$), а также положительная корреляция ТМ ($TM = TiO_2/Al_2O_3$) и ЖМ ($JM = (Fe_2O_3+FeO+MnO)/SiO_2$), характерные для сланцев усть-келянской толщи, могут означать, что мы имеем дело либо с петрогенными аркозами типа «first cycle», либо, что более вероятно, с кислыми туффоидами. Низкая титанистость предполагает скорее всего второй вариант. Повышенные содержания кремнезема и пониженные ТМ, ФМ в сланцах парамской серии свидетельствует о преобладании в источниках сноса пород среднего и кислого состава. В ряде проб наблюдается повышенная щелочность до 8%, что, наряду с повышенным НКМ (0,51-0,53), свидетельствует о присутствии в них значительного количества полевых шпатов, то есть, скорее всего, мы имеем дело с кислыми метатуффоидами.

Для анализа геодинамических обстановок питающих провинций рассматриваемых пород были использованы диаграммы $SiO_2-(K_2O/Na_2O)$ [10] и

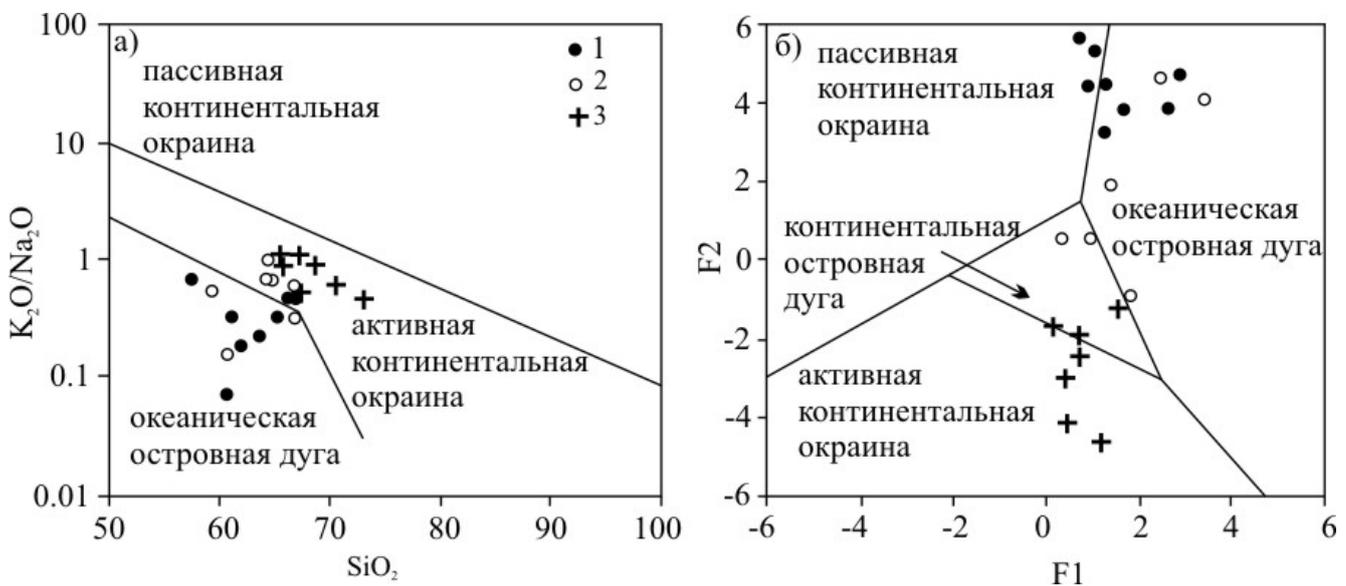


Рис. 2. Положение фигуративных точек составов осадочных пород усть-келянской толщи (1 – песчаники, 2 – сланцы) и парамской серии (3) на дискриминантных диаграммах SiO_2-K_2O/Na_2O (а) и $F1-F2$ (б)

$$F1 = 0.303 - 0.0447 \times SiO_2 - 0.972 \times TiO_2 + 0.008 \times Al_2O_3 - 0.267 \times Fe_2O_3 + 0.208 \times FeO - 3.082 \times MnO + 0.14 \times MgO + 0.195 \times CaO + 0.719 \times Na_2O - 0.032 \times K_2O + 7.51 \times P_2O_5;$$

$$F2 = 43.57 - 0.421 \times SiO_2 + 1.988 \times TiO_2 - 0.526 \times Al_2O_3 - 0.551 \times Fe_2O_3 - 1.61 \times FeO + 2.72 \times MnO + 0.881 \times MgO - 0.907 \times CaO - 0.177 \times Na_2O - 1.84 \times K_2O + 7.244 \times P_2O_5$$

F1-F2 [7]. На этих диаграммах практически все точки составов песчаников усть-келянской толщи локализованы в области значений, характерных для островодужных осадочных образований, сланцы парамской серии соответствуют образованиям активной континентальной окраины, а составы сланцев усть-келянской толщи попадают в оба поля (рис. 2).

Проведенное изучение петрохимии неопротерозойских осадочных пород Северо-Муйской глыбы блока показало, что состав их неоднороден. Вариации составов осадков можно объяснить изменением характера комплексов, питающих осадочный бассейн. При образовании песчаников усть-келянской толщи, вероятно, разрушалось значительное количество пород основного состава, а при формировании протолитов кварц-хлорит-серицитовых сланцев увеличивается роль кислых пород, путем привноса кислого вулканокластического или пирогенного материала. Сланцы парамской серии образовались за счет разрушения преимущественно кислых пород в условиях активной континентальной окраины.

Литература

1. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. – М.: Мир, 1976. – 535 с.
2. Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия и геологическая корреляция. – 2001. – Т. 9. - № 4. – С. 3-15.
3. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. – Т. 1, 2. - М.: Недра, 1964, 1967 – 516 с., 700 с.
4. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – 384 с.
5. Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 306 с.
6. Юдович Я.Э., Кемпис М.П. Основы литохимии. – С-Пб.: Наука, 2000. – 479 с.
7. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // J. Geology. – 1983. – V. 91. – P. 611-627.
8. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed Petrol. – V. 58. – P. 820-829.
9. Nesbitt H.W., Yong G.M. Early Proterozoic climates and plate tectonics inferred from major element chemistry of lutites // Nature. – 1982. – 299. – P. 715-717.
10. Roser B.D., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // J. Geol. – 1986. – V. 94. – P. 635-650.

ХОЛОДНОВОДНЫЕ КАРБОНАТЫ В ВЕРХНЕМ ОРДОВИКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.В. Дронов¹, А.В. Зайцев²

¹ГИН РАН, Москва, dronov@ginras.ru

²МГУ, Москва, alz@geol.msu.ru

В результате проведенных в 2008–2010 гг. полевых исследований опорных разрезов среднего и верхнего ордовика юго-запада Тунгусской синеклизы (бассейн реки Подкаменной Тунгуски) было установлено, что, начиная с подошвы волгинского горизонта (поздний дарривил) [3], биокластические известняки ордовика представлены холодноводными карбонатами [8, 13]. Карбонатные осадки четко различаются по своей литологии, ассоциирующим минералам и набору первично-осадочных текстур на так называемые тепловодные или тропические (фотозоановые) и холодноводные или нетропические (гетерозоановые) карбонаты [1, 7, 12]. Температурной границей между этими двумя типами карбонатов полагают среднегодовую температуру воды в районе 22°C [12].

Смене тепловодных тропических карбонатов, характерных для нижнего ордовика Сибирской платформы, холодноводными предшествует разрушение тепловодной «карбонатной фабрики». Оно сопровождается широким развитием в Тунгусском бассейне кварцевых песчаников (Байкитские песчаники) в течение вихоревского и муктейского времени (нижний – средний дарривил) [2] (рис. 1). Наличие холодноводных карбонатов в разрезах среднего и верхнего ордовика Сибирской платформы довольно неожиданно, учитывая палеогеографическую позицию Сибирского палеоконтинента, располагавшегося в ордовике в приэкваториальном поясе Земли [6]. Аналогичная ситуация была зафиксирована и на Северо-Американской платформе, которая также находилась в течение всего ордовика в тропическом поясе, и точно также для нижнего и нижней части среднего ордовика здесь характерно тепловодное карбонатное осадконакопление, которое в верхах

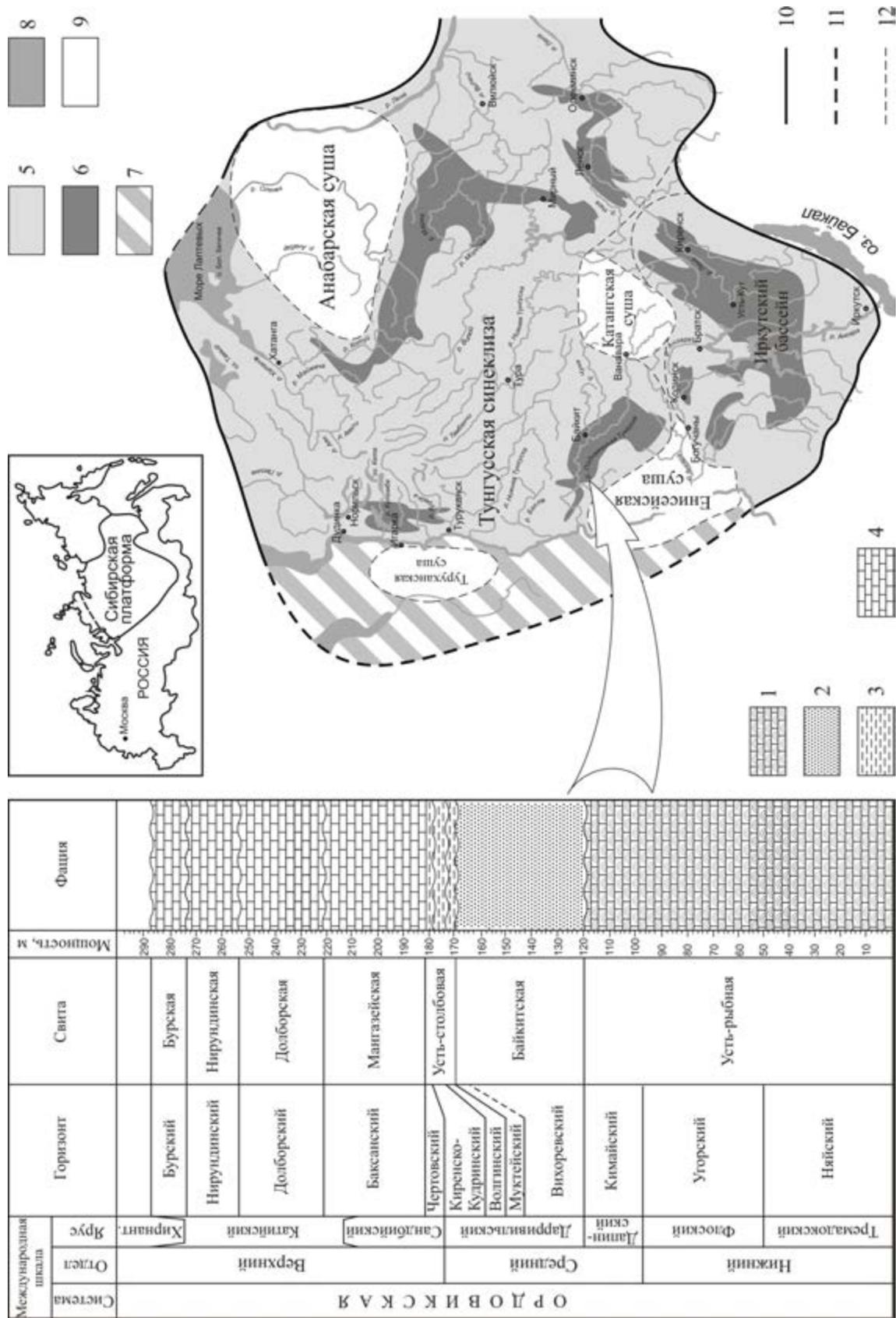


Рис. 1. Стратиграфическое и географическое распространение холодноводных карбонатов в ордовике Сибирской платформы: 1. тропические (тепловодные) карбонаты; 2. кварцевые песчаники; 3. алевролиты с отдельными линзами карбонатов; 4. холодноводные карбонаты; 5. площадь распространения ордовикских отложений на Сибирской платформе; 6. выходы ордовика на поверхность; 7. предполагаемое продолжение Сибирской платформы под чехлом Западно-Сибирской плиты; 8. реки и озера; 9. предполагаемые границы; 10. границы платформы; 11. предполагаемые границы суши; 12. предполагаемые границы суши.

среднего и в верхнем ордовике сменяется холодноводным [4, 11]. Эта ситуация объясняется апвеллингом, который возник в результате тектонической перестройки, связанной с началом Таконской орогении, т. е. началом присоединения Таконской островной дуги к Северо-Американскому



Рис. 2. Палеогеографическая позиция Сибирского континента в верхнем ордовике и площади распространения холодноводных карбонатов (по [5] с изменениями)

континенту [9, 10, 11]. По-видимому, аналогичное объяснение может быть предложено и для холодноводных карбонатов Сибирской платформы.

В результате апвеллинга холодных вод на Сибирский и Американский палеоконтиненты в среднем и позднем ордовике, существовавшая здесь ранее цианобактериальная экосистема была полностью подавлена и возникла огромная по площади свободная ниша для развития организмов, привыкших жить в прохладных водах. По сути дела, все крупнейшие эпиконтинентальные бассейны Земли в это время вдруг оказались шельфами умеренного климата [5] (рис. 2). Такое резкое увеличение жизненного пространства для холодноводных видов и привело к их быстрому и глобальному распространению, что и зафиксировано в росте биоразнообразия, отмеченном на всех континентах. Взрывная ордовикская радиация была подготовлена возникновением в кембрии новой палеозойской фауны, которая поначалу была сосредоточена лишь в узких областях немногочисленных шельфов умеренного климата. Апвеллинг способствовал также, по-видимому, смене характера глобальной океанической циркуляции и постепенному охлаждению Земли, что привело в конце ордовика к Хирнантскому оледенению [14].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант №10-05-00848а и является вкладом в международный проект IGCP №591 «Ранне-среднепалеозойская революция».

Литература

1. Дронов А.В. Отличительные особенности нетропических карбонатов на примере нижне-среднеордовикских отложений Прибалтики // Ю.П. Юшкин (отв. ред.) Литология и Нефтегазоносность карбонатных отложений. Материалы Второго Всероссийского литологического совещания и Восьмого всероссийского симпозиума по ископаемым кораллам и рифам. – Сыктывкар: Геопринт, 2001. – С. 18 – 19.
2. Марков Е.П. Ордовик и ранний силур юго-запада Тунгусской синеклизы. – Л.: Недра, 1970. – 144 с.

3. *Bergström, S.M., Chen Xu, Gutiérrez-Marco, J.C., Dronov, A.* The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major series and stages and to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy // *Lethaia*. 42. – 2009. P. 97 - 107.
4. *Brookfield, M.E.* A mid-Ordovician temperate carbonate shelf – the Black River and Trenton Limestone Groups of southern Ontario, Canada // *Sedimentary Geology*. 60. 1988. P. 137-153.
5. *Chernes, L. and Wheeley, J.R.* Early Palaeozoic cooling events: peri-Gondwana and beyond // *Basset, M.G. (ed.) Early Palaeozoic Peri-Gondwana Terranes: New Insights from tectonics and Biogeography*. Geological Society. – London, Special Publications. – 325. – 2009. – P. 257 – 278.
6. *Cocks, L.R.M. and Torsvik, T.H.* Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Paleozoic // *Earth-Science Reviews*. – 82 – 2007. – P. 29 – 74.
7. *Dronov, A., Rozhnov, S.* Climatic changes in the Baltoscandian basin during the Ordovician: sedimentological and palaeontological aspects // *Acta Palaeontologica Sinica*. – 46. – 2007. – (Suppl.). – P. 108 – 113.
8. *Dronov, A.V., Kanygin, A.V., Timokhin, A.V., Tolmacheva, T.Ju., Gonta, T.V.* Correlation of Eustatic and Biotic Events in the Ordovician Paleobasins of the Siberian and Russian Platforms // *Paleontological Journal*. – 43, (11). – 2009. – P. 1477 – 1497.
9. *Ettensohn, F.R.* Origin of the Late Ordovician (mid-Mohawkian) temperate-water conditions on southeastern Laurentia: Glacial or tectonic? // *Finney, S.C. and Berry, W.B.N., (eds.) The Ordovician Earth System*. – Geological Society of America Special Paper. 466. 2010. P. 163 - 175.
10. *Herrmann, A.D., Patzkowsky, M. E., Pollard, D.* The impact of paleogeography, pCO₂, poleward ocean heat transport and sea level change on global cooling during the Late Ordovician // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 206. 2004. P. 59 - 74.
11. *Holland S.M. and Patzkowsky M.E.* Sequence Stratigraphy and Long-term Paleooceanographic change in the Middle and Upper Ordovician of the Eastern United States // *B. J. Witzke, G.A. Ludvigson and J. Day (eds.) Paleozoic sequence Stratigraphy. Views from the North American Craton*. – Geological Society of America. Special Paper. 306. Boulder. 1996. P. 117 - 130.
12. *James, N.P.* The cool-water carbonate depositional realm // *James, N.P. and Clarke, J.A.D. (eds.) Cool-water carbonates*. SEPM Special Publication. No. 56. Tulsa. 1997. P. 1 - 22.
13. *Kanygin, A, Dronov, A., Timokhin, A., Gonta, T.* Depositional sequences and palaeoceanographic change in the Ordovician of the Siberian craton // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* – 296, (3-4). 2010. P. 285 - 294.
14. *Pope, M.C., Steffen, J.B.* Widespread, prolonged late Middle to Late Ordovician upwelling in North America: A proxy record of glaciation? // *Geology*. 31. 1. 2003. P. 63 - 66.

**РОЛЬ ГАЗОВО-ФЛЮИДНЫХ ПОТОКОВ
В ФОРМИРОВАНИИ ПОРОД И РУД
ПЛИТНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПЛАТФОРМ – ПРОБЛЕМА XXI ВЕКА**

С.Ю. Енгальчев

ФГУП «ВСЕГЕИ», г.Санкт-Петербург, sleng2005@mail.ru

Металлогения чехлов платформ давно оформилась как самостоятельное научное направление, обладающее определенными методическими подходами к изучаемому объекту. Однако, на современном этапе в связи с появлением значительного объема новых фактических данных, касающихся в первую очередь изучения современных газово-флюидных разгрузок (холодной и горячей линии) на морских акваториях, свидетельствующих об более широком масштабе этого явления, чем считалось ранее, назрела необходимость пересмотра ряда устоявшихся представлений о развитии обширных территорий платформ, условиях формирования и последующего преобразования осадочных комплексов, о генезисе ряда рудных объектов. Для интерпретации палеообстановок требуется привлечение не только сугубо седиментационных, в узком смысле этого слова, механизмов формирования осадков, но и процессов, связанных с функционированием разнообразных газово-флюидных систем, являющихся поставщиками и преобразователями рудных компонент.

О функционировании таких систем на территории Восточно-Европейской платформы стало известно только в последние два десятилетия. Пересмотру подвергаются представления о стабильности этой территории, ее «амагматичности», а интерпретация данных ведется с позиций предусматривающих функционирование различных по природе, рудообразующих систем, элементом которых являются флюидные потоки, флюидопроводящие зоны и др.

Приведем несколько примеров участия газово-флюидных разгрузок в процессах пороодо- и рудообразования в чехле Восточно-Европейской платформы.

В разновозрастных отложениях осадочного чехла Воронежской антеклизы широко развито тонкое и ультратонкое золото, наибольшие концентрации которого выявлены в мезозойских (мел), палеогеновых и четвертичных отложениях. Золото содержит примеси, обогащено ртутью, сурьмой, висмутом, теллуrom и платиноидами. В районах его накопления установлены интерметаллиды - самородная цинкистая медь, самородное олово и самородное железо с примесью Ag, Cu, Te, Sb, Sn, Bi. Анализ материалов позволил высказать гипотезу, согласно которой формирование такого специфического золота происходило за счет процессов эксгаляции и движения рудоносных флюидов, «разгрузка» которых осуществлялась в разновозрастных рыхлых отложениях чехла [2]. Образование самородных соединений, происходило в том же процессе, путем газоконденсатной кристаллизации из восходящих глубинных потоков, несущих такие элементы как Hg, As, Te, Sb. Необходимым условием их образования является наличие во флюидах значительной водородно-углеводородной составляющей. Именно она ответственна за формирование восстановительной среды, неременного условия генерации «зерен» самородных металлов.

В пределах Верхнекамской впадины золото встречается по всему разрезу мезо-кайнозойских отложений [1]. Кроме высокопробного золота, выделяются его разновидности, в разной степени обогащенные Ag, Cu, Hg, Pd, Pt. На зернах золота часто присутствуют экзотические пленки, сложенные интерметаллидами Sn, Pb. В толще средней юры и нижележащих образованиях нижнего триаса, кроме золота, установлены ореолы киновари, самородной ртути, флюорита, барита, а зоны повышенной золотоносности и платиноносности, имеют линейный характер. Образование агрегатного золота, вероятнее всего, связано с функционированием низкотемпературных газово-флюидных систем.

В пределах Верхнекамской впадины выявлены месторождения урана палеодолинного типа, расположенные в виде единой полосы северо-западного простирания. В ее пределах на глубине размещаются залежи углеводородов. Причина такого расположения до конца не определена, однако, можно

предположить наличие вертикальной разгрузки углеводородов из нижележащих толщ в палеорусла, где они могли способствовать формированию восстановительных обстановок, чем обеспечивали накопление урановых концентраций.

На территории кряж Карпинского выявлены уникальные по своей природе урановорудные (с золотом, фосфором и редкими землями) залежи костного детрита в отложениях майкопской серии. Формирование рудных залежей костного детрита связано с проявлением повторяющихся во времени подводных газово-флюидных разгрузок, сопровождающих процессы подводной вулканической деятельности синхронных образованию отложений майкопской серии [3]. Рассматриваемые залежи приурочены к протяженным линейным тектоническим зонам субмеридионального простирания, о глубинном заложении которых свидетельствует приуроченность к ним аномалий гелия, имеющих глубинную природу.

В осадочном чехле центральных регионов Русской плиты установлены и другие объекты, формирование которых, в той или иной степени, можно связывать с активизацией флюидопроводящих зон. К ним можно отнести специализированные на золото угли Подмосковного бассейна; повышенные содержания золота в фосфоритах средней юры и четвертичных образованиях; минерализация флюорита в отложениях среднего карбона и др.

В осадочном чехле платформы выявлено распространение своеобразной группы пород – флюидолитов [4]. Они обнаружены в Предуралье, где с ними связаны месторождения алмазов, в Архангельской области, в основании осадочного чехла платформы, в северном Приладожье и в ряде других мест. Публикации последних лет свидетельствуют о более широком распространении этой группы пород.

Принимая во внимание трудности выявления признаков флюидного воздействия в осадочных породах чехла и фундамента, необходим комплексный системный подход к выбору методов исследования, среди которых важное место должны занять минералогические исследования,

направленные на выявление индикаторов такого рода воздействий. Необходимо обращать пристальное внимание на присутствие «необычных» текстур осадочных пород, нетипичных горных пород и минералов, аномальных для данной стадии диагенеза или осадочной толщи, аномальный изотопный состав некоторых химических элементов, необъяснимый в рамках традиционных представлений. Своеобразными маркерами проявления в осадочном чехле газовой-флюидной деятельности, являются ртуть, гелий, метан, уран, ванадий, молибден, рений, специфическое тонкое золото, самородные металлы, муассанит, особенности распределения редкоземельных элементов. Для диагностики флюидопроводящих зон, могут быть использованы геофизические, геохимические (аномалии в породах, водах, атмосфере и др.) и изотопные методы, а также материалы дистанционного зондирования. Рассмотренные примеры показывают необходимость изучения осадочных комплексов, учитывая активное поступление газовой-флюидных потоков в зону литогенеза в пределах платформенных областей.

Литература

1. *Наумов В.А., Илалтдинов И.Я., Осовецкий Б.М., Голдырев В.В., Макеев А.Б.* Золото Верхнекамской впадины. Кудымкар: Коми-Пермяцкое кн. изд., 2003. 218 с.
2. *Савко А.Д., Щевырев Л.Т., Ильяш В.В., Лоскутов В.В.* Эксгальационно-осадочная металлоносность Воронежской антеклизы – новые горизонты поисков рудных месторождений в осадочном чехле. Статья 2. Новые данные, критерии оценки площадей, прогноз рудоносности, перспективные участки. // Вестник Воронежского ун-та. Серия. Геология. 2000, Вып. 5 (10). С.126-136.
3. *Шарков А.А.* Ураново-редкометалльные месторождения Мангышлака и Калмыкии, их генезис. М.: Эслан, 2008. 220 с.
4. *Якобсон К.Э., Казак А.П., Толмачева Е.В. и др.* Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах. СПб., 2008. 38 с.

ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССОВ ДИНАМОТЕРМАЛЬНОЙ АКТИВИЗАЦИИ НЕДР НА ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

В.В. Еремеев

Геологический институт РАН, Москва, rima@ginras.ru

Для постседиментационных преобразований пород существует единый глубинный механизм отражающий этапы геологического развития чехлов платформ и складчатых областей.

Воздействие литостатического давления на терригенные комплексы при их погружении на 1-1,2 км приводит, главным образом к формированию устойчивого каркаса из обломочных зерен. Преобразование собственно минеральных компонентов обусловлено фациальной природой осадка и гидрохимическим режимом, способствующим перераспределению вещества внутри породы. Особенно значимым фактором при этом является увеличение в межпоровых растворах углекислоты за счет постседиментационного преобразования органического вещества и воздействии углекислых вод на карбонаты ранней генерации, что вызвало их растворение и увеличивало проницаемость пород. Это особенно отчетливо проявилось в комплексах нефтегазоносных отложений чехла платформ на глубинах 1000 – 1200 м. В меловых (сеноманских) песчаниках севера Сибирской платформы и нижнекаменноугольных отложениях восточной части Русской платформы привело к формированию пород с высокими фильтрационно-емкостными свойствами.

Погружение песчаных пород на глубины 2000 м в пределах севера Западной Сибири привело к глубоким катагенетическим преобразованиям под воздействием вертикальной нагрузки, вызвавшей интенсивные процессы растворения и генерации, приведшие к закупорке поровых промежутков новообразованными минералами. Выявлены также структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза наложенные на структуры глубокого катагенеза, формирование их обусловлено воздействием импульсов

термальной активизации свыше 200-300°C за счет увеличения температуры теплового потока, связанного с разогревом мантии плюмом скользящим ниже кровли земной поверхности с севера на юг Западной Сибири. Установлено, что основной источник конвекционных течений располагался в Карском море. Процессы метагенеза, выявленные в меловых песчаниках севера Западной Сибири аналогичны описанным О.В. Япаскуртом для песчаников триаса и юры Западного Верхоянья и Тюменской области также обусловлены импульсами термальной активности свыше 300°C. Отсутствие проявлений метагенеза в меловых отложениях центральных и юго-восточных областях Западной Сибири согласуется с приуроченностью источников тепла к зоне Карского моря.

В пределах Кизеловского и Егоршинско-Каменского бассейнов входящих в состав Уральской складчатой области породы карбона претерпели глубокие катагенетические и метагенетические (бластическая перекристаллизация) породообразования. При этом глубина погружения пород аналогична глубинам одновозрастных отложений на Русской платформе около 2 км. Первостепенную роль в процессах постседиментационных преобразований по сравнению с процессами, вызванными вертикальной нагрузкой вышележающих толщ, в пределах указанных бассейнов играли термальная активизация недр и стресс. Импульсы стресса присущи бассейнам приуроченным к тектонически подвижным структурам земной коры и усиливают коррозионные дегидратационные и диффузионно-метасоматические процессы. Отложения карбона Среднего Урала представляют собой уплотненную, флюидно-поровую систему с параметрами t° от 200 до 350°C и $P > 200$ МПа при этом ликвидирована сеть взаимосвязанных межкомпонентных пор и возникли благоприятные условия для химических реакций между минеральными частицами в твердом состоянии. В ходе метагенеза активизировались процессы диффузии ионов к границам минеральных частиц, проявились процессы метасоматоза и кристаллобластеза.

Близость магматического очага – Верхнетурьинского батолита к Кизеловскому и Егоршинско-Каменскому бассейнам (около 100 км)

определило высокую тепловую активность очага (свыше 350°C), прогрев осадочного чехла был вызван интенсивным притоком глубинного тепла и послойными внедрениями магмы. Температура интрузировавших основных магм достигала 1300°C.

Рассмотренные комплексы пород характеризуются крайне низкими значениями фильтрационно-емкостных свойств. Рассмотренная дискретность постседиментационных изменений осадочных комплексов связана с геодинамическим режимом эволюции осадочных бассейнов, это показано на конкретных бассейнах при нелинейности процессов в стадийном ряду: диагенез – катагенез – метагенез. Стрессовые напряжения и термоаномалии преобладают над процессами связанными с действием литостатического давления, вызванного нагрузкой вышележающих толщ.

ФОРМИРОВАНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОГО ПОТЕНЦИАЛА МЕЗОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНОВ АТЛАНТИКИ И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.В. Еремеев

Геологический институт РАН, Москва, rima@ginras.ru

На основании литолого-фациальных и минерально-петрографических исследований установлено сходство в эволюции и условиях формирования нефтегазоносного потенциала Атлантического и Западно-Сибирского бассейнов.

В позднеюрскую эпоху развивающаяся Атлантика занимала узкое пространство между двумя суперконтинентами, в пределах которого располагались мелководные изолированные и полуизолированные водоемы. В начале раннего мела происходило расширение водоемов. В апт-альбское время происходило более интенсивное раздвижение континентов и расширение морского бассейна окаймлявшегося зоной шельфа с конусами выносов крупных рек с центральными и периферическими частями и междельтовыми

пространствами. Крупные реки поставляли с окружающих континентов обильный терригенный гумусовый материал, в котором преобладали гелефицированные и фюзенизированные компоненты, осаждавшиеся преимущественно в периферических частях дельт, приведших к образованию в дальнейшем «черных сланцев», являющихся потенциально газоносными. Во внешней части шельфа, переходящей в море, формировались «черные сланцы» с высоким содержанием сапропелевого материала – потенциально-нефтеносные. Нами выделено семь крупных потенциально нефтегазоносных конусов выноса: Ангольский, Американский, Фолклендский, Бискайский, Пиренейский, Марокканский, Капский. Фациальная среда создавала условия для накопления гумусовой газопотенциальной и сапропелевой, а также песчано-алевритовых отложений, играющих роль коллекторов и глинистых – играющих роль покрышек.

Западно-Сибирский осадочный нефтегазоносный бассейн в начале раннего мела (ачимовское время, поздний берриас – ранний валанжан) представлял собой область развития мелководного моря, окаймлявшегося на востоке широким шельфом и конусами выноса крупных рек, поставлявших гумусовый и терригенный материал с Восточно-Сибирской низменности, Средней Сибири и Алтае-Саянской горной области.

В определенные периоды создавались условия для формирования широкой шельфовой зоны с накоплением значительного объема осадочного материала и максимальной обогащенности гумусовой органики.

Прогнозирование возможных скоплений нефти и газа на основе литолого-фациальных исследований применительно как к платформенным областям, так и к осадочному чехлу Мирового океана.

РАЗМЕРНОСТЬ И ФОРМА МИНЕРАЛОВ СЕМЕЙСТВА КАОЛИНИТА РАЗНОГО ГЕНЕЗИСА И ВОЗРАСТА

В.А. Ерощев-Шак¹, Б.А. Богатырев²

¹ГИН РАН, Москва

²ИГЕМ РАН, Москва, *box@igem.ru*

Всестороннему изучению каолинов уделялось много внимания со стороны геологов разных научных школ Москвы, С. Петербурга, Казани, Киева, Саратова, Новосибирска и др. Первую генетическую классификацию гипергенных каолинов разработал И.И. Гинзбург в 1913 г. И в настоящее время российские геологи выделяют каолины четырех генетических типов: 1 – первичные – остаточные коры глубокого химического выветривания; 2 – вторичные – осадочные – продукты переотложения первичных каолиновых кор выветривания в постоянных водоемах (озерах, лагунах и т.п.); 3 – ресилификационные – каолинизированные бокситы; 4 – гидротермальные (гидротермально-метасоматические) и гидротермально-осадочные.

Минералы семейства каолинита (каолинит, галлуазит, метагаллуазит, диккит и накрит), как известно, встречаются в разных геологических обстановках. Первые три – каолинит, галлуазит, метагаллуазит преобладают в молодых (кайнозойских, мезозойских и средне-позднепалеозойских) экзогенных образованиях – корах латеритного выветривания, различного типа водоемах (речных плесах, озерах, речных дельтах, а также в морских водоемах тропической зоны). Каолины отмечены и среди литифицированных осадков (преимущественно палеозойские огнеупорные и комовые глины). Распространены минералы семейства каолинита и среди гидротермально-метасоматических образований вулканических областей. Диккит и накрит чаще всего имеют гидротермальный генезис. Диккит образуются также на стадии глубинного катагенеза.

Работами многих отечественных и зарубежных геологов установлено, что образование каолининовых минералов в латеритных корах выветривания и осадках происходит при низких температурах (около 20°C), слабо щелочных значениях pH (около 8) и близких к 0 значениям Eh. Концентрация SiO₂ в

фильтрующихся через них водах превышает 10 мг/л. Кроме того, и коры выветривания, и осадки водоемов представляет собой открытую неравновесную геохимическую систему. Закрытой системой с преобладанием диффузионных процессов можно считать систему, где формируются ресилификационные каолины, образующиеся в результате ресилификации бокситов после их захоронения под чехлом осадков. Эти процессы могут протекать как на стадии диагенеза, так и катагенеза, после захоронения бокситов под чехлом кремнеземсодержащих осадков. Процессы инфильтрации вод здесь затруднены и проявлены только медленно текущие диффузионные.

Все вышеперечисленные экзогенные каолиновые минералы имеют близкую кристаллическую структуру. Наиболее распространены триклинная однослойная структура каолинита 1Тс и две двухслойных структуры: 2М₁ (диккит) и 2М₂ (накрит). Основой структуры всех каолиновых минералов является двухэтажный слой, состоящий из тетраэдрической (Si –O) и октаэдрической (Al- O] (OH) сеток. Форма кристаллов каолинита, диккита и накрита пластинчатая, реже – пирамидальная (диккит), псевдогексагональная или ромбическая, у галлуазита - столбчатая. Галлуазит (метагаллуазит), образуют свернутые в трубки кристаллы. Самым достоверным для исследования минералов каолинита является рентгенографический метод. Наиболее информативным оказывается лишь параметр по оси «с». Именно этот параметр оказывается на практике самым чувствительным к изменению физических и технологических свойств пород в целом. Образцы анализировались на рентгеновском дифрактометре D/MAX-2200 японской фирмы “Rigaku” с медным монохроматическим излучением. Рабочий режим: 40 mA – 40 kV, рассеивающая щель – 0.5 град., щель на счетчике – 0.5 град., шаг по углу – 0.02 град., время в точке – 2 с. Всего было проанализировано около 30 ориентированных препаратов отмученной фракции. Приводимые ниже данные по размеру кристаллов даны для всех минералов семейства каолинита по базовым рефлексам 001, 002 (в направлении по нормали к базисной плоскости), Все экзогенные минералы семейства каолинита имеют мелкие размеры:

толщина отдельных кристаллов в плоскости 001 варьирует от 10 нм до 50 нм. Самая меньшая толщина кристалла характерна для галлуазита – около 10 нм, а самые крупные кристаллы – у диккита – до 50 нм). Сrostки кристаллов каолинита вермикулярной формы достигают первых сантиметров.

Своеобразную и отличную от вышеописанных экзогенных каолинообразующих систем имеют вулканогенно-осадочные и гидротермально-метасоматические образования, которые известны в пределах вулканических областей (Камчатка, Курильские, Японские, Индонезийские островные дуги и др.). Все они приурочены к глубинным разломам, зонам субдукции и рифтогенным зонам Земной коры. Гидротермальные флюиды, связанные с вулканической деятельностью, смешиваясь с поверхностными водами, трансформируются в гидротермальные растворы. Они и являются здесь источником материала для минералов семейства каолинита. Ранее В.А. Ерощевым-Шаком и др. [1] было показано, что каолины современных гидротермальных озер кальдеры Узон на Камчатке представляют собой гетерогенные гидротермально-метасоматические или гидротермально-осадочные образования, состоящие из скоплений глинистых минералов преимущественно из семейства каолинита совершенной и несовершенной структуры. В вертикальном разрезе гидротермалитов каолины слагают среднюю часть разреза. Максимальные температуры зоны каолинообразования – 94.3-94.5°C, а значения pH колеблются от 3.4 в верхней части до 5.6 в нижней. Форма кристаллов каолинита здесь изометричная, без выраженных гексагональных очертаний. Каолинит из осадков озера Восьмерка имеет гексагонально-пластинчатую форму и размер – до 30 нм (шестоватый галлуазит – 20 нм). Каолинит здесь явно аутигенный и образуется из термальных вод, которыми питается озеро. Минерализация воды в нем не очень высокая – 1.0 - 2.5 г/л, pH – 2.2-2.7, SiO₂ – 129-250 мг/л, Al₂O₃ – 3-60 мг/л. Воды – сульфатно-сульфатно-хлоридные. Температура озера – от 118°C на дне до 20°C на поверхности. Химический состав осадков близок к составу чистого каолинита с небольшой (1.64-1.78 %) примесью TiO₂ и FeO+Fe₂O₃ - до 3.15%. Кристаллическая структура каолинита

дефектна, о чем свидетельствует отсутствие на рентгенограмме рефлексов в области углов $17-20^\circ\theta$. Толщина кристаллитов оценивается в 20-40 элементарных слоев. Здесь же присутствует игольчатый галлуазит.

Предположение о прямой зависимости размеров и совершенства кристаллов семейства каолинита (каолинит, галлуазит, диккит, накрит) от условий их образования и возраста неоднократно высказывалось ранее многими исследователями. Но эти выводы основывались на макроскопических наблюдениях и данных оптической микроскопии. Данные об истинных размерах кристаллов, которые можно получить с помощью рентгеноструктурного анализа, ранее не практиковались. Нами изучалась толщина кристаллов по значениям рефлекса 001. В таблице суммированы основные сведения о каолинах, галлуазитах и диккитах разного генезиса и возраста (таблица).

Таблица

Минералы	Генетический тип	№№ образцов	Название месторождений	Возраст	Размер (нм)
галлуазит	К. в.	TS-03-1	Тхо Сон, Вьетнам	Q ₁	16
галлуазит	Гидр.	ГЗ-2	Заглик, Армения	T	13
галлуазит	Гидр.	У-1	Узон, Камчатка	Q ₂	
каолинит	Алл.	Op-1	р. Ориноко	Q ₂	22
каолинит	Алл.	КО-1	Санта Фе, Венесуэла	Q ₁	20
каолинит	гейзер	К-1/08	Курильские о-ва	Q ₂	24
каолин	К.в.	В-1, В-2	Венамо, Венесуэла	N ₂	27,
каолин	К.в.	МХ-1	Морохуана, Венес.	N ₂	28
каолинит	К.в.	У-8/07	Упата, Венесуэла	N ₂	27
каолинит	Ресил.	26/77	Аркалык, Казахстан	K ₂	26
каолин	К.в.	Е-1,2	Еленинское,	K ₂	30
каолин	К.в.	Вол-1,2	Волноваха, Украина	K ₂	32
каолин	К.в.	168	Владимирское, РФ	K ₂	33
каолинит	Гидр.	У-2	Узон, Камчатка	Q ₂	40
Дик диккит	Гидр.	Д-1	Заглик, Армения	T	46

Примечание: К.в. – кора выветривания; Алл. – аллювий; ресил. – ресилификационный (вторичный); гидр. – гидротермально-метасоматический каолинит.

По нашим данным, самые крупные кристаллы в семействе каолиновых минералов имеет диккит из Загликского месторождения вулканогенно-гидротермальных глин – более 40 нм, а самые мелкие – галлуазит из того же месторождения – 13 нм. Такой же галлуазит образуется в нижней части профиля выветривания, где отмечается повышенная щелочность растворов с рН около 8. Размеры кристаллов каолинита варьируют от 24 нм (каолин из самых молодых бокситовых месторождений Вьетнама) до 34 нм в меловых корах выветривания Владимирского месторождения. Каолинит из прожилка, секущего девонский боксит Вежаю-Ворыквинского месторождения на Среднем Тимане также достаточно крупный (32 нм). Он, возможно, имеет гидротермальный генезис и связан с внедрением позднефранских базальтов. В пользу этого говорит и его парагенезис с серицитом. Гейзериты Курильских островов содержат каолинит средних размеров – 24 нм.

Анализ приведенных в таблице данных позволяет сделать вывод о зависимости размеров кристаллов каолинита и от их возраста (длительности формирования). Каолиниты меловых кор выветривания несколько крупнее (более 30 нм) кайнозойских (от 16 до 26 нм). Меловые ресилификационные каолины Аркалыка (Казахстан) чуть меньше (26-28 нм), чем латеритные каолины Украины (32-33 нм), т.к. последние формировались более длительный отрезок времени.

Изучение размерности минералов семейства каолинита имеет важное значение для определения области их использования.

Литература

1. Ероцев-Шак В.А., Дмитрик А.А., Ципурский С.И. Генетические и структурно-морфологические особенности гидротермальных каолинитов // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С.89-91.

КАРБОНАТНЫЕ СЕПТАРИИ В ОКСФОРДСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Е.А. Жуковская¹, Л.Г. Вакуленко², П.А. Ян²

¹ ОАО «ТомскНИПИнефть», Томск, ZhukovskayaEA@nipineft.tomsk.ru

² ИНГГ СО РАН, Новосибирск, VakulyenkoLG@ipgg.nsc.ru

Конкреционный анализ, как один из составляющих комплекса литолого-фациальных исследований, довольно активно применялся при изучении мезозойских терригенных нефтегазоносных формаций Западной Сибири в 70-80-е годы прошлого столетия. Усилиями В.Н. Высоцкого, А.А. Нежданова, А.И. Сидоренкова, И.Н. Ушатинского, Ю.В. Щепеткина и др. исследователей установлено, что распределение конкреционных тел в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты носит закономерный характер и контролируется составом и генезисом вмещающих пород. Конкреционный анализ применялся для решения различных геологических задач: расчленения и корреляции разрезов, выявления цикличности толщ, влияния процессов карбонатного конкрециеобразования на коллекторские свойства пород, проведения палеогеографических и палеотектонических реконструкций, прогнозирования региональных зон развития литологических ловушек и т.д. Установлено, что васюганская свита и ее аналоги являются уровнем с регионально выдержанным максимальным коэффициентом конкрециенности.

В центральных и южных районах Западно-Сибирского бассейна в составе оксфордских отложений нами зафиксировано развитие карбонатных конкреционных стяжений с крупными трещинами, выполненными мелко-, средне- и крупнокристаллическими карбонатными минералами, что позволяет отнести эти образования к септариям. Приурочены они преимущественно к верхним частям васюганской (надугольная толща) и наунакской свит. Таким образом, стратиграфический интервал их распространения можно оценить как средний–верхний оксфорд. Площадь их распространения, по имеющимся данным, охватывает север Новосибирской, западную часть Томской областей и центральную часть Ханты-Мансийского автономного округа. В настоящее

время наличие септариев в оксфордских отложениях было установлено в керне более 30 скважин, пробуренных на 25 площадях и месторождениях (рисунок). Ранее рядом исследователей был сделан вывод о региональном распространении септарных конкреций в кимериджских отложениях, детальное их изучение проведено в Юганском Приобье и Приуральской части Западной Сибири [1]. В

оксфордских отложениях септариевые конкреции как самостоятельный объект до настоящего времени не выделялись.

С целью уточнения состава минералов септарий был выполнен петрографический анализ больших шлифов (площадью до 35 см²) с

травлением на карбонатные минералы

по методу Диксона и полуколичественный рентгенофазовый анализ. Для некоторых образцов также проведена сканирующая электронная микроскопия с рентгеноспектральным микроанализом.

Наиболее крупные септарии встречаются преимущественно среди глинистых отложений, имеют сферическую форму или представлены в виде прослоев (0,15-1,0 м) глинисто-известкового состава. Основная масса стяжений имеет преимущественно серый, часто в разной степени буроватый, цвет и представлена тонкокристаллическим и пелитоморфным кальцитом и железистым кальцитом. Характерно присутствие мелких скоплений скрытокристаллического и глобулярного пирита, реже - его мелких кубических кристаллов. Многочисленные крупные трещины, залеченные несколькими

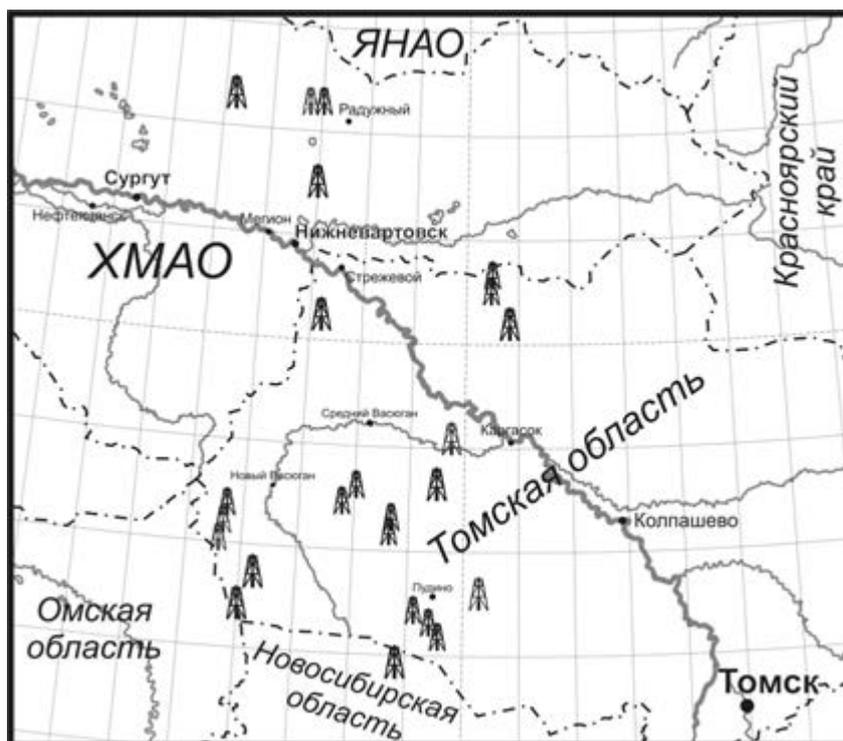


Рисунок. Расположение скважин, вскрывших оксфордские отложения с септариевыми конкрециями

генерациями карбонатных минералов, зачастую образуют брекчиевидную текстуру. Обычно краевые части трещин отличаются крустификационным выполнением среднекристаллическим кальцитом, в центральных частях развит крупнокристаллический сильножелезистый кальцит. Оперяющие тонкие трещинки выполнены кальцитом. В редких случаях (около 15%) в трещинах встречен зонарный доломит. Мелкокристаллический железистый кальцит выполняет также более поздние тонкие секущие трещины, которые обычно ориентированы субвертикально. Для этого кальцита в ряде случаев характерно также повышенное содержание марганца.

Для септариев, встреченных среди песчано-алевритовых пород, типичным является серый и светло-серый цвет, несколько меньший размер (до 0,55 м) и наличие унаследованных первичных текстурных признаков осадка. Карбонат основной массы септарий является мелко-, средне-мелкокристаллическим цементом порово-базального, часто пойкилитового типа. Он представлен кальцитом, иногда железисто-магнезильного или железистого состава. Часто в септариях отмечаются остатки раковин и раковинный детрит, вплоть до формирования биокластических известняков. Количество трещин значительно меньше, чем в септариевых конкрециях из глинистых пород, но толщина и выполнение их различны. Встречаются трещины как с одной, так и с двумя генерациями кальцита различной кристалличности, зачастую крустификационного обрастания. В единичных случаях отмечен среднекристаллический доломит. Более поздние тонкие секущие трещины выполнены мелкокристаллическим железистым кальцитом. В участках пересечения их с ранними трещинами наблюдается формирование его зонарных кристаллов.

Таким образом, результаты выполненных исследований строения и состава специфических карбонатных образований (септариевых конкреций) позволяют предположить, что в позднеоксфордских терригенных и глинистых отложениях такие объекты формировались на стадии раннего диагенеза в осадках прибрежно- и мелководно-морского генезиса. Формирование крупных

извилистых трещин в конкрециях вероятнее всего происходило в результате синерезиса [2]. Частичное или полное их выполнение осуществлялось на более поздних этапах диагенеза и, вероятно, катагенеза. Представляется, что вещество для выполнения эти трещин было также седиментационно-диагенетическим, претерпевшим поэтапное дифференцированное перераспределение. Количество генераций выполнения трещин колеблется от одной до трех в зависимости от размера трещины, количества карбонатного вещества в растворе и от условий кристаллизации. На начальных стадиях выполнения конкреций образовывался крустификационной кальцит, на более поздних этапах происходило увеличение степени кристалличности кальцита и его железистости к центру трещины. Реже в этих трещинах появляется доломит. На данном этапе исследований существенных и закономерных изменений в составе септариевых конкреций не установлено, однако их схожесть и распространение в пределах определенного стратиграфического уровня позволяют использовать их в качестве реперных горизонтов для более обоснованного расчленения и корреляции разрезов. Есть все основания полагать, что дальнейший целенаправленный сбор материала и разностороннее изучение подобных образований даст возможность применять полученные результаты в палеогеографических реконструкциях, для расшифровки условий седиментации.

Литература

1. Сидоренков А.И., Самошкин А.А., Высоцкий В.Н., Зобнин Ю.А. Конкреционный анализ кимериджских отложений месторождения Большой Салым // Постседиментационное минералообразование в осадочных формациях, Тюмень, ЗапСибНИГНИ, 1985, С. 26-43.
2. Зарицкий П.В. Конкреции и значение их изучения при решении вопросов угольной геологии и литологии, Харьков, Вища шк., Изд-во при Харьк. ун-те, 1985. – 177 с.

КАРБОНАТНЫЕ МИКРОФАЦИИ БИЛЛИНГЕНСКО-АЗЕРИСКИХ (ДАПИНСКИЙ-ДАРРИВИЛЬСКИЙ ЯРУСЫ) ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛИТЫ

А.В. Зайцев¹

¹МГУ, Москва, alz@geol.msu.ru

Несмотря на 200-летнюю историю изучения ордовикских отложений северо-запада Русской плиты [1, 3–5, 7, 8], многие вопросы стратиграфии и условий их формирования, остаются открытыми. В настоящее время завершена разработка Международного глобального хроностратиграфического стандарта, который значительно отличается от традиционной последовательности британских серий до недавнего времени официально использовавшихся в России в качестве общей стратиграфической шкалы (ОШ) ордовикской системы [2]. В свете этого послыжное переизучение разрезов и установление корреляционных маркеров в ордовикских отложениях северо-запада Русской плиты является весьма актуальной задачей. Немаловажную роль в данном случае играет выяснение общих закономерностей развития бассейна, одним из основных методов которого является фациальный анализ.

Предыдущими исследователями разработана общая фациальная зональность для ордовика Балтоскандии, однако, настоящим исследованием выяснилось, что породы, значительно различающиеся по своему облику при полевых исследованиях имеют одинаковый состав при их изучении под микроскопом и наоборот. В настоящей работе предпринята попытка разработки литофациальной модели для области Балтийско-Ладожского глинта, основанной на микроисследованиях карбонатных пород. Критерием выделения микрофаций явилось распределение ассоциаций литотипов на профиле Балтийско-Ладожского глинта. Генетическая интерпретация выделенных фаций производилась с учетом распределения основных типов микрофаций в разных частях гомоклинальной карбонатной рампы, сформулированное Е. Флюгелем [6]. В результате проведенного исследования выявлено, что для биллингенско-азериского интервала (верхи дапинского – низы дарривильского ярусов)

области Балтийско-Ладожского глинта характерен трансгрессивный характер смены микрофаций. Им отвечает достаточно широкий спектр обстановок седиментации от приливно-отливных до внутренней части внешнего рампа.

Приливно-отливные отложения внутреннего рампа распространены в северо-западной Эстонии, западнее Таллинна и охватывают интервал кундаского (песчаные тонкозернистые мадстоуны) и низов азериского горизонта (эхинодерматово-водорослевые доломитизированные вакстоуны с примесью кварцевых зерен, восточнее Таллинна и эхинодерматово-водорослевые пакстоуны с фосфатными ооидами, западнее Таллинна).

К обстановкам *песчаных отмелей и банок внутреннего рампа* вероятно следует относить верхи конодонтовой зоны *O. evae* (биллингенский горизонт – кварц-глауконитовые пески и песчаники, пакстоуны с разнообразной бентосной фауной). На участке глинта восточнее Таллинна к данным обстановкам следует относить эхинодерматово-остракодовые пакстоуны с гетит-гидрогетитовыми ооидами (конодонтовая зона *L. variabilis* и основание зоны *Y. crassus*).

Ограниченно-морские обстановки внутреннего рампа характеризуются биокластовыми пакстоунами с обильными иглокожими, вакстоунами с остракодами. На Ладожском глинте им соответствует интервал конодонтовых зон *B. triangularis* – нижней части зоны *L. variabilis*. В северной Эстонии эти отложения слагают нижнюю часть кундаского горизонта (Мяэкалда и восточнее), а также нижнюю часть азериского интервала (р. Сытке).

Породы, формировавшиеся в *открыто-морских обстановках внутреннего рампа* (трилобитово-эхинодерматовые пакстоуны) слагают несколько ограниченных интервалов от бассейна рр. Волхов и Сясь и до западных частей Северо-Эстонского глинта. На востоке Ладожского глинта (р. Лынна) они слагают пограничный интервал конодонтовых зон *B. navis* и *M. parva*, а также зону *L. variabilis*. На востоке северной Эстонии этим обстановкам соответствует нижняя часть кундаского интервала.

Обстановка среднего рампа отвечают неяснослоистые небиотурбированные мадстоуны валгейьэской пачки лообуской свиты (р. Сытке), а также биотурби-

рованные остракодово-эхинодерматовые вакстоуны с глауконитом и трилобитово-эхинодерматовые пакстоуны (нижняя половина кундаского горизонта в области Ладожского глинта и основание азери на российской части Балтийского глинта).

Обстановки внешнего рампа распространены в области Ладожского глинта. Породы представлены эхинодерматово-трилобитовыми и эхинодерматово-брахиоподово-остракодовыми вакстоунами. Отвечают отложениям симанковской свиты. На профиле рампа фация отвечает обстановкам нижней части среднего – верхней части внешнего рампа.

Распределение карбонатных микрофаций на профиле Балтийско-Ладожского глинта отражает трансгрессивные обстановки, характерные для карбонатных рампов: от приливно-отливных внутреннего рампа и до верхней части внешнего рампа. Наиболее глубоководными являются разрезы восточной части Ладожского глинта, отражающие обстановки средней и верхней части внешнего рампа. Характер вертикальной смены микрофаций схож как в наиболее глубоководной, так и в мелководной частях бассейна и, вероятно, носит эвстатический характер.

Литература

1. *Дронов А.В.* Секвенс-стратиграфия ордовикского палеобассейна Балтоскандии: Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. – СПб., 2000. – 306 с.
2. *Корень Т.Н.* Международная стратиграфическая шкала докембрия и фанерозоя: принципы построения и современное состояние. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – 40 с.
3. *Мянниль Р.М.* История развития Балтийского бассейна в ордовике / Ин-т геологии АН Эстонск. ССР. – Таллинн: Валгус, 1966. – 200 с.
4. *Орвику К.К.* О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии. – Таллинн, 1960. – С. 45 – 79. – (Труды Ин-та геологии АН Эстонск. ССР).
5. Ордовик Латвии / Ульст Р.Ж., Гайлите Л.К., Яковлева В.И.; Мин-во газов. пром-сти СССР, Всесоюзн. научно-исслед. ин-т морской геологии и геофизики. – Рига: Зинатне, 1982. – 294 с.
6. *Flügel E.* Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. – Springer Berlin Heidelberg New York, 2004. – 976 p.
7. *Laskovas E.* The sedimentation environments of the Ordovician basin in the south-western margin of the East European Platform and lithogenesis of deposits. – Vilnius: Institute of Geology, 2000. – 314 p. – (With Russian Summary).
8. *Orviku K.* Lithologie der Tallina-Serie (Ordovizium, Estland) I / Publ. of the Geol. Inst. of the Univ. of Tartu. – Tartu, 1940. – 249 p.

СТРОЕНИЕ И ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЯНОВСТАНСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ- НИЖНЕГО МЕЛА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНО - СИБИРСКОГО БАССЕЙНА)

А.Г. Замирайлова, Ю.Н. Занин

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, г. Новосибирск,
ZamirailovaAG@ipgg.nsc.ru, ZaninYN@ipgg.nsc.ru*

Изучались состав и условия формирования яновстанской свиты в краевой северо-восточной части Западно-Сибирского морского бассейна [4]. Свита включает отложения георгиевского и баженовского горизонтов, охватывающих стратиграфический интервал от верхней части оксфордского яруса верхней юры до нижней части берриасского яруса нижнего мела включительно, являясь литологическим и стратиграфическим эквивалентом баженовской и георгиевской свит центральной и марьяновской свиты юго-восточной частей бассейна. Изучение свиты проводилось по скважинам № 320 Туколандо-Вадинской, № 65 Термокарстовой и № 1 Горчинской. Мощность свиты по данным ГИС уменьшается с запада на восток от 426 м (скв. 320) до 259 м (скв. 1), что существенно превышает суммарную мощность баженовского и георгиевского горизонтов в центральной части бассейна. Литология отложений яновстанской свиты изучалась рядом исследователей, но полученные результаты изучения новых разрезов позволяют уточнить и дополнить данные о составе пород свиты на основе их комплексного анализа, развить существующие представления об условиях её формирования.

Яновстанская свита залегает на алевролитах глинистых сиговской свиты, граница между которыми проводится по данным ГИС на глубине 4189 м в скважине № 320 Туколандо-Вадинской, 2741 м в скважине № 65 Термокарстовой и 2891 м в скважине № 1 Горчинской. Свита сложена темно-серыми аргиллитами и светло-серыми разномышными алевролитами, которые переслаиваются между собой. Слоистость субгоризонтальная, линзовидная,

волнистая, а также однонаправленная косая. Толщина слоев колеблется от нескольких миллиметров до 10 см. Отмечаются прослои алевролита известково-доломитового. По всему разрезу присутствует рассеянный тонкокристаллический пирит, наблюдаемый также в виде псевдоморфоз по остаткам радиолярий, ходам илоедов. Наблюдаются обломки раковин двустворок, реликты радиолярий, фораминифер, скелетов рыб, ходы инфауны (ихнофоссилии типа *Skolithos*). В нижней части разреза присутствует глауконит. Состав глинистого материала мусковит-хлоритовый с примесью каолинита и иллита. Содержание органического углерода в свите составляет в среднем 0,84-1,73%.

Физико-химические условия формирования рассматриваемых отложений мы анализируем с двух позиций: солености и окислительно-восстановительного режима.

Отложения яновстанской свиты характеризуются по отношению Sr/Ba (таблица) как отвечающие условиям пониженной солености [1], а по отношению $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ и $C_{\text{орг}}/S_{\text{с-д}}$ диагностируются как морские [2, 3].

Окислительно-восстановительные условия формирования отложений свиты оценивались по ряду факторов: а) по минералогическим индикаторам, в качестве которых выступали глауконит и пирит; б) по отношению $S_{\text{с-д}}/MnO$ имея в виду, что сера сульфидная – показатель существенно восстановительного режима, а марганец – умеренно восстановительного и окислительного; в) по степени пиритизации железа (СП-DOP) и по отношениям некоторых элементов ($V/(V+Ni)$, Ni/Mn) [3, 5, 6, 8]. Полученные значения окислительно-восстановительного режима формирования отложений по классификациям различных авторов колеблются от окислительных до восстановительных. Суммируя все полученные показатели, можно сделать вывод, что отложения яновстанской свиты следует рассматривать как сформированные в слабо- и умеренно-восстановительных условиях.

Условия выветривания в областях сноса определялись на основе геохимических факторов, в качестве которых принимались модули калиевый

(K_2O/Al_2O_3) , натриевый (Na_2O/Al_2O_3) , гидрализатный $(Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3+FeO+MnO)/SiO_2$, титановый (TiO_2/Al_2O_3) [3, 7].

Устанавливается, что отложениям яновстанской свиты отвечают условия невысокой интенсивности химического выветривания в областях питания.

Таблица

Геохимические показатели обстановок формирования яновстанской свиты

№ скв.	Сорг	Fe пир / Сорг	Сорг/ Sc-д	Sr/Ba	Sc-д / MnO	Ni/Mn	V/ (V+Ni)	СП	ГМ	TiO ₂ / Al ₂ O ₃	Na ₂ O/ Al ₂ O ₃	K ₂ O/ Al ₂ O ₃
65 Термокарстовая	0,84	0,70	1,29	0,39	11,35	0,07	0,70	0,18	0,4	0,05	0,18	0,20
Г-1 Горчинская	1,51	0,54	1,65	0,37	17,63	0,17	0,65	0,18	0,5	0,055	0,14	0,24
320 Туколандо-Вадинская	1,73	0,65	1,46		11,01	-	-	0,21	0,4	0,05	0,17	0,16

ГМ- гидрализатный модуль - $(Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3+FeO+MnO)/SiO_2$

Литература

1. Катченков С.М. Малые элементы в осадочных породах и нефтях. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 271 с.
2. Конторович А.Э. Геохимия верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 3. С. 90-102.
3. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во Уральского гос. горного университета (УГГУ), 2005. 289 с.
4. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003 год. Новосибирск, 2004. 135 с.
5. 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.
6. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. 480 с.
7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
8. Raiswell R., Buckley F., Berner R.A., Anderson T.F. Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. № 5. P. 812-819.

НОВАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ – ЛИТОЛОГИЯ ВПЕРВЫЕ В УКРАИНЕ В ХАРЬКОВСКОМ НАЦИОНАЛЬНОМ УНИВЕРСИТЕТЕ ИМ. В.Н. КАРАЗИНА

П.В. Зарицкий

ХНУ, Харьков, zhemerov @ univer kharkov. ua

Прошло четверть века с той поры, когда совместным Постановлением Президиум АН, Мингео и Минобразования УССР за № 264 от 26.06.1985г. поручили Харьковскому университету “с целью повышения эффективности подготовки геологических кадров” организовать целевую подготовку специалистов по новой, перспективной специализации – литологии с 1987/1988 учебного года, что и было реализовано в обусловленный срок (приказ ректора Харьковского государственного университета за № 0202-1/066 от 18.05.1987 г. об открытии на геолого-географическом факультете при кафедре минералогии, петрографии и полезных ископаемых (зав. каф. проф. П.В. Зарицкий) специализации – литология [3-6, 8, 9, 12].

Литология – новая, быстро развивающаяся, фундаментальная отрасль геологической науки изучает состав и условия образования осадков и осадочных пород, происхождение и закономерности размещения связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Осадочные породы покрывают около 80% территории континентов и свыше 90% площади дна морей и океанов. С ними связано свыше 80% используемого человеком минерального сырья. Развитие и значение литологии обусловлены возрастающими потребностями и необходимостью прироста запасов полезных ископаемых осадочного генезиса и ролью их в балансе главных видов минеральных ресурсов: энергетических, металлургических, химических и агрохимических, а также строительных и огнеупорных материалов, россыпей тяжелых минералов, благородных металлов и драгоценных камней и др.

Осадочная оболочка земной коры – стратисфера является также объектом инженерной геологии и грунтоведения, гидрологии и гидрогеологии при строительстве наземных и подземных сооружений, дорог, каналов, плотин и водохранилищ, проведении мелиоративных работ. Без литологических исследований невозможно решать вопросы охраны окружающей среды и рационального использования природных ресурсов.

В последние десятилетия развивается осадочная геология-литология докембрия в связи с необходимостью вовлечения в опоскование древнейших, измененных процессами метаморфизма (метаосадочных) пород и решения проблем эволюции земной коры на протяжении 3,5-4 млрд. лет геологической истории нашей планеты. Без глубокого изучения эволюции осадконакопления и породообразования на континентах и в Мировом океане невозможна разработка общей теории Земли [1, 2, 10].

Дальнейшее развитие литологической науки и в особенности применение ее достижений в практику поисковых и разведочных работ сдерживается, в первую очередь, дефицитом специалистов соответствующего профиля. Геологические карты даже крупного масштаба без соответствующей “литологической начинки” не отвечают современным требованиям. Все это негативно сказывается на качестве и информативности таких карт, а также на достоверности локального прогноза и эффективности поисковых работ в областях развития осадочных пород [7, 9]. Общеизвестно чем закончилась попытка (1985г.) покрыть всю страну крупномасштабной (1:50 000) съемкой. Эта работа не могла даже начаться из-за отсутствия квалифицированных кадров литологов в геологоразведочных экспедициях.

Все это с очевидностью было вскрыто на конференции в г. Красноярске (1985) "Литологические методы изучения и корреляции разрезов в связи с усилением работ по государственной геологической съемке масштаба 1:50000", которая в своем Решении рекомендовала осуществить систему мероприятий, главным среди которых была подготовка кадров литологов в стране.

Действительно сложилась парадоксальная ситуация. В стране с 1963 г. выходит специальный журнал "Литология и полезные ископаемые", в 1968 г. создан Межведомственный Литологический комитет АН СССР и соответствующие республиканские и региональные комитеты, защищаются диссертации, издаются монографии и научные статьи и т. п. Иными словами, есть наука – литология, есть в ней потребность, но не проводится подготовка кадров литологов для науки и производства.

Исходя из возрастающей потребности и значения комплексного литологического изучения осадочных пород и генетически связанных с ними полезных ископаемых при решении научных и прикладных вопросов, дефицита специалистов литологов в Украине и за ее пределами, а также из того обстоятельства, что нигде в вузах Украины не велась их подготовка, по нашей инициативе по представлению кафедры минералогии, петрографии и полезных ископаемых ГГФ ХГУ, поддержанному дважды Пленумом Украинского Литологического комитета АН УССР (1983 и 1984 г.г.), и появилось упомянутое выше совместное Постановление.

А годом позже (1986) Приказом Министра Высшего и среднего специального образования СССР за № 172 от 05.03.1986 г. "Об организации специализации "литология" на специальности 0101 "Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых" такая специализация была утверждена официально во всей стране.

Введение новой специализации потребовало серьезной переработки учебного плана геологов. Главное внимание было уделено курсам, направленным на углубленное изучение процессов минерало- и пороодообразования в зоне гипергенеза, на выяснение условий осадко- и пороодообразования и преобразования их на разных стадиях литогенеза, на комплексное изучение осадочных пород с целью фациального и формационного анализа их, палеогеографических реконструкций и т.п.

В учебный план специализации, кроме общего курса – литология, было включено 7 спецкурсов, в том числе профилирующие: "Геохимия литогенеза и

основы конкреционного анализа” [1-3, 6, 7, 9, 10] и ” Осадочные геологические формации” [10, 12].

Еще с 50-х годов XX столетия на кафедре нами развивается новое литолого-геохимическое направление исследования осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых, основанное на комплексном изучении конкреций и вторичных минеральных новообразований в них. Возможности решения широкого круга проблем общегеологических, литологических, поиска месторождений полезных ископаемых, стратиграфического расчленения и корреляции осадочных толщ и др., благодаря изучению конкреций, обусловили появление, развитие, совершенствование и внедрение нового особого метода - конкреционного анализа (П.В. Зарицкий, А.В. Македонов) в практику научных и прикладных исследований не только у нас, но и за рубежом.

Нами в докладе на IX Международном конгрессе по геологии и стратиграфии карбона (США, 1979), исходя из того, что конкреционные образования являются не только геологическими объектами, но представляют интерес и для медиков и биологов, почвоведов и климатологов, химиков и технологов, было выдвинуто и обосновано создание новой междисциплинарной отрасли естествознания: учения о конкрециях - конкрециологии, что встретило положительную реакцию делегатов конгресса (выступили проф. Г. Вудленд, Чикаго; проф. М. Пирсон, Великобритания) и нашло отражение в его Решениях.

Именно в СССР впервые в истории геологической науки (в том числе и по нашей инициативе как член бюро МЛК АН СССР от Украины и председателя научной секции ” Конкреционный анализ и проблемы диагенеза” комитета) за период с 1970 по 1986 гг. были проведены 5 Всесоюзных научных конференций по проблеме "Конкреции и конкреционный анализ" (Ленинград, 1970, 1976, 1986; Харьков, 1973; Тюмень, 1983). Опубликованные материалы этих конференций вместе с монографиями (Зарицкий , 1959, 1970, 1971, 1985, 1990, 1991 ; Македонов, 1966, 1970; Атлас конкреций, 1988) стали первыми в истории науки фундаментальными обобщениями по конкрециологической проблематике.

Выпускники - литологи, начиная с 1990 г., успешно работают в научных учреждениях и производственных организациях Украины и за рубежом.

В письме в Минобразования и науки Украины и ректору ХНУ Председателя Госкомгеологии Украины отмечалось: "Накопленный десятилетний опыт подготовки высококвалифицированных специалистов - литологов в единственном из вузов Украины - Харьковском университете следует оценивать как положительный и считать целесообразным расширить набор на новую перспективную специализацию - литологию до 12-15 ежегодно".

Подобные отзывы указанным адресатам имеются и в других документах - письмах от зам. председателя Госкомгеологии Украины, руководителя Черниговского отделения УкрНИГРИ, директора УкрНИИГаз, начальника Регионального геологического центра ЕЕП "Полтаванефтегазгеология", директора газопромыслового управления "Шебелинкагаздобыча" НАК "Нефтегаз Украины" и др.

Выражаем уверенность, что спрос на профессионалов – литологов будет неуклонно расти по мере расширения геологических работ в Украине, которые могут и должны максимально обеспечить собственную минерально-сырьевую базу страны.

Литература

1. *Зарицкий П.В.* Конкреции и значение их изучения при решении вопросов угольной геологии и литологии. Х.: Вища школа, 1985. – 176 с.
2. *Зарицкий П.В.* Конкреции и конкреционный анализ. //Осадочные геологические формации. Новосибирск: Наука, 1990. С. 95-105 (Тр. Ин-та геол.и геоф. СО АН СССР. Вып.761).
3. *Зарицкий П.В.* Геохимия литогенеза и основы конкреционного анализа : Уч. пособие. Харьков: Изд – во ХГУ, 1991. 112 с.
4. *Зарицкий П.В.* Підготовка геологів з нової спеціалізації літології в Харківському університеті. Проблеми геологічної науки та освіти в Україні. Львів, 1995. С. 63 – 64.

5. *Зарицький П.В.* Перспективні напрямки розвитку геологічної науки та підготовки кадрів в Україні. Наука і освіта. Зб. наук.праць. Кн. III. К.: Хрещатик, 1997. С. 7-11.
6. *Зарицький П.В.* Конкреціологія: новий літолого – геохімічний напрямок вивчення осадових порід та її відображення в навчальному процесі. Мат. наук. – метод. конф. “Вплив наукових досліджень на підвищення підготовки фахівців.” Івано – Франківськ : ІФДТУНГ , 1998. С.76 – 77.
7. *Зарицький П.В.* Изучение аутигенной минерализации (особенно конкреций) осадочных пород и его значение для решения общегеологических и специальных вопросов . Киев. Минерал. журнал, 2001. Т.23. № 4. С.67 – 72.
8. *Зарицький П.В.* Новые и перспективные специальности (специализации) по геологии в университетах Украины. // Мат-лы 2 - й Междунар. междисциплинарной научно – практ. конф. ” Современные проблемы науки и образования” (Керчь, 2001.) . Харьков, 2001а. Ч.2. С. 15 – 16.
9. *Зарицький П.В.* Учение о конкрециях: конкрециология и конкреционный анализ – новое литолого – геохимическое направление изучения осадочных пород и отражение его в учебном процессе. // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд – во УГГГА, 2002. Вып. 12. С. 123 – 127.
10. *Зарицький П.В.* Значение изучения конкреций при формационном анализе метаосадочных толщ докембрия. // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия: Мат-лы 3 – го Всерос. литол. совещ. (18 – 20 марта 2003г., Москва). М. : МГУ, 2003. С. 212 – 213.
11. *Зарицький П.В.* Значение изучения конкреций и конкреционных комплексов при формационном анализе осадочных геологических формаций. // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия: Мат-лы 3 – го Всерос. литол. совещ. (18 – 20 марта 2003г., Москва). М. : МГУ, 2003а. С. 17 - 19.
12. *Зарицький П.В.* Осадочные геологические формации: Учебное пособие.- Х :ХНУ им. В.Н.Каразина. 2009-60 с.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СОВРЕМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БУХТ ЗАЛИВОВ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Д.Ю. Здобин

СПбГУ, Санкт-Петербург, zdobin_soil@mail.ru

Донные отложения моря Лаптевых исследованы крайне слабо и неравномерно, чему во многом способствует его труднодоступность с одной стороны и крайне суровые физико-географические условия (11 месяцев в году сплошной ледовый покров) с другой. В основном проведенные исследования касались изучения гранулометрического и минералогического состава донных отложений и общей картине распределения осадков по Лаптевоморскому шельфу. Детальных работ по изучению физико-химических свойств донных осадков не проводилось. В данной статье рассматриваются процессы прибрежно-морской седиментации в бухтах моря Лаптевых. В качестве примера выбраны современные отложения бухты Моржовая (восточное побережье п-ва Таймыр) и бухты Отмелая залива Нордвик (междуречье Хатанги и Анабары).

Геологическое строение. Геологическое строение региона определяется его принадлежностью к зоне сочленения Таймырской складчато-надвиговой системы и Енисей-Хатангского прогиба. Береговые обрывы (активные клифы) побережья моря Лаптевых сложены терригенными породами пермского, триасового и юрского возраста, преимущественно моноклиналиного залегания и разной степени деформируемости. В составе разреза, являющегося опорным для севера средней Сибири, преобладают песчаники с прослоями конгломератов, встречаются алевролиты и аргиллиты с маломощными линзовидными прослоями углефицированных растительных остатков. Состав песчаников кварц-полевошпатовый с редкими прослоями вулканокластических песчаников.

Геоморфология. Сопредельная суша представляет собой прибрежную часть Северо-Сибирской полого-холмистой, мохово-лишайниковой тундровой низменности полосы материковых тундр – типичную выположенную ледниковую равнину. Водораздельные пространства перекрыты чехлом рыхлых четвертичных отложений, представленных всем спектром пород: от валунов и песков до супесей и суглинков. Район исследований расположен в области распространения многолетнемерзлых пород с мощностью деятельного слоя от 0,35-0,5 м на суше до 1,3-1,5 м на акватории.

Бухта Моржовая находится на восточном побережье п-ова Таймыр и представляет собой вытянутый в субширотном направлении полузамкнутый водоем, отделенный от моря Лаптевых пологой узкой галечниковой косой длиной 5,1 км. Максимальная глубина в центре бухты достигает 3,0 м. По существу бухта представляет собой полого-наклоненную в юго-восточном направлении приливную равнину, практически полностью затапливаемую в сизигийный прилив (максимальная высота приливов до 0,8 м). Берег в кутовой части заболоченный. Дно самой бухты выполнено преимущественно глинистыми осадками глубиной до 0,3-1,1 м.

Лагуна имеет очень сложное геоморфологическое строение, в котором можно выделить две зоны: «зона продольных кос» и «зона открытой воды». «Зона кос» представляет собой систему полузамкнутых, сообщающихся между собой, водоемов, разделенных друг от друга направленными друг к другу косами второго порядка, которые почти полностью обсыхают во время сизигийного отлива.

Бухта Отмелая расположена на западном побережье залива Нордвик. Берега бухты низкие, большей частью заболоченные. На западном берегу имеются короткие обрывы. Глубины 5-8 м. Кутовая часть бухты обсыхает во время отлива в отмель глубиной 150 м шириной до 1,5 км.

Вскрытый разрез (до вечномерзлых пород – 0,4-1,0 м) донных отложений бухт заливов моря Лаптевых представлен алевритовыми и алевро-пелитовыми илами (до 8-15 см). Ниже маломощный прослой глины до 3-8 см, который

постепенно переходит в суглинок (5-7 см) и супесь (4-9 см). Далее залегают пески различной крупности от мелкозернистых до гравелистых (до 12 см), и в основании разреза фиксируется слой плохо окатанного щебенистого грунта.

Минеральный состав. Минеральный состав алевро-пелитовых илов бухт заливов моря Лаптевых характеризуется минеральными ассоциациями, практически полностью повторяющими минеральный состав горных пород сопредельной суши. В донных осадках бухты Моржовая слоистые силикаты представлены слюдами, хлоритом и каолинитом. Слюды диагностируются по пику 10.0 Å и целочисленной серии отражений, стабильных после насыщения этиленгликолем. Интенсивное отражение с d/n 5.0 Å указывает на присутствие диоктаэдрической разности. Хлорит идентифицирован по стабильному положению пика 14.2 Å после насыщения этиленгликолем и целочисленной серии отражений. На наличие каолинита в присутствии хлорита указывает раздвоенность пика в области 3.54 (хлорит) – 3.58 (каолинит) Å. Помимо слоистых силикатов в образцах присутствуют кварц и полевые шпаты.

Набор минералов в грунтах бухты Отмелая залива Нордвик отличается присутствием «сметитовой фазы», диагностируемой по наличию пика с величиной $d/n \geq 17$ Å после насыщения этиленгликолем. Определение ее состава по имеющимся данным затруднительно: она может быть представлена как индивидуальными смектитами, так и смешанослойными образованиями с высоким (> 50%) содержанием смектитовых пакетов. Однако отсутствие отражения d_{002} указывает на то, что присутствие смешанослойного образования в образцах более вероятно, чем индивидуального смектита. Появление смектитовой фазы обусловлено трансформацией хлорита и соответственно «сметитовая фаза» может быть идентифицирована как смешанослойное неупорядоченное хлорит-сметитовое образование. В небольшом количестве, как примесь, по асимметрии отражения с d/n 10.0 Å, исчезающей после насыщения образцов этиленгликолем диагностируется присутствие небольшого количества смешанослойного неупорядоченного слюда-сметитового

образования с низким содержанием смектитовых пакетов. Как и в осадках бухты Моржовая идентифицированы кварц и полевые шпаты.

На уровне тенденции отмечена лучшая окристаллизованность слоистых силикатов и их большее содержание в донных осадках бухты Отмелая залива Нордвик по сравнению с таковыми бухты Моржовая. Значительных изменений в минеральном составе по глубине осадка не отмечено. Однако отмечается постепенное увеличение доли хлорита по отношению к каолиниту с глубиной осадка (Моржовая). В донных осадках бухты Отмелая соотношение хлорита и каолинита примерно одинаковое.

Условия седиментации. Отличительной особенностью бухт заливов моря Лаптевых является полное преобладание процессов физического выветривания над химическим. Важным фактором седиментации являются приливно-отливные течения и ледовый разнос. В обеих бухтах условия седиментации одинаковы – основным источником поступления осадочного материала является твердый сток ручьев с сопредельной суши. Большая часть терригенного материала выносится в море приливно-отливными течениями, а меньшая остается в зоне кос, формируя маломощный осадочный чехол.

Различия в минералогическом составе донных отложений бухт Моржовая и Отмелая объясняют различия в физико-химических свойствах донных осадков. Большие значения естественной влажности, показателя текучести, меньшая плотность грунта и плотность частиц грунта донных осадков в бухте Отмелая залива Нордвик обусловлены именно наличием смектитовой составляющей в минеральном составе.

В целом стратификация, минеральный состав и физико-химические свойства алевро-пелитовых илов укладываются в общую картину формирования донных отложений Северного Ледовитого океана при арктическом литогенезе.

Автор благодарит С.Н. Лесовую и В.Ф. Сапега за помощь в исследованиях.

НЕОГЕОДИНАМИКА ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕМЕТАЛЛОВ И ЛИГНИТОВ В ОЗЕРАХ ОКРАИННО- И ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ, БЛИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ВОСТОКА

Х.Г. Зинатов

ЗАО НПО «Репер, Казань, galim 1923@rambler.ru

В настоящее время насущной задачей в исследованиях геологов-седиментологов и литологов является безотлагательное концентрирование на практическом применении углубленного познания эволюции типов осадочных процессов и бассейнов осадконакопления, условий формирования и размещения полезных ископаемых на континентальных и океанических блоках земной коры с учетом теории литосферных плит [2].

Наши работы по усовершенствованию тектонических предпосылок поисков месторождений неметаллов вулканогенно-осадочного, осадочного генезиса и лигнитов в озерных отложениях неотектонических окраинно- и внутриконтинентальных орогенов (ОиВКО), генезис которых наиболее тесно переплетается с плитотектоническими, вулкано-, гидро-, флюидодинамическими и палеогеографическими факторами осадконакопления, позволили прийти к следующим результатам:

1. В аридных зонах вулканических поясов окраинноконтинентального орогена Северной Америки и внутриконтинентальных орогенов Ближнего и Среднего Востока вулканогенно-осадочные месторождения природной соды, боратов, цеолитов, вмещающих их смектитовых и хормитовых глин, и сопутствующие им месторождения галита, гипса, целестина, поваренной соли, хемокластогенного магнезита и лигнитов, образовавшиеся в олигоцен-четвертичных озерах, равно как и современные солеродные и пресные озера приурочены к поясам, системам и зонам сдвиговых деформаций (ЗСД), представляющих собой неотектонические границы, соответственно, плит, субплит и составляющих их блоков земной коры. Месторождения и современные солеродные озера размещаются в межгорных впадинах, образованных «квадрантами расширения» пересекающихся сопряженных систем ЗСД и ромбовидными грабенами, присущим самим ЗСД. Развитие этих

рудоконтролирующих (контроль над центрами рудопоставляющего субдукционного и/или рифтово-трансформного вулканизма и поствулканической гидротермальной деятельности) и рудовмещающих (за счет образования внутривпадинных парагенетических пликативных конседиментационных дислокаций - ловушек для озер - мест концентрации, осаждения и диагенеза рудных компонентов) дислокаций геодинамически связано с неотектоническим взаимодействием литосферных плит.

2. Приуроченность месторождений неметаллов и лигнитов к одним и тем же рудообразующим дислокациям, но к различным стратиграфическим интервалам выполняющих их отложений, повторяемость рудо- и лигнитообразования во времени, а также приуроченность ко многим из этих дислокаций современных солеродных и пресных озер свидетельствует о: 1) длительной, около 29, 10, 5, 3 млн. лет, унаследованности контроля над местоположением озер в ОиВКО меж- и внутриплитными дислокациями, порожденными новейшей кинематикой и деформационным взаимодействием плит, и 2) многовариантной и повторяющейся во времени рудоконцентрирующей роли озер в вулканических поясах ОиВКО, которая реализуется в образовании определенных видов месторождений полезных ископаемых, в зависимости от вероятностных комбинаций проявления всех факторов осадочного рудообразования.

3. Устойчиво повторяющаяся приуроченность вулканогенно-осадочных месторождений неметаллов к ЗСД не случайна. Она обусловлена, по-видимому, условиями растяжения земной коры в ромбовидных грабенах ЗСД, которые в обстановках орогенеза – режимах доминирующего сжатия земной коры – создавали условия декомпрессии, достигающих значительных глубин в земной коре и одновременно обеспечивающих: 1) разуплотнение мантии и формирование магматических расплавов; 2) дренаж (эксплозию) в области растяжения магматических расплавов и наиболее летучих элементов из мантии и коровой магмы - продуктов их дегазации; 3) проницаемость земной коры в зонах сдвигов и в парагенетических им ромбовидных грабенах для магмы, газов и высокоборозных термальных вод содового типа, и излияние последних на поверхность впадин - в озера; 4) выпадение вулканических пеплов в озера, с последующим их диагенетическим преобразованием в смектитовые и хормитовые глины и цеолиты; 5) развитие внутривпадинных

конседиментационных пликативных дислокаций - "ловушек" для систем сообщающихся слабопроточных озер, в первых из которых, по стоку, мог происходить отстой терригенного материала, а в последних - увеличение концентраций и осаждение соды и боратов; б) формирование локальных участков – межгорных впадин с устойчивым аридным или экстрааридным климатом, способствующим осаждению солей. Приуроченность к одним и тем же межгорным впадинам вулканогенно-осадочных месторождений неметаллов и месторождений лигнитов обусловлена устойчивым прерывисто-непрерывным погружением конседиментационных дислокаций, контролировавших местоположение палеозер на фоне смены аридного климата на гумидный. Нахождение в тех же межгорных впадинах месторождений каменной соли, гипса и целестина, образовавшихся в остаточных после регрессий морских вод озерах, предопределено тем, что имманентные ЗСД парагенетичные ромбовидные грабены и сдвиги, при своем заложении и развитии, служили естественными каналами для миоценовых ингрессий морских вод на территории будущих плиоцен-четвертичных внутриконтинентальных орогенов. Таким образом, рудообразующая роль рассматриваемых парагенетичных дислокаций в ОиВКО по отношению к месторождений неметаллов и лигнитов проявилась на всем протяжении их неотектонического развития. Образование же месторождений конкретных видов неметаллических полезных ископаемых и лигнитов на разных стадиях развития дислокаций зависело от многих факторов рудообразования: от магматического до физико-географического.

4. Учитывая неразрывную тектонофизическую связь формирования поясов, систем и ЗСД с движением и деформационным взаимодействием, соответственно, плит, субплит и составляющих их блоков земной коры, а также вовлеченность в зонах сдвиговых деформаций краевых и внутренних частей этих блоков литосферы, минерагеническое районирование в неотектонических ОиВКО на неметаллические полезные ископаемые и лигниты следует проводить на структурно-кинематической основе. При этом совокупности однопорядковых блоков литосферы и сдвиговых деформаций могут рассматриваться в качестве минерагенических провинций, областей и районов. Сами же рудовмещающие дислокации, парагенетичные сопряженным ЗСД и самим ЗСД, следует рассматривать не только как рудные поля неметаллических полезных ископаемых, но, учитывая повторяющееся во времени образование

месторождений, и как «узлы галогенеза» и «узлы лигнитобразования», в понимании Н.М. Страхова, а также как «узлы рудогенеза вулканогенно-осадочных месторождений неметаллов» для интервала новейшего - постсреднеолигоценового времени.

5. Поскольку в неотектонических ОиВКО тектонические факторы синхронно подчиняют себе все факторы рудообразования неметаллов и лигнитов, постольку тектонические факторы, по отношению к другим факторам, являются ведущими факторами.

6. С рассмотренными вулканогенно-осадочными месторождениями боратов и соды связаны образования промышленнозначимых концентраций J, Br, S, а также As, Sb, Hg, Ge, Li и других металлов, а с лигнитами, - возможности извлечения Au, Pt и иттриево-земельных элементов. Возможность попутного обнаружения в палеоозерных отложениях, размещающихся в вулканических поясах неотектонических ОиВКО разнообразных, особенно крупных по запасам, высокорентабельных, нетрадиционных источников, зачастую остродефицитных неметаллических, металлических и горючих полезных ископаемых определяет необходимость высококачественного проведения буровых и геофизических работ при вскрытии озерных отложений.

7. Единство механизмов формирования парагенетичных дислокаций пересекающихся сопряженных систем ЗСД и парагенетичных дислокаций, присущих самим ЗСД, в орогенных и платформенных областях литосферных плит определяет рациональность применения выявленных [1] геодинамических закономерностей размещения палео- и современных озер в ОиВКО для прогноза и поисков местоположения их палеоаналогов на всех стадиях прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых, которые образуются в озерах.

Литература

1. *Зинатов Х. Г.* Тектонические предпосылки поисков месторождений неметаллов в Среднеараксинской впадине. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М.: МГГА. 1995. 24 с.
2. *Тимофеев П.П., Янаскурт О.В.* Проблемы учения об осадочных образованиях Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Том 1. Материалы к 1-му Всероссийскому литологическому совещанию 19-21 декабря 2000 г. (Москва). – М.: ГЕОС. С. 4 – 12.

ВЛИЯНИЕ ГЕОДИНАМИКИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОЛЖСКО-КАМСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ НА ФОРМИРОВАНИЕ ЛИТОФАЦИЙ, ФАЦИЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Х.Г. Зинатов

ЗАО НПО «Репер», Казань, galim 1923@rambler.ru

При литолого-палеогеографических, палеотектонических и фациальных реконструкциях практически не привлекаются реальные разнопорядковые дислокации. Вместе с тем, диалектически неразрывная и взаимовлияющая сопряженность в пространстве и во времени тектоники - как «формы» и горных пород - как «содержания», а также участие осадочных пород в образовании месторождений углеводородов (УВ), «вовлеченных», в качестве коллекторов и покрышек, в тектонически-предопределенные ловушки, определяет необходимость усовершенствования критериев прогноза и поисков месторождений УВ на территории Волжско-Камской антеклизы (ВКА) и, в частности, на территории Республики Татарстан (РТ) на основе синтеза богатейшего фактического материала по исследованию литофаций и фаций от четвертичного до позднедевонского времени с результатами геодинамических исследований. Представления геологов-нефтяников об исключительно молодом возрасте современных месторождений УВ и о новейшем времени последней, возможно, продолжающейся и сейчас, фазы формирования залежей УВ, определяют возможность начать такой синтез с синтеза данных о формировании литофаций и фаций с неогеодинамическими исследованиями, и уже на их основе провести ретроспективные реконструкции связи формирования литофаций с более древней геодинамикой юго-восточной части ВКА.

На основе дешифрирования космических снимков и интерпретации данных дешифрирования, с использованием геолого-геофизических данных, основными структурными элементами формирующейся структуры верхней

части литосферы юго-востока ВКА, являются: 1) неотектонические блоки первого порядка, представленные своими краевыми частями (Ветлужско-Вятский, Ижевско-Пермский, Приволжский и Южно-Татарско-Приоренбургский), а также входящие в их состав блоки земной коры более высоких порядков; 2) пограничные - межблоковые зоны разломов глубокого заложения и внутриблоковые разломы более низких порядков; 3) приразломные пликвативные дислокации – локальные антиклинальные и синклинальные складки, образующие вдоль разнопорядковых разломов кулисные ряды - валы, которые развиты на границах и во внутренних частях блоков; 4) четвертичные эрозионно-тектонические приразломные впадины; 5) кольцевые структуры. Формирование современной структуры земной коры РТ происходит под давлением с востока, со стороны Уральского неотектонического орогена и с юга, со стороны Оренбургско-Пугачевской литопластины, в результате развития Прикаспийской впадины.

Большинство месторождений нефти и битумов РТ размещаются в пределах неотектонического Южно-Татарско-Приоренбургского блока и в северо-восточной части Буинско-Елабужско-Бондюжской зоны правосторонних сдвиговых дислокаций, обрамляющей Южно-Татарско-Приоренбургский блок с северо-запада. Месторождения нефти связаны преимущественно с *активными взбросово-надвиговыми* локальными поднятиями и валами и в меньшей мере со *сбросовыми*, по механизму формирования, их аналогами, с которыми связаны месторождения битумов. По-видимому, при современном глубинном подтоке УВ, разнопорядковые парагенетичные зоны сдвиговых дислокаций выполняют важные *углеводородопоставляющую* (сдвиги и парагенетичным им присдвиговые структуры растяжения – эрозионно-тектонические впадины и валы сбросового механизма формирования) и *углеводородофокусирующую* (присдвиговые локальные поднятия и валы взбросово-надвигового механизма формирования) функции в современных процессах формирования и сохранности месторождений нефти в осадочном чехле ВКА. Сбросовые по механизму формирования локальные поднятия и валы, при прочих

благоприятных факторах нефтеобразования (коллектора, покрышки и т. д.), вследствие присущих им условиям растяжения и, соответственно проницаемости и «утечки» наиболее летучих УВ, менее предпочтительны для формирования и сохранности месторождений нефти, но к ним приурочены месторождения битумов, как результат «потери» наиболее летучих УВ (Муслимов, Зинатов, Тарасов, Хайретдинов, 2001; Зинатов, Ефимов, 2011).

В северо-западной части Южно-Татарско-Приоренбургского блока площади развития битумов, размещающихся в уфимских и казанских отложениях, разграничены Высогорско-Салмышским правосторонним взбросо-сдвигом глубокого заложения. Он в уфимском и в казанском веках, проявил, и проявляет себя до сих пор, как разлом, вдоль которого происходило в поздней перми и происходит сейчас формирование рельефа, определяющего накопление литофаций: 1) в уфимском веке накопление в его зоне Палео-Шешмой дельтовых и авандельтовых осадков, позднее реализованных как битумоносные породы; 2) русло неогеновой Палео-Шешмы проходило вдоль оси самого разлома; 3) русло современной р. Шешма протекает в зоне разлома, подчиняясь росту пликативных складок. Присущая Высогорско-Салмышскому разлому, кроме сдвиговой, взбросово-надвиговая составляющая кинематики создана надвиганием северо-восточной части Южно-Татарско-Приоренбургского блока на юго-западную, что создало гигантскую асимметричную антиформу – Южно-Татарско-Приоренбургского блока первого порядка – «мегавал», который в современном рельефе геоморфологически выражен Бугульминско-Белебеевской возвышенностью. Характерно, что к северо-восточному крылу «мегавала», приподнятому относительно юго-западного крыла, как и у более меньших его аналогов (валов и локальных поднятий взбросово-надвигового механизма формирования), приурочены все крупнейшие месторождения нефти: Шкаповское, Туймазинское, Ново-Елховское и само Ромашкинское (Зинатов, Ефимов, 2011).

Отсутствие на территории Южно-Татарско-Приоренбургского «мегавала» пород палеогена и мезозоя свидетельствует об их эродированности в ходе неотектонического его формирования.

Синтез данных литолого-палеогеографических карт для пермского периода ВКА (Игнатъев, 1976), карт фаций турнейского яруса (Муслимов и др. 1999), схем палеотектоники франского и фаменского времени, карт суммарных мощностей девонских и каменноугольных отложений для территории РТ (Хисамов и др., 2008) с неогеодинамическими моделями ВКА и территории РТ в её составе, позволил констатировать, что неотектонически активные Высыкогорско-Салмышский и Привятский разломы : 1) в северодвинском веке определили юго-западную границу области сноса терригенного материала в осадочный бассейн ВКА, являясь разломами со взбросо-надвиговой кинематикой; 2) в поздне-, раннеказанское и бугульминско-байтуганское времена своим, возможно, сдвиговым периодом развития, они определили позицию и развитие Главного палеопроггиба (по В.И. Игнатъеву) ВКА; 3) в раннеказанское время разломы, являлись границей между преимущественно терригенными, терригенно-карбонатными меденосными отложениями и известняками нормально-соленого моря; 4) в уфимском веке (шешминское время) данные разломы определили позицию Уфимской палеотеррасы и являлись, по образному выражению В.И. Игнатъева, «границей борьбы суши и моря» и областью накопления дельтовых и авандельтовых отложений в зонах самих разломов, контролировавших положение русел палеорек; 5) в соликамское время данные зоны разломов в целом определяли границу между Белой пустыней – равниной суши центральных областей Русской платформы и Соликамской палеотеррасой (по В.И. Игнатъеву), проявив себя уже как сбросы; 6) прослеживается влияние рассматриваемых зон разломов и парагенетичных им разломов второго порядка на размещение фаций и литофаций, не только как их границ, но и как дислокаций, которые сами контролировали их формирование и мощности; 7) в турнейском веке слабо «растущему» Южно-Татарско-Приоренбургскому «мегавалу» (вероятно, «росшему» по механизму

его неогеодинимического формирования) соответствовала площадь формирования фаций эвфотической зоны шельфа, которая с запада, севера и востока обрамлялась фациями крутого склона подводной возвышенности или прибрежно-мелководными, или прибрежно-мелководными и подводно-дельтовыми фациями и 8) поскольку юго-западные, западные, северные, и северо-восточные пределы рассматриваемого «мегавала» обрамлены Камско-Кинельской системой прогибов, то можно полагать, что он начал формироваться как конседиментационная структура в позднефранское время, и с тех пор, перманентно активизируясь, развивается до сегодняшнего дня.

Рассмотренная неогеодинимика ВКА, по-видимому, определяющая сегодняшнее переформирование, формирование и даже разрушение месторождений УВ, уходит «корнями» в период зарождения ВКА: к началу позднедевонской тектоно-магматической активизации и к началу накопления осадков «карбонатного девона», когда коренная палеозойская перестройка в развитии Урала и, возможно, Прикаспийской впадины оказали свое активное и продолжительное воздействие на «самостоятельное и спокойное» развитие рассматриваемой части Восточно-Европейской платформы, кардинально изменив ее. Очевидно, эта, по продолжительности почти 360 миллионнолетняя, геодинимика ВКА изначально «собирая и накапливая» все «достаточные и необходимые» факторы образования и сохранности месторождений углеводородов: тектонические, вулканические, гидротермальные поствулканические, литологические, палеогеографические и многие другие, подчиненные основным, но не менее важные факторы, в конечном итоге, на неотектоническом этапе реализовала их в конкретные месторождения УВ.

ОСОБЕННОСТИ МОБИЛИЗАЦИИ ВЕЩЕСТВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ДРЕВНИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ АЛМАЗОВ

Н.Н.Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), Мирный, nnzinchuk@rambler.ru

На формирование древних россыпей алмазов важное значения оказывают местные источники сноса терригенного материала, развитые вокруг бассейнов седиментации, которые впоследствии оказались обогащенными алмазоносным материалом. Так, в образовании россыпей и проявлений алмазов в верхнепалеозойских отложениях основных алмазоносных районов Сибирской платформы большую роль играли коры выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя, трубочные туфогенные образования и кимберлиты, а также развитые на этой же территории и размывавшиеся осадочно-терригенные толщи среднего палеозоя. Степень концентрации материала указанных толщ в различных стратиграфических подразделениях верхнего палеозоя, включающих лапчанскую (P_{1l}), ботуобинскую (P_{1bt}) и боруллойскую (P_{2br}) свиты, во многом зависит от особенностей мобилизации вещества в бассейны седиментации последних. В позднем девоне – раннем карбоне на большей части упомянутых алмазоносных районов подвергались выветриванию (и затем размывались) выходившие на дневную поверхность *терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя*. В настоящее время относительно большие по площади поля развития элювия этого типа отмечаются по южному склону Улу-Тогинского поднятия, где установлены и максимальные их мощности (до 15 м). В Далдыно-Алакитском районе также установлены более значительные по площади поля развития коры выветривания терригенно-карбонатных пород вдоль склонов Чукук-Мархинского и Верхне-Алакитского поднятий, чем на самих поднятиях. При размыве и переотложении этот тип кор элювия поставлял кварц, плагиоклазы, микроклин, мусковит, опал, различные образования алюминита, базалюминита,

парамюминита и алунита. Из терригенных тяжёлых минералов из изменённых пород этого типа поставлялись рудные образования (преимущественно магнетит), турмалин, ставролит, эпидот, цоизит, циркон, гроссуляр. Пелитовая составляющая этого типа коры выветривания была обогащена гидрослюдой ($2M_1$), диоктаэдрическим монтмориллонит-гидрослюдистым смешанослойным образованием ($1M$) и слабо упорядоченным каолинитом. Трубки взрыва *пород трапповой формации* обнаружены в различных частях Мало-Ботуобинского алмазоносного района и сопредельных территорий, то есть в различных его позднепалеозойских структурно-формационных зонах. Меньшая устойчивость туфов и туфобрекчий в процессе корообразования, по сравнению с вмещающими терригенно-карбонатными породами, позволяет наиболее рельефно проследить на них закономерность более интенсивного развития (независимо от типов пород субстрата) и лучшей сохранности кор выветривания в пределах денудационной поверхности выравнивания, территориально совпадающей с конседиментационными поднятиями и их склонами, по сравнению с денудационно-аккумулятивными и аккумулятивными поверхностями, соответствующими палеовпадинам. В составе продуктов выветривания туфов и туфобрекчий резко доминируют глинистые и глинисто-железистые агрегаты. Содержание кварца и полевых шпатов в составе лёгких фракций редко превышает 15-20%. В комплексе первичных минералов тяжёлой фракции, кроме рудных минералов (магнетита и ильменита), отмечены циркон, гранаты, турмалин, рутил, сфен и дистен). В верхней части профилей этого типа в составе пелитовой составляющей доминируют вермикулит, ассоциирующий с Mg-Fe-монтмориллонитом и неупорядоченным вермикулит- монтмориллонитовым смешанослойным образованием, а также несколько генераций каолинита с хорошей степенью совершенства структуры. Такой же локальный облик имеет кора выветривания на кимберлитах Далдыно-Алакитского района, перекрытая толщей терригенных пород верхнего палеозоя. Вскрыта она в виде небольших останцов скважинами при разведке и разработке кимберлитовых трубок Юбилейная,

Сытыканская, Молодость и др. В лёгкой фракции этого типа коры выветривания доминируют в различной степени изменённые чешуйки флогопита и глинисто-карбонатные агрегаты, являющиеся продуктом изменения серпентина и кальцита. Комплекс тяжёлых минералов тяжёлой фракции сложен пиропом, пикроильменитом, хромшпинелидами, а иногда и пироксенами. В пелитовой составляющей преобладает Ca-Mg-, а в верхних частях и Fe³⁺-монтмориллонит, ассоциирующий с переменной примесью монтмориллонит-гидрослюдистого смешанослойного образования. Содержание флогопита и образующейся по нему гидрослюды (1M) иногда достигает до 50% количества всех слоистых силикатов. Нередко флогопит значительно изменён и замещён хлоритом, количество которого в отдельных горизонтах профилей выветривания достигает до 80% пелитовой фракции.

Результаты детального комплексного исследования вещественного состава возможных поставщиков местного материала в бассейны седиментации позднепалеозойского времени позволяют восстановить специфические особенности образования продуктивных толщ и на этой основе в её пределах выделять площади, благоприятные для формирования и сохранения ореолов рассеяния кимберлитовых минералов, в том числе и алмазов. Проведённый нами анализ истории геологического развития региона и фаций верхнепалеозойских отложений, особенностей их распределения и залегания на породах нижнего палеозоя позволил установить, что основной срез пород региона (в том числе и кимберлитов) произошёл в допозднепалеозойский период. В то же время, с момента корообразования и до завершения верхнепалеозойского осадконакопления денудация пород района была незначительная и происходила в основном только по водотокам, где максимально достигала 40-50 м, а при унаследованном развитии этой гидросети и того меньше. Это подчёркивается повсеместным наличием древних кор выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя, сохранившихся от размыва под отложениями верхнего палеозоя и присутствием в их базальных горизонтах пролювиально-делювиальных

образований, состоящих из угловатых обломков подстилающих пород. Обычно эти образования вытянуты в виде узких струй и, возможно, являются фрагментами самого первоначального размыва кор выветривания в лапчанское время. Их следует отличать от склоновых делювиальных и делювиально-пролювиальных образований, переходящих в аллювиальные отложения ботубинских и боруллойских водотоков. Поэтому при таком минимальном срезе практически все кимберлитовые минералы, находящиеся в верхнепалеозойских отложениях, являются переотложенными из более древних долапчанских образований. Первичные потоки данных минералов могут устанавливаться вдоль позднепалеозойских водотоков и только в том случае, если кимберлитовые тела попадали в зону эрозионной деятельности указанных водотоков. Всё это находит своё подтверждение ещё и в том, что примерно до 93% пиропов из данных отложений имеют признаки гипергенного растворения, на остальных растворение визуально не фиксируется. На части зерен, в случае их коррозии, видны признаки докоррозионного износа. Обычно гипергенное растворение в разной степени уничтожает следы предшествующего износа, поэтому реликты последнего свидетельствуют, что до выветривания минералы изнашивались в процессе формирования их ореолов рассеяния в более древних осадочных толщах. Растворение пиропов и других кимберлитовых минералов связано с нахождением их в корах выветривания и вне их практически не происходит. В этой связи необходимо отметить широкое развитие бассейновых, преимущественно тонкозернистых фаций, формирование которых обусловлено общим погружением территории при ингрессии бассейна из центральной части Тунгусской синеклизы. Практически мы имеем дело с погребённым рельефом, сформированным ещё до эпохи стабилизации территории и образования кор выветривания и незначительно изменённым в последующее время. Этот вывод вытекает также из анализа допозднепалеозойских поверхностей выравнивания пород нижнего палеозоя, среди которых выделяются три их типа, которые созданы процессами глубокого эрозионного среза и выравнивания.

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ВЗАИМОСВЯЗИ УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ АЛМАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ С ИСТОЧНИКАМИ СНОСА МАТЕРИАЛА

Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), Мирный, nzninchuk@rambler.ru

На Сибирской платформе основные коренные месторождения алмазов расположены в Мало-Ботуобинском, Средне-Мархинском и Далдыно-Алакитском алмазоносных районах. К первым двум относятся и россыпные месторождения алмазов, большая часть которых приурочена к мезозойским терригенным толщам, среди которых выделяются континентальные отложения иреляхской (T_3-J_{1ir}) и укугутской (J_{1uk}) свит, а также прибрежно-морские и морские образования плинсбахского (J_{1p}) и тоарского (J_{1t}) ярусов. В мезозое в пределах Ангаро-Вилуйского прогиба, в различной степени проявившегося во всех упомянутых алмазоносных районах, существовали две структурно-формационные зоны, которые характеризовались специфическими особенностями строения, наложившими определённый отпечаток на формировавшиеся осадки. Одна из них (юго-восточная) совпадает с центральной (приосевой) частью прогиба, где в условиях низменной аллювиальной равнины (для иреляхской и укугутской свит) накапливались отложения, обогащённые преимущественно чуждым району полиминеральным материалом. Вторая, северо-западная зона, совпадает с северо-западным бортом Ангаро-Вилуйского прогиба и располагается в пределах траппового плато. Здесь существовали условия денудационной и денудационно-аккумулятивной равнины, благоприятные для накопления осадков, в которых доминирует местный материал. В это время вдоль бровки северо-западного борта прогиба в пределах Мало-Ботуобинского района на поверхность выходили источники кимберлитового материала (Иреляхская и Мачобинская депрессии). Широкое развитие на данной территории в этот период имели коры выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя, долеритах, туфах, туфобрекчиях трубчатого типа, туфогенных образованиях корвунчанской

свиты и кимберлитах. Проведёнными исследованиями уточнены условия формирования мезозойских отложений и рассмотрены особенности концентрации в них продуктов древних кор выветривания, в том числе кимберлитового материала, особенно в пределах перспективных участков. Началу накопления осадков *иреляхской свиты* предшествовало широкое развитие процессов корообразования и формирование мощной коры выветривания на пенепленизированной поверхности пород региона. В приосевой части Ангаро-Вилуйского прогиба существовала аллювиальная равнина с обильным привносом ксеногенного крупнообломочного материала, что практически исключает образование здесь россыпей алмазов. На склоне центральной части прогиба существовала денудационно-аккумулятивная равнина, в пределах которой были развиты водотоки, сносившие большое количество местного обломочного материала с траппового плато. Это способствовало формированию здесь делювиально-пролювиальных, пролювиально-аллювиальных и озерных фаций, обогащённых местами туфогенным материалом. В пределах северо-западного борта, где обнажались породы нижнего палеозоя, во время образования этих осадков, шло дальнейшее развитие локальных депрессий (Иреляхская и Мачобинская), размыв кор выветривания и накопление делювиальных и отчасти пролювиальных отложений. Пролувиально-делювиальные отложения, характеризующиеся обильным вторичным минералообразованием, имеют небольшую мощность из-за последующего их размыва. В конце этого времени наступает второй этап накопления иреляхских отложений, характеризующийся развитием на большей части рассматриваемой территории озёрной и озерно-болотной равнины. Судя по особенностям концентрации кимберлитового материала в иреляхских отложениях, наиболее благоприятными для поисков древних россыпей алмазов являются образования, развитые в полосе вдоль бровки северо-западного борта Ангаро-Вилуйского прогиба. Именно здесь отмечается различная концентрация кимберлитового материала в отложениях делювиально-пролювиального, озёрного и озёрно-болотного генезиса.

Литолого-фациальный анализ отложений *укугутской свиты* позволил выявить, что в юго-восточной и северо-западной зонах района широко развиты континентальные ландшафты. В первой зоне, охватывающей центральную часть прогиба, существовала обстановка низменной аллювиальной равнины. Здесь накоплению осадков предшествовал размыв территории, во время которого эрозией были уничтожены и вынесены за пределы района значительной мощности рэт-геттангские и более древние отложения, а также развитая на них кора выветривания. Во второй структурно-формационной зоне шло развитие денудационной низкой холмистой равнины и плато, являющихся местной областью сноса обломочного материала (трапповое плато северо-западного борта прогиба). Осадконакопление здесь происходило только в пределах локальных депрессий в условиях денудационно-аккумулятивной равнины. В начале *карикского времени* произошла смена континентальных условий осадконакопления на прибрежно-морские и начался период морской трансгрессии, вызвавшей нивелирование очень слабо расчленённого рельефа. *Домерское время* характеризуется ещё большим наступлением моря на сушу и значительным размывом подстилающих пород. В *тоарском веке* на территории Ангаро-Виллюйского прогиба существовал морской бассейн, что было неблагоприятным для переотложения продуктов древних кор выветривания, которые переносились на значительные расстояния.

Таким образом, для мезозойской эры в целом характерны специфические особенности перемыва и переотложения продуктов древних кор выветривания, обусловленные, прежде всего, развитием в районе двух структурно-формационных зон. В одной из них (юго-восточной) условия для накопления продуктов выветривания в перекрывающих их отложениях существовали в иреляхское время только на склонах центральной части прогиба. В укугутское время эти образования подверглись значительной эрозии, а сохранившиеся от размыва их останцы перекрылись мощной (до 100 м) толщей аллювиальных отложений, обогащённых чуждым району материалом. Формирование плинсбахских и тоарских осадков происходило здесь в прибрежно-морских

условиях при незначительном поступлении элювиальных продуктов из областей размыва, обрамлявших возникший морской бассейн. В отличие от этого, в северо-западной структурно-формационной зоне, занимающей трапповое плато, практически на протяжении всего иреляхского, укугутского и карикского времени на возвышенных платообразных поднятиях происходило корообразование с одновременным размывом и переотложением продуктов выветривания в располагавшиеся вблизи локальные депрессии и частичным выносом их за пределы данной зоны. При этом здесь существовали условия для формирования делювиально-пролювиальных, пролювиально-аллювиальных, озерных и озерно-болотных фаций. В домерское время находившиеся в рассматриваемой зоне элювиальные продукты и отложения, обогащенные ими, подвергались абразии и накапливались в базальных горизонтах прибрежно-морских отложений. Тоарские образования формировались уже после перекрытия кор выветривания или их полного размыва. В этой зоне существовали благоприятные условия для накопления осадков, обогащенных элювиальным материалом. В это время, при наличии обнажающихся источников алмазов, могли формироваться их россыпи. Этим условиям соответствует полоса вдоль бровки северо-западного борта прогиба, совпадающая с Мирнинским поднятием, так как здесь широко развиты отложения иреляхской свиты, являющиеся формацией перемыва и переотложения древних кор выветривания, образования укугутской свиты и карикского подъяруса. К этим отложениям, тяготеющим к локальным депрессиям центральной части указанного поднятия, приурочены все известные в настоящее время древние россыпи алмазов. При этом положение главнейших коренных источников в большинстве случаев установлено с достаточной точностью. Поэтому определённый интерес в поисковом плане представляют участки этого поднятия, не охваченные пока детальными исследованиями.

МИНЕРАГЕОДИНАМИКА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Р.Г. Ибламинов

Пермский государственный университет, Пермь, riatinov@psu.ru

Минерагеодинамика – плитотектоническая минерагения [2] свидетельствует, что формирование осадочных бассейнов тесно связано с тектоническими режимами и составляющими их тектоническими обстановками.

Зарождение палеоокеанов происходит в условиях режимов активизации древних платформ (кратонов), при которых формировались бассейны рифтового внутрикратонного формационно-тектонического типа. Среди них, например, сохранились такие авлакогеновые нефтеносные бассейны как Припятский, Днепрово-Донецкий, Амадиес, Св. Лаврентия.

На территории Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна в мезо- и неопротерозое заполнение рифтов происходило по трансгрессивно-регрессивной схеме [1]. Так, в Кожимском авлакогене в основании разреза залегает трансгрессивная базальная терригенная красноцветная формация (R_{1prk}), выше она сменяется инундационной морской карбонатной (R_{1kl}), регрессивной терригенно-карбонатной (R_{1nd}) и далее эмерсивной пестроцветной карбонатно-терригенной (R_{2g+s}). Отсутствие отложений верхнего рифея во впадинах Прикамья может свидетельствовать о начале закрытия рифтов в неопротерозое.

В процессе закрытия рифтов спрединг провоцирует переход платформы из режима активизации в синеклизную обстановку плитного режима. Рифтовые бассейны перекрываются осадочными породами. Так, в Волго-Уральском регионе разрез венда начинается с трансгрессивных формаций: пестроцветной песчано-глинистой (V_{1vs}) и континентальной конгломерато-песчано-алевритовой (V_{2kk}). Далее инундационная обстановка представлена морской

вулканокласто-песчано-глинистой формацией (V_2vr+vl), регрессивная – пестроцветной глинисто-песчано-алевритовой (V_2krs).

В случае дальнейшего раскрытия континентальных рифтов бассейны преобразуются в межкратонные, как, например, современные Красноморский и Мёртвого моря. Древние рифтовые бассейны как нефтеносные при последующем раскрытии океанов обычно разрушаются.

В современных океанах в условиях спредингового режима по периферии пассивных окраин древних платформ существуют бассейны рифтовые периокеанические (Камбейский, Индо-Ланкийский) и периокеанических впадин (Габонский, Ангольский), которые развиваются в транзиталях на коре океанического типа. Существование древних океанов в условиях спредингового режима также обуславливало формирование краевых перикратонных бассейнов, которые со временем разрушались. Зато хорошо сохранялись синеклизные внутрикратонные бассейны (Балтийский, Волго-Уральский, Пермский, Алжиро-Ливийский). Они начинали формироваться чаще над авлакогеновыми (рифтовыми) бассейнами в условиях трансгрессивной обстановки, обусловленной спредингом в омывающем континент океане. Такой режим существования континентального бассейна предлагается именовать периспрединговым.

Периспрединговый режим в Волго-Уральском бассейне обусловил трансгрессивную обстановку с накоплением морской мелководной глинисто-карбонатной койвинско-афонинской (D_2kv-D_2af) и прибрежно-морской песчано-глинистой старооскольско-тиманской (D_2s-D_3t) формаций.

Субдукционный режим существования современных океанов создал условия для формирования на окраинах молодых платформ островодужных бассейнов. На современных окраинах древних платформ они обычно отсутствуют. Ископаемые островодужные бассейны разрушены как нефтеносные, но содержат залежи твердых полезных ископаемых. На платформах субдукционный режим палеоокеанов обуславливал существование регрессивных и даже эмерсивных палеотектонических обстановок.

Синеклизные бассейны продолжали существовать в условиях перисубдукционного режима, который, например, на восточной окраине Русской плиты обусловил регрессивную обстановку и накопление терригенно-карбонатной саргаевско-турнейской ($D_{3sr}-C_{1t}$) формации и образование системы «некомпенсированных прогибов», а затем эмерсивную обстановку и накопление континентальной песчано-глинистой угленосной косьвинско-тульской ($C_{1ks}-C_{1tl_1}$) формации. После активной фазы субдукции продолжилось накопление морской карбонатной формации ($C_{1tl_2}-P_{1ar}$).

Закрытие океанов происходит в условиях коллизионного режима. При этом как в современных складчатых областях, так и в древних формировались бассейны межгорных и краевых прогибов. На близлежащих к закрывающимся палеоокеанам платформах существовала регрессивная палеотектоническая обстановка. Она приводила к постепенному закрытию внутрикратонных синеклизных бассейнов. Вместе с тем формировавшиеся на окраинах платформ бассейны краевых прогибов либо накладывались, либо непосредственно соединялись с внутрикратонными синеклизными бассейнами. В первом случае два формационно-тектонических типа бассейнов можно рассматривать как самостоятельные (Волго-Уральский бассейн и бассейн Предуральского прогиба), во втором – они объединяются в единый синеклизно-краевой бассейн (бассейны Персидского залива). Описанный режим существования континентов можно назвать периколлизионным.

На Западном Урале переход к коллизионному режиму отвечает смене рифогенно-биогермной битуминозной формации (C_2-C_3) терригенной флишоидно-молассоидной (P_{1a-ar}), которая формировалась уже в регрессивной обстановке. С конца карбона закладывается Предуральский прогиб. Он мигрирует с востока на запад и накладывается на допермский чехол восточного края Русской плиты [4]. Формируется Предуральский осадочный бассейн. Образуется коллизионная кунгурская эвапоритовая молассовая формация терригенная в Западно-Уральской мегазоне и галогенная в Предуральском прогибе. На платформенной части территории в условиях регрессивной

периколлизионной обстановки образуется сульфатно-карбонатная субформация эвапоритовой формации (P_{1k}), которая на западе перекрывается эмерсивной молассовой терригенной лагунно-континентальной средне-верхнепермской формацией. Эвапоритовая формация послужила флюидоупором, предохранившим собственно Волго-Уральский бассейн от разрушения.

Волго-Уральский бассейн следует рассматривать как супербассейн, состоящий как минимум из 4-х последовательно формировавшихся и накладывающихся друг на друга бассейнов: совокупности рифейских рифтогенных бассейнов, поздневендского синеклизного бассейна, средне-позднепалеозойского плитного перигерцинского собственно Волго-Уральского и позднепалеозойского Предуральского. Именно с такими супербассейнами связаны основные запасы нефти и газа земного шара.

Зарождение, существование и закрытие океанов играет существенную роль в формировании не только океанических, но и платформенных бассейнов континентов. Учитывая эту связь, предлагается тектонические режимы существования платформенных бассейнов именовать периспрединовыми, перисубдукционными, периколлизионными [3].

Литература

1. Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М. Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. – Пермь: ИПК "Звезда", 2001. – 108 с.
2. Ибламинов Р.Г. Основы минерагеодинамики. – Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. – 220 с.
3. Ибламинов Р.Г. Основы геологии и геохимии нефти и газа. – Перм. ун-т. Пермь, 2007. – 256 с.
4. Чувашов Б.И. Динамика развития Предуральского краевого прогиба // Геотектоника, 1998, №3, С. 22 – 37.

ГЛАУКОНИТИТЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ РАЗНОГО ВОЗРАСТА

Т.А. Ивановская

Учреждение Российской академии наук Геологический институт РАН, Москва

Ivanovskaya1949@gmail.com

Глауконититы – это породы любого состава (известняк, песчаник, глина и др.), содержащие более 50% глауконитовых зерен. В фанерозойских отложениях такие глауконитовые породы отмечаются достаточно часто. Они нередко образуют крупные залежи, в которых происхождение глауконитовых зерен может быть различным — аутигенным (образованным *in situ*), аллотигенным (перемытым на месте) и (или) терригенным (привнесенным из других районов) [4]. В докембрии глауконититы встречаются редко и впервые описаны автором [3]. Рассмотрим особенности глауконититов из меловых, ордовикских и рифейских отложений.

Необходимо отметить, что для зеленых глобуль из докембрийских разрезов в работе при общем описании традиционно используется термин «глауконит». Однако хорошо известно, что глаукониты относятся к диоктаэдрическим слюдистым минералам с высоким содержанием Fe^{3+} в октаэдрических сетках 2:1 слоев. В то же время в докембрии широко развиты Al-аналоги глауконита – Al-глауконит ($Al_{VI} \geq Fe_{VI}^{3+}$) и иллит ($Al_{VI} \gg Fe_{VI}^{3+}$). В частности, в изученных рифейских глауконититах слагающие их зерна относятся преимущественно к иллитам. Как тогда называть эти породы? Иллититы!?! Автор оставляет прежний традиционный термин для таких глауконитовых пород – «глауконититы».

Глауконититы встречены в нижнем мелу южной Англии (пограничные слои апта и альба, обр. П-1) [1]; в латорпском надгоризонте нижнего ордовика Эстонии, (скважина Ф-109, обр. 103, 98.9-98.1 м) и Латвии (скважина 50, обр. 37/71, 993-995 м); в арымасской (обр. 556б), хайпахской (обр. 577/2, 552а) и тоттинской (обр. 40/7) свитах среднего рифея Оленекского поднятия и Учуро-Майского региона [3], а также в укской свите (обр. 13БШ) верхнего рифея

Южного Урала [2]. Как правило, они образуют тонкие прослои среди более плотных песчано-глинистых пород, а иногда и среди известняков (обр. 37/71).

В изученных разрезах глауконититы макроскопически близки – они

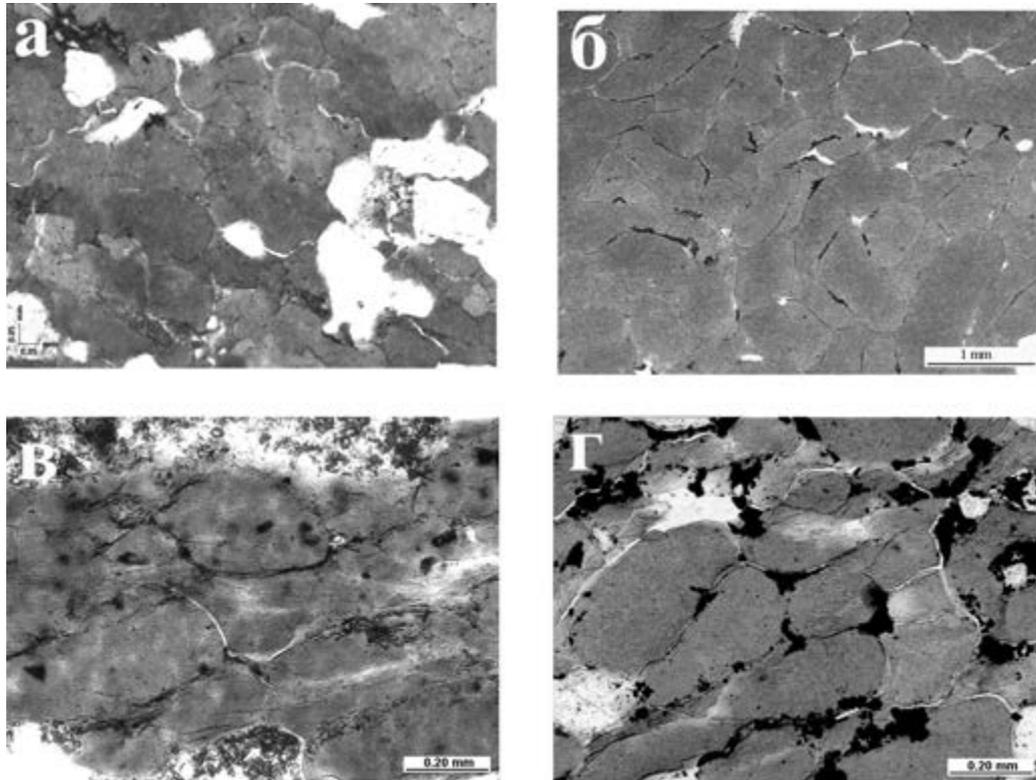


Рисунок. Глауконититы в фанерозойских и рифейских отложениях. Фотографии шлифов. а – обр. П-1; б – обр. 103; в – обр. 577/2; г – 566б. Неполяризованный свет

представляют собой рыхлую или в разной степени сцементированную зеленую массу, в которой преобладает глауконит (в виде зерен и цемента), а также встречается кварц и другие минеральные включения (рисунок).

Общие особенности зерен. Форма глауконитовых зерен типичная глобулярная (округлая, овальная, почковидная, мозговидная и др.), уплощенная и неправильная, чаще свойственная цементной массе. Кроме того, во многих образцах встречены разности сложной формы, связанной с их агрегатным строением. Агрегатные зерна представляют собой глобулы разного размера, сцементированные глауконитовым цементом, зеленый цвет которого может быть аналогичен цвету глобуль и (или) характеризоваться более светлыми зелеными тонами (обр. П-1, 13БШ). Глауконитовый цемент имеет достаточно

причудливые очертания, матовый и (или) шелковистый блеск, повышенные интерференционные окраски и более низкую плотность по сравнению с глобулярными разновидностями. Цветовые, гранулометрические и плотностные характеристики зерен в целом типичны для аутигенных глауконитов из плотносцементированных пород.

Таблица

Кристаллохимические особенности образцов

Минеральные разновидности	Катионный состав (ф. е.) на O ₁₀ (OH) ₂					^{VI} Al/ ^{VI} Al+ ^{VI} Fe ³⁺	b, Å
	^{VI} Fe ³⁺	^{VI} Al	Fe ²⁺	Mg	K		
Глауконит обр. П-1, 37/71	1.10,	0.39,	0.08,	0.21- 0.45	0.57,	0.25-0.34	9.08- 9.09
	1.15	0.56	0.10		0.67		
Al-глауконит обр. 40/7, 5666	0.71,	0.86,	0.16	0.27,	0.61, 0.73	0.51-0.55	9.06
	∑0.81	0.87		0.30			
Иллит обр. 13БШ, 577/2, 552а	0.71	0.91- 1.19	0.09-0.25	0.20- 0.41	0.61-0.74	0.61-0.80	9.036- 9.048

Генезис. Кроме морфологических особенностей, на образование глауконитов *in situ* указывает прежде всего плотная упаковка зерен и глауконитовой цементной массы, их более крупный размер, по сравнению с обломочным кварцем, и другие особенности (см. рисунок). Подобная обстановка, благоприятная для глауконитообразования, могла быть создана в зоне диагенеза в процессе метаболической активности бактерий. Микроструктура, отождествляемая с fossilized бактериями, обнаружена А.Р. Гептнером в глауконитсодержащих породах разного возраста, и, в частности, в изученном обр. П-1 из меловых песчано-алевроитовых отложений с прослоями глауконитов [1].

Структурно-кристаллохимические характеристики слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда. По структурным особенностям среди изученных образцов выделяются слюды и смешанослойные образования (< 10% и 10-20% смектитовых слоев соответственно). Смешанослойные образования характеризуются как неупорядоченным чередованием слюдистых и смектитовых слоев, так и тенденцией к их упорядочению (фактор ближнего порядка $R = 0$ и $R > 1$ соответственно). Параметр элементарной ячейки b

минералов изменяется от 9.036 до 9.09Å при переходе от Al- к Fe-разновидностям.

Среди изученных слоистых силикатов выделяется серия твердых растворов от иллита через Al-глауконит до глауконита (таблица). С учетом рекомендаций международных номенклатурных комитетов [5, 6], классификация этих минералов проводится с использованием соотношения $^{VI}Al / (^{VI}Fe^{3+} + ^{VI}Al)$, которое для иллитового и глауконитового рядов равно ≤ 0.5 и ≥ 0.6 . Согласно этой международной классификации, среди 7 изученных образцов иллита (3 обр.) и Al-глаукониты (2 обр.) встречаются в среднем и верхнем рифее, а собственно глаукониты (2 обр.) – в нижнем ордовике и нижнем мелу.

Таким образом, глауконититы, изученные на разных стратиграфических уровнях рифея и фанерозоя, характеризуются близкими макро- и микроскопическими особенностями, а слоистые силикаты, слагающие в них зерна и цементную массу, представлены слюдами и (или) гидрослюдами, состав которых отвечает минералам глауконит-иллитового ряда.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 11-05-00234), а также приоритетной программы №25 Президиума РАН.

Литература

1. Гептнер А.Р., Ивановская Т.А. Глауконит из морских нижнемеловых отложений Англии (концепция биохомогенного генезиса). Литология и полез. ископаемые. 2000. № 5. С 487–499.
2. Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А. и др. Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb-Sr и K-Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала. Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т.14. № 3. С. 3–24.
3. Ивановская Т.А. Глауконититы в терригенных отложениях хайпахской свиты (средний рифей, Оленекское поднятие) Литология и полезные ископаемые. №4. 2009. 384-403 с.
4. Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.
5. Guggenheim S., Adams J.M., Bain D.C. et al. Summary of recommendations of Nomenclature Committees relevant to clay mineralogy: report of the Association Internationale Pour L'etude des Argiles (AIPEA) Nomenclature Committee for 2006 // Clays and Clay Minerals. 2006. V. 54. P. 761-772.
6. Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y. et al. Nomenclature of the micas // The Canadian Mineralogist. 1998. V. 36. P. 41-48.

ИЗМЕНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД КАК ФУНКЦИЯ ВОЗРАСТА

Г.В. Ивенсен, Р.В. Кутыгин

ИГАБМ СО РАН, Якутск, g.v.ivenesen@diamond.ysn.ru

В данной публикации мы хотим коснуться проблемы изменения химического состава осадочных пород в зависимости от возраста. Причем, основное внимание будет уделено поведению щелочей, которые можно считать индикаторными элементами процессов постседиментационных преобразований.

Объектом исследования послужили песчано-алевритовые отложения верхоянского терригенного комплекса. Образцы пород мелового и юрского возраста были отобраны из керна разведочных скважин, пробуренных на территории Вилюйской синеклизы, а пермского и каменноугольного возраста – из разрезов Западного Верхоянья (верховье р. Хальпирка и руч. Горбылях). Каждый образец был подвергнут полному силикатному анализу. При обработке полученных данных использовались не абсолютные содержания щелочей, а их отношения к глинозему, т.к. он является относительно инертным компонентом. Количество проанализированных образцов, средние значения натриевых ($НМ = Na_2O/Al_2O_3$), калиевых ($КМ = K_2O/Al_2O_3$), щелочных ($ЩМ = Na_2O/K_2O$) модулей и отношения $НМ$ и $КМ$ песчаников к соответствующим модулям алевролитов приведены в таблице.

При анализе полученных результатов обращает на себя внимание то, что суммарное содержание щелочей и в песчаниках, и в алевролитах соответствующего возраста практически одинаково, а по всему разрезу колеблется около 6%. Но чем древнее отложения, тем заметнее перераспределение щелочей по типам пород. В меловых песчаниках и алевролитах содержание Na_2O выше содержания K_2O , о чем свидетельствуют значения $ЩМ$ (1,25 и 1,02 соответственно), но в песчаниках Na_2O содержится немного больше, чем в алевролитах. В юрских породах соотношения несколько меняются. В песчаниках содержание Na_2O и K_2O примерно одинаково ($ЩМ = 0,97$), а в алевролитах K_2O уже заметно преобладает над Na_2O

(ЩМ=0,84). В песчаниках пермского возраста в сумме щелочей значительно преобладает Na_2O (ЩМ=1,51), а в алевролитах – K_2O (ЩМ=0,68). В породах каменноугольного возраста контрастность в содержании щелочей в зависимости от типа породы еще более усиливается. В песчаниках ЩМ=1,35, а в алевролитах ЩМ=0,49.

Если рассмотреть отношения значений НМ песчаников к НМ алевролитов, то наблюдается их возрастание от меловых отложений к каменноугольным 1,19–1,24–1,87–2,67 (таблица). Это свидетельствует о том, что с увеличением возраста относительное содержание Na_2O в песчаниках увеличивается, а в алевролитах – уменьшается. Немного по-другому ведет себя K_2O . Значения КМ в песчаниках колеблются в зависимости от возраста от 0,20 до 0,24, в алевролитах – от 0,20 до 0,25, а отношения значений КМ песчаников к КМ алевролитов от меловых отложений к каменноугольным меняются незначительно – 1,00 – 1,10 – 0,82 – 0,96, т.е. с возрастом происходит увеличение содержания K_2O в алевролитах, по сравнению с песчаниками, но не очень интенсивно. Такое поведение щелочей связано с различной устойчивостью минералов, в структурную решетку которых они входят, при постседиментационных преобразованиях.

Большинство терригенных осадков изначально представляют собой гетерогенные и нестабильные системы. Но постепенно повышающиеся температура и давление способствуют приведению этих систем в состояние относительного равновесия. Следует отметить, что не все компоненты осадков и возникающих на их основе пород в одинаковой степени устойчивы и реакционно-способны. Существует ряд устойчивости минералов: Са-плагиоклазы, Са-На-плагиоклазы, На-Са-плагиоклазы, На-плагиоклазы, калиевый полевой шпат, мусковит, кварц – в соответствии с которым при постседиментационных изменениях, в первую очередь, разрушаются основные и средние плагиоклазы, поставляя в поровые растворы ионы натрия, алюминия, кремния и др. Эти элементы частично расходуются на образование глинистых минералов, частично выносятся в песчаные пласты, т.к. миграция поровых растворов происходит из менее проницаемых (алевролиты) в более

проницаемые. Избыток ионов натрия в песчаных слоях приводит к развитию процессов альбитизации. Этот процесс протекает путем замещения в кристаллической решетке плагиоклаза ионов Ca^{2+} и Al^{3+} соответственно ионами Na^+ и Si^{4+} , в результате чего анортитовый компонент в кристалле замещается альбитовым. В условиях сжатия такой процесс может являться энергетически выгодным, поскольку радиусы ионов Ca^{2+} и Al^{3+} ($1,04 \text{ \AA}$ и $0,57 \text{ \AA}$) больше радиусов ионов Na^+ и Si^{4+} ($0,98 \text{ \AA}$ и $0,39 \text{ \AA}$), занимающих их место в решетке. Таким образом, альбитизация плагиоклаза может осуществляться обычными минерализованными поровыми водами с повышенным содержанием ионов натрия и кремния, тем более что признаки привноса вещества с большой глубины отсутствуют.

Калий в осадочных породах связан, главным образом, с мусковитом и калиевыми полевыми шпатами, которые являются наиболее устойчивыми минералами. Поэтому ионы калия практически не участвуют в миграции. Возрастание содержания калия в алевролитах наиболее древних отложений является следствием относительного обогащения им остаточных продуктов.

Провести аналогичные исследования для глинистых пород верхоянского комплекса не удалось в связи с недостаточностью аналитических данных. Но в монографии [1] приводится диаграмма изменения химического состава глинистых пород в зависимости от возраста. Авторами были выделены четыре группы пород: современные осадки, мезозойские и кайнозойские сланцы, палеозойские сланцы и докембрийские кристаллические сланцы и филлиты. На графике хорошо видно уменьшение значений НМ от молодых отложений к древним ($0,10-0,13-0,07-0,05$) и увеличение значений КМ ($0,16-0,19-0,22-0,25$). Анализируя полученные результаты, авторы пишут: «Показанные химические тенденции можно интерпретировать двумя способами: они могут характеризовать первичные различия между составом сланцев или же могут быть обусловлены селективным постседиментационным привносом или выносом некоторых компонентов. Так как можно считать, что лишь незначительные количества Al_2O_3 выносятся из пород или привносятся в них, эта диаграмма позволяет принять второе предположение, поскольку оно

удовлетворительно характеризует состав, даже в том случае, если происходили небольшие постседиментационные изменения».

Близкие значения модулей получены также для глинистых сланцев и аргиллитов верхнего докембрия Башкирского мегантиклинория [2] – средние значения $HM=0,06$ и $KM=0,30$ (рассчитаны нами).

Закономерные изменения химического состава осадочных отложений в зависимости от возраста можно использовать при определении стадий постседиментационных преобразований, а также учитывать при установлении степени зрелости обломочного материала, поступавшего в бассейн осадконакопления. Высокие значения HM в древних песчаниках не всегда свидетельствуют о свежести обломочного материала, так же как низкие значения HM в древних сланцах – о высокой зрелости.

Таблица

*Средние содержания щелочей в песчано–алевритовых породах
верхоянского терригенного комплекса*

Возраст	Порода	Na ₂ O	K ₂ O	HM	KM	ЩМ	HKM	HMпес./ HMал.	KMпес./ KMал.
K ₁	Песчаники n=17	3,70	2,95	0,25	0,20	1,25	0,45	1,19	1,00
	Алевриты n=12	3,10	3,04	0,21	0,20	1,02	0,41		
J	Песчаники n=39	3,09	3,18	0,21	0,22	0,97	0,43	1,24	1,10
	Алевриты n=31	2,70	3,22	0,17	0,20	0,84	0,37		
P ₂₋₃	Песчаники n=47	3,47	2,30	0,28	0,18	1,51	0,46	1,87	0,82
	Алевриты n=34	2,24	3,27	0,15	0,22	0,68	0,37		
C ₂₋₃	Песчаники n=68	3,70	2,75	0,32	0,24	1,35	0,55	2,67	0,96
	Алевриты n=63	1,96	4,00	0,12	0,25	0,49	0,38		

Литература

1. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. – М.: Мир, 1974. 272 с.
2. Маслов А.В., Гареев Э.З. Петрохимические особенности позднедокембрийских осадочных ассоциаций Башкирского мегантиклинория // Литология и полезн. ископаемые. 1999. № 1. С. 78–91.

**ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ
ОТЛОЖЕНИЙ УФИМСКОГО ЯРУСА
В ПРЕДЕЛАХ ВОСТОКА ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ**

П.В. Изотов¹, Л.М. Ситдикова¹, В.Г. Изотов¹, Е.Ю. Сидорова¹, Г. Берто²

¹*Казанский (Приволжский) Федеральный университет, Казань, sitdikova8432@mail.ru*

²*International Association of Sedimentologists, France, berthault.guy@orange.fr*

Уфимский ярус пермской системы является одной из дискуссионных стратиграфических единиц Востока Русской плиты. Выделенный в качестве самостоятельной стратиграфической единицы А.В. Нечаевым [1], он до настоящего времени в пределах изучаемой территории недостаточно охарактеризован, что объясняется трудностями палеогеографической интерпретации условий его образования, несмотря на то, что в его пределах локализованы важные виды полезных ископаемых региона – месторождения природных битумов и медное оруденение.

Интересные данные относительно закономерностей строения уфимских отложений дает изучение регионального широтного профиля, составленного геологами Пермского Геологоразведочного треста А.В. Нечаевым и Л.В. Козельским по данным буровых работ с целью изучения закономерностей локализации медного оруденения Волго-Уральской области. Приведенный профиль пересекает большую территорию на протяжении около четырехсот километров, начинаясь от р. Илеть (бассейн р. Волга) на западе до с. Аспа (Пермская область) на востоке. Расстояние между скважинами в его западной части составляет 4-7 км, а в восточной, где геологическое строение разреза более однородно – 10-20 км. Большинство скважин вскрывается полная мощность казанских и уфимских отложений. Рассматриваемый профиль пересекает различные структурно-тектонические зоны, из которых на профиле четко выделяются Татарский свод и Верхне-Камская впадина. Граница между ними может быть условно проведена в районе г. Агрыз, где наблюдается

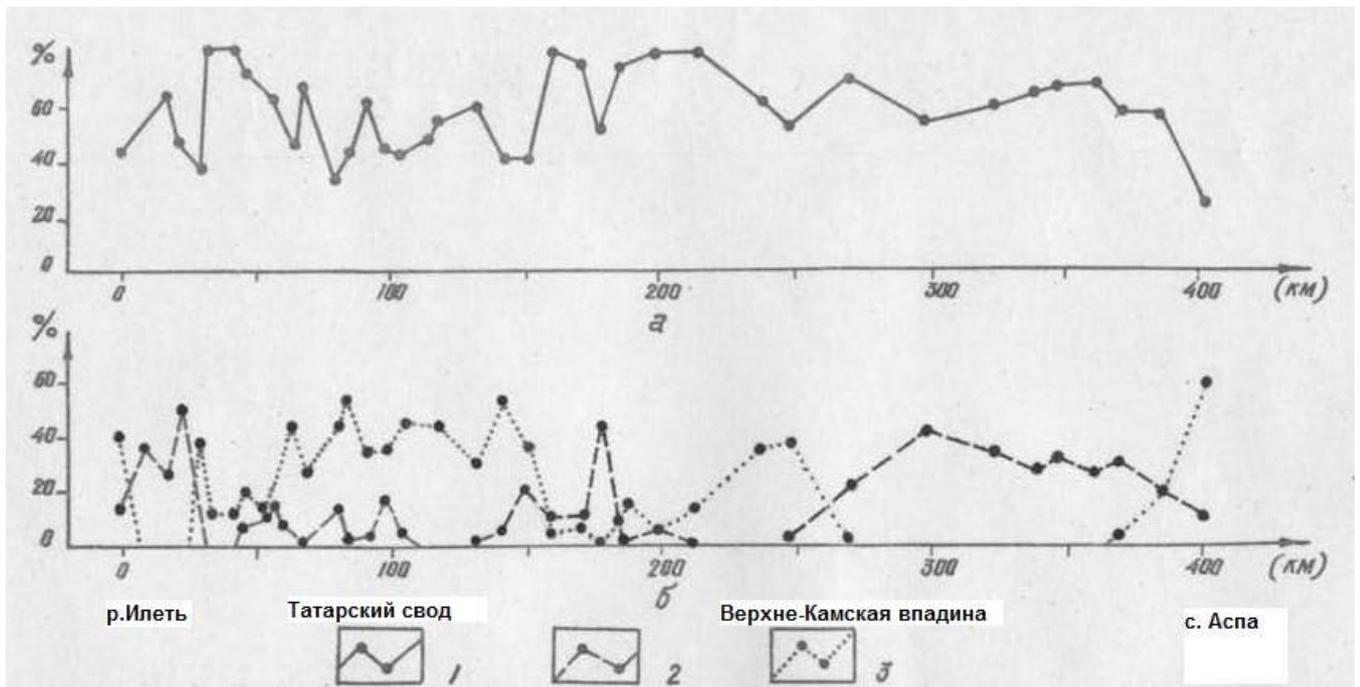


Рисунок. Распределение процентных содержаний различных типов пород шешминских отложений по профилю р. Илеть – с. Аспа

а) Красноцветные глинисто-алевритистые породы;

б) Красноцветные и сероцветные песчаники.

1 – глинисто-алевритистые породы;

2 – сероцветные песчаники;

3 – красноватые песчаники

наиболее резкий переход между зауглубленными частями Верхне-Камской впадины и Татарского свода.

Отчетливые закономерности выявляются и при анализе мощностей рассматриваемых отложений по этому профилю. При движении с запада на восток видно закономерное увеличение мощностей шешминских отложений от 0 до 349 м. Максимальные мощности шешминских отложений приурочены к центральным частям Верхне-Камской впадины. В пределах же Татарского свода мощности, в основном, колеблются в интервале 20-75 м.

Отложения шешминского горизонта в литологическом отношении сложены однородной красноватой толщей. Состав и соотношения, которых остаются в целом постоянными на всем протяжении профиля [2, 3]. Породы шешминского горизонта представлены следующими литологическими типами: конгломераты, песчаники, алевриты, глины, мергели, известняки.

Данные по соотношению отдельных типов пород шешминских отложений по скважинам этого профиля приведены на графиках распределения процентного содержания различных типов пород (рисунок). Полученные данные с учетом их статистической оценки свидетельствуют о сложных закономерностях в распределении пород шешминского горизонта в пределах различных структурно-тектонических единиц, пересекаемых профилем.

Так, содержание глинисто-алевритистых пород, в соответствии с общим увеличением мощностей шешминских отложений, увеличивается в восточном направлении. Однако их процентное соотношение колеблется около определенной величины на всем протяжении профиля. Это подтверждает вычисленная величина коэффициента ранговой корреляции между процентным содержанием глинисто-алевритистых пород и положением скважин по профилю. Его величина равна всего $-0,02$. Кроме того, об общности закономерностей распределения глинисто-алевритистых пород шешминского горизонта в пределах различных структурно-тектонических зон Татарского свода и Верхне-Камской впадины свидетельствует близость значений их средних процентных содержаний и дисперсий этих содержаний.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что процентные содержания глинисто-алевритистых пород распределены равномерно по рассматриваемому профилю. Поскольку речь идет о процентных содержаниях, подобный же вывод можно сделать и относительно общего характера распределения песчаников в пределах этого же профиля.

Существенно иным является соотношение между отдельными типами песчаников шешминского горизонта. Как показывает профиль распределения красноцветных и сероцветных их разновидностей, первые распространены, в основном, в пределах Татарского свода и бортовых частей Верхне-Камской впадины. Содержание их составляет до 30-55 %. Сероцветные песчаники распространены преимущественно в пределах центральной части Верхне-Камской впадины, где содержание их повышено до 40 %. В пределах Татарского свода содержание сероцветных песчаников колеблется от 0 до 25 %.

Средние содержания одних и тех же типов песчаников для этих двух рассматриваемых территорий, как показывает величина критерия Стьюдента, заметно отличаются. Таким образом, рассматриваемые территории можно считать специализированными в отношении определенных типов песчаников, что определяется палеогеографической спецификой региона.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы. В шешминское время на обширной территории, захватывающей различные в структурно-тектоническом отношении элементы, сохранялись близкие условия осадконакопления. Этим объясняется отсутствие определенной тенденции в распределении процентного содержания глинисто-алевритистых пород и песчаников по рассматриваемому профилю. При этом большое отличие абсолютных мощностей различных типов пород на территории Татарского свода и Верхне-Камской впадины свидетельствует о компенсации осадками тектонического прогибания в пределах последней. Таким образом, тектонический режим на рассматриваемой обширной территории, пересекаемой профилем в шешминское время, существенным образом определял закономерности осадконакопления и, следовательно, мог оказывать влияние на закономерности размещения полезных ископаемых, в том числе природных битумов и медистых песчаников.

Литература

1. *Нечаев А.В.* Казанский и уфимский ярусы пермской системы. // Геологический вестник, Т. 1, № 1. – С.Петербург, 1915.
2. *Тихвинская Е.И.* О возрасте так называемого уфимского яруса и стратиграфическом значении медистых песчаников. // Записки Всероссийского минералогического общества, Т. XII, № 2, 1933. – с. 18-24
3. *Форш Н.Н.* Пермские отложения. Уфимская свита и казанский ярус. Труды ВНИГРИ, Новая серия, выпуск 92, Л., 1955. – 220 с.

ОПОЛЗНИ НА КАВКАЗСКОМ ШЕЛЬФЕ ЧЁРНОГО МОРЯ И ОЦЕНКА ИХ УСТОЙЧИВОСТИ

В.Ю. Ионов, Э.В. Калинин

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, sevaionov@gmail.com

Процесс транспортировки осадочного вещества из области шельфа в глубоководные части морских бассейнов хорошо описывается с помощью подводных оползней. В результате разрушения оползневые тела преобразуются в обломочные потоки и приобретают подвижность, достаточную для перемещения обломочного материала на расстояния в сотни километров при крутизне склонов порядка первых градусов. Высокая мобильность обломочных потоков показывает их причастность к накоплению мощных толщ терригенных осадков у континентальных подножий различных океанических бассейнов.

Одной из первых публикаций посвящённой тематике оползневых процессов на дне Чёрного моря является работа А.Д. Архангельского [1]. Результаты исследований А.Д. Архангельского указывают на повсеместное развитие подводных оползней на континентальном склоне Чёрного моря. Дальнейшие исследования подводных оползней в акватории Чёрного моря проводятся лишь в конце 20^{ого} века сотрудниками «Южморгеологии», которые обнаружили гигантский оползень, площадью в 200 км² в области конуса выноса палео-Кубани [3]. В начале 21^{ого} века развитием проблематики подводных оползней на Кавказском шельфе Чёрного моря активно занимается круг авторов из Южного отделения Института Океанологии им. П.П. Ширшова РАН [4]. В целом, выводы всех исследователей свидетельствуют о широком развитии подводных гравитационных процессов на континентальном склоне Чёрного моря.

Во время проектно-изыскательских работ в акватории Чёрного моря оползневые тела были обнаружены не только на континентальном склоне, но и в области шельфа. При представлении рельефа дна в виде трёхмерной модели было обнаружено три участка, которые можно интерпретировать как

подводные оползни. Оползни характеризуются небольшой мощностью – первые метры, значительной протяжённостью – до 1000 метров, и шириной до 500 м. Средний уклон на участках развития оползней составил порядка 1° . Значения длины и ширины оползней превышает их мощность на 2-3 порядка, вследствие чего оползни можно представить в виде маломощного слоя залегающего на слабонаклонной поверхности. Обнаруженные оползни, указывают на необходимость оценки устойчивости Кавказского шельфа Чёрного моря.

Для оценки устойчивости склонов строят инженерно-геологические разрезы, которые совпадают с наиболее возможным направлением смещения оползня. Для участка шельфа с обнаруженными оползнями, инженерно-геологические разрезы по направлениям смещения оползней отсутствовали, в связи с чем, расчёт устойчивости оползневых тел производился на модельных разрезах.

Модельные разрезы представляют собой группу склонов бесконечной длины с различными уклонами и мощностями смещаемых отложений. Эти разрезы призваны повторять природные условия, в которых наблюдались подводные оползни. Значение минимальной мощности смещаемых отложений на разрезах составляет 1 м и обусловлено мощностями оползневых тел, которые были обнаружены на шельфе Чёрного моря. Значение максимальной мощности составило 20 м, что соответствует максимальной мощности рыхлых отложений по данным сейсмического профилирования, выполненного для обоснования строительства газопровода «Голубой Поток». Значения уклонов модельных склонов лежат в диапазоне от среднего уклона шельфа (1°) до максимального уклона в области бровки континентального склона (40°). Таким образом, с помощью построенных модельных склонов была предпринята попытка оценить устойчивость не только оползневых тел, но и всего массива дисперсных грунтов залегающего на шельфе и в области бровки континентального склона Чёрного моря.

При оценке устойчивости модельных склонов использовались результаты пробоотбора, выполненного на участке Кавказского шельфа от п. Джубга до п. Кудепста. Станции пробоотбора располагались по профилю, проходящему вдоль береговой линии на расстоянии от берега 1-7 км и глубинах 15-70 м. Разрез отложений шельфа был вскрыт на глубину до 20 м. В строении разреза до глубины опробования принимают участие грунты голоценового, плейстоценового и палеоцен-эоценового возрастов [2].

Морские отложения голоценового возраста представлены илами текучими глинистыми и суглинистыми, суглинками и глинами текучепластичными. Морские и биогенно-морские отложения голоценового возраста представляют собой ракушечные грунты, пески различной крупности (от гравелистых до пылеватых) и текучие супеси. Прибрежно-морские отложения плейстоценового возраста представлены мягкопластичными глинами и суглинками. Также был опробован терригенный флиш палеоцен-эоценового возраста, который представлен преимущественно полускальными грунтами - аргиллитами и алевролитами [2].

Вследствие большого расстояния (более 1 км) между станциями пробоотбора ни одна из станций не попала на оползневые тела. Однако, по ближайшим к оползням станциям опробования можно сделать вывод о преимущественно песчаном составе обнаруженных подводных оползней.

Для оценки устойчивости кавказского шельфа и бровки континентального склона Чёрного моря были выбраны физические и физико-механические свойства морских и биогенно-морских отложений голоценового и плейстоценового возрастов. Именно эти отложения слагают верхнюю часть разреза, представлены дисперсными грунтами и могут быть потенциально оползнеопасными. Возникновение оползней в терригенном флише менее возможно, вследствие повышенной прочности этих отложений.

Расчёт устойчивости подводных склонов выполнялся с параметрами прочности, полученными по дренированной и недренированной схемам. В первом случае, в расчёте моделируются условия работы грунта при

долговременных нагрузках. Во втором случае, моделируются условия работы грунта при кратковременных нагрузках.

Результаты расчёта показывают, что при мощности смещаемых отложений - 20 м, обрушение склонов будет происходить при минимальных уклонах: для склона, сложенного текучими илами, обрушение может произойти при уклоне в 2° , для склона, сложенного супесями и песками, обрушение произойдёт при уклоне в $24-26^\circ$ соответственно. Существенное различие полученных значений «критических» уклонов обусловлено низкими значениями прочности текучих илов и наличием сцепления (порядка 10 КПа) у песчаных грунтов, что существенно повышает их устойчивость при расчётах.

Модельные склоны с мощностями оползневых тел 1 и 2 м являлись устойчивыми при любых уклонах (от 1 до 40°), что противоречит результатам полевых работ.

Таким образом, результаты расчёта свидетельствуют о необходимости учёта дополнительных факторов формирования подводных оползней. Только воздействие дополнительных факторов может привести к обрушениям подводных склонов на Кавказском шельфе Чёрного моря при уклонах порядка 1° .

Литература

1. *Архангельский А.Д.* Оползание осадков на дне Чёрного моря и геологическое значение этого явления/ А. Архангельский// Бюлл. Моск. общ. испыт. при. (отд. геолог.). – 1930. – Вып. 1-2. – С. 32-80.
2. *Архипов А.А. и др.* Отчёт «Строительство газопровода «Джубга-Лазаревское-Сочи» (морской вариант) в рамках увеличения производительности». Приложение В. Инженерные изыскания. Морская часть. Инженерно-геологические изыскания. Общие сведения. Том 1. Книга 3. Часть 1. ООО «ПитерГазИнжиниринг», М., 2008.
3. *Казанцев Р. А., Кругляков В. В.* Гигантский оползень на дне Чёрного моря. // Природа. - 1998. - № 10. - С. 86-87.
4. *Москаленко В.Н., Шимкус К.М.* Оползневые образования и отложения турбидитовых потоков на Кавказском материковом склоне Чёрного моря. // Бюлл. Моск. общ. испыт. при. (отд. геолог.). – 2005. – Т. 80. – Вып. 6. – С. 33-38.

К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ «ГЕОЛОГИЧЕСКИХ БЕНАРОВ» В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ

Р. И. Кадыров¹, Р. Х. Сунгатуллин²

¹КФУ, Казань, Rail7777@gmail.com

²КФУ, Казань, Rafael.Sungatullin@ksu.ru

Одно из основных научных понятий в геологии - симметрия характеризуется разными эмпирическими проявлениями пространственных состояний естественных тел Земли, оставаясь во многом загадкой [1]. Согласно же термодинамике, общим законом эволюции материи является снижение уровня свободной энергии системы, что отражается созданием наиболее энергетически выгодных структур. Классическим физическим подтверждением факта организации пространственно-временной упорядоченной структуры из хаоса является формирование симметричных шестиугольных «ячеек Бенара». Считается [2], что системы, состоящие из гексагонов, относятся к наиболее эффективным, экономичным и энергетически выгодным конфигурациям по сравнению с другими формами ячеек. В гексагональной структуре отсутствуют какие-либо «зазоры» ячеек-объектов во всех трёх измерениях и поэтому ячеистая структура эффективно перераспределяет подведенную энергию. Отсюда, ячеисто-сотовая структура может рассматриваться как одна из основных характеристик геологического пространства [8], которая системно учитывает пространственные и временные взаимосвязи между вертикальными ячейками («эндогенный» генезис) и горизонтальными структурами («экзогенное» происхождение). Для широкого пространственно-временного масштаба живой, косной, биокосной и техногенной природы характерны гексагональные структуры, которые для геообъектов получили название «геологических бенаров» [2].



Рис. 1. Пласт доломита (слева) и гексагональная призма (справа) с местами отбора и номерами образцов (Фото Э. А. Королева)

В 2007 г. доцентом Э. А. Королевым на правом берегу р. Волга в районе села Сюкеево (70 км южнее г. Казань) в верхнеказанских (пермских) отложениях обнаружен пласт доломита, сложенный гексагональными призмами (рис. 1). Видимая мощность пласта достигала 0,3-0,4 м, а его длина в пределах обнажения - около 7 м. Средняя видимая высота призм составила 0,2 м, их диагональ - 0,22 м, а длина горизонтальных ребер призм – 0,11 м. Вертикальные грани призмы, преимущественно, несут следы интенсивного выщелачивания и кавернообразования с формированием вторичного гипса. За счет процессов физического выветривания грани становятся более ровными.

С общегеологических позиций, пласт доломита сформирован в эвапоритовом бассейне позднеказанского времени в результате постседиментационного преобразования известняков при воздействии на них морской воды или при диагенезе [7]. Разделение пласта на отдельные тела, несомненно, связано с воздействием на породу сульфатных вод, о чём свидетельствуют следы выщелачивания и наличие гипса (включая и селенит) как между призмами, так и в пласте. В последние годы показано [3], что преобразование пород и формирование в пределах изученного района разнообразного комплекса полезных ископаемых (битумы, сера, минеральные воды, кремнистые поделочные камни) определяется воздействием на

отложения эвапоритового бассейна внедряющихся по вертикали глубинных флюидов и теплового потока, что приводит к переработке осадочной толщи. Исходя из вышеизложенного, данную структуру можно рассматривать как «геологический бенар», изучение которого представляет большой теоретический и практический интерес.

Один из гексагонов нами отобран для детального оптико-микроскопического изучения (рис. 1). Предполагалось, что он может иметь концентрическую зональность, поэтому места отбора образцов в поперечном сечении гексагональной призмы расположены от периферии к центру (рис. 1). При изучении трех шлифов установлено, что все образцы состоят из однородных зёрен микрозернистого доломита с небольшими включениями гипсовых линз (рис. 2). Поперечный распил призмы не обнаружил признаков макрозональности.

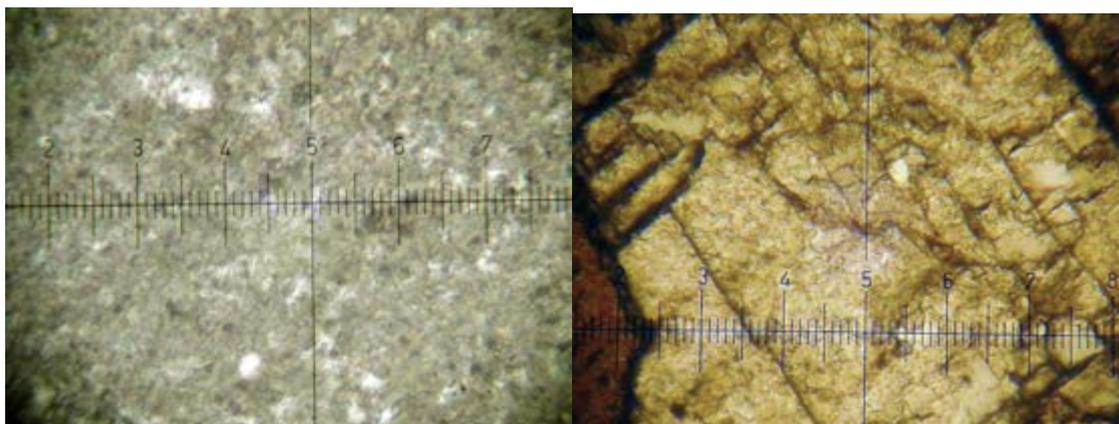


Рис. 2. Доломит (слева) с включениями гипса (справа), x 10

Наиболее распространенными парамагнитными центрами в доломите являются примесные ионы Mn^{2+} , изоморфно замещающие Ca^{2+} и Mg^{2+} в доломите [4]. Результаты исследования доломита гексагональной призмы с помощью метода электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) позволили получить данные о поведении ионов марганца (таблица).

По спектрам ЭПР Mn^{2+} установлена относительная заселённость марганцем Са- и Mg-позиций в структуре доломита, которая характеризуется параметром α (alpha) [4]. Последний достаточно эффективно применяется для расшифровки вопросов доломитообразования [5] и представляет собой

отношение интенсивности линии Mn^{2+} в Mg-позиции к интенсивности линии Mn^{2+} в Ca-позиции [6]: $\alpha = 15 \times IMn(Mg) / IMn(Ca)$. Анализ спектров ЭПР показал, что вариации значений концентрации Mn^{2+} и параметра α в пределах поперечного среза призмы незначительны. Наличие зональности не выявлено. Однородность полученных результатов показывает, что изучаемая порода была сформирована в однотипных условиях.

Таблица

Результаты исследования доломита гексагональной призмы методом ЭПР

Номер пробы (см. рис. 1)	Концентрация Mn^{2+} , 10^{18} спин/г	Параметр α (alpha)
0	206	4,70
1	239	4,58
2	267	4,57
3	231	4,71
4	317	4,70

Таким образом, изучение «геологического бенара» в виде гексагональных призм доломита в эвапоритовом бассейне не привело к однозначному решению вопроса об их природе. Поэтому исследование данного необычного симметричного геологического объекта для осадочных бассейнов будет продолжено.

Литература

1. Вернадский В. И. Философские мысли натуралиста. – М.: Наука, 1988. – 520 с.
2. Горяинов П. М., Иванюк Г. Ю. Самоорганизация минеральных систем. Синергетические принципы геологических исследований. М.: ГЕОС, 2001. – 312 с.
3. Королев Э. А., Хузин И. А., Леонова Л. В., Галеев А. А. Минералогические особенности аутигенных кальцитов Сюкеевского месторождения битумов как результат взаимодействия биогенных и абиогенных факторов // Ученые записки КГУ. Естественные науки. 2008. Т. 150, кн. 3. С. 162-168.
4. Муравьев Ф. А. Литолого-минералогическая характеристика пермских маркирующих карбонатных горизонтов РТ. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук.- Казань, 2007. – 196 с.
5. Мухутдинова Н. Г. Литология и битуминозность отложений казанского яруса Мелекесской впадины ТССР. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук.- Казань, 1991. – 194 с.
6. Тимесков В. А., Крутиков В. Ф., Богданов Н. Г. Геохимия марганца в карбонатных породах магнетитовых месторождений СССР // Советская геология. 1983. № 12. С. 93-101.
7. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – Т. 3. – 550 с.
8. Сунгатуллин Р. Х. Интегральная геология. Казань: Изд-во «Образцовая типография», 2006. 142 с.

ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (СКВ. 50 ВОСТОЧНО-КОЛВИНСКАЯ, ХОРЕЙВЕРСКАЯ ВПАДИНА)

Н. А. Канева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, nakaneva@geo.komisc.ru

В исследуемом регионе изучение фаменских отложений, интерес к которым возник в связи с обнаруженной их нефтегазоносностью, ограничивалось использованием преимущественно литологических и геофизических данных. Геохимический, в частности, изотопный состав данных отложений до сих пор не изучался, поэтому такие исследования проводятся нами впервые для отложений данного региона. Цель работы заключалась в интерпретации условий осадконакопления нижнефаменских отложений с использованием всего комплекса данных, на примере разреза скв. 50 Восточно-Колвинская (ВК). Фактический материал представлен керном скв. 50 ВК (интервал гл. 3560-3360 м), вскрывающей разрез восточного ограничения Восточно-Колвинской площади в пределах центральной части Хорейверской впадины Тимано-Североуральского региона.

Разрез можно охарактеризовать как крупный нижнефаменский трансгрессивно-регрессивный мезоциклит, который на основании данных гамма-каротажа (ГК), нейтронного гамма-каротажа (НГК) и индукционного каротажа (ИК) подразделяется на три макроциклита: 1 – в интервале 3540-3460 м, 2 – 3460-3428 м, 3 – 3428-3376 м. К сожалению, отсутствие кернового материала не позволяет дать литологическую характеристику циклитов и их границ. В целом для мезоциклита показатели ГК существенно не изменяются и достигают своего максимума (≈ 2.4 мкР/ч) на границе с усть-печорским горизонтом среднего фамена. Данные НГК напротив, показывают резкое понижение в основании и в кровле. Значения пористости и проницаемости пород (ИК) характеризуются резким увеличением в основании мезоциклита, небольшими положительными сдвигами в кровле выделенных макроциклитов и наиболее резким смещением (> 250 мСим/м) в кровле мезоциклита (≈ 3373 м).

Выше этой границы наблюдаются резкие увеличения НГК (до 4 усл.ед) и уменьшение ГК (до 0 мкР/ч). Литологически основание усть-печорского

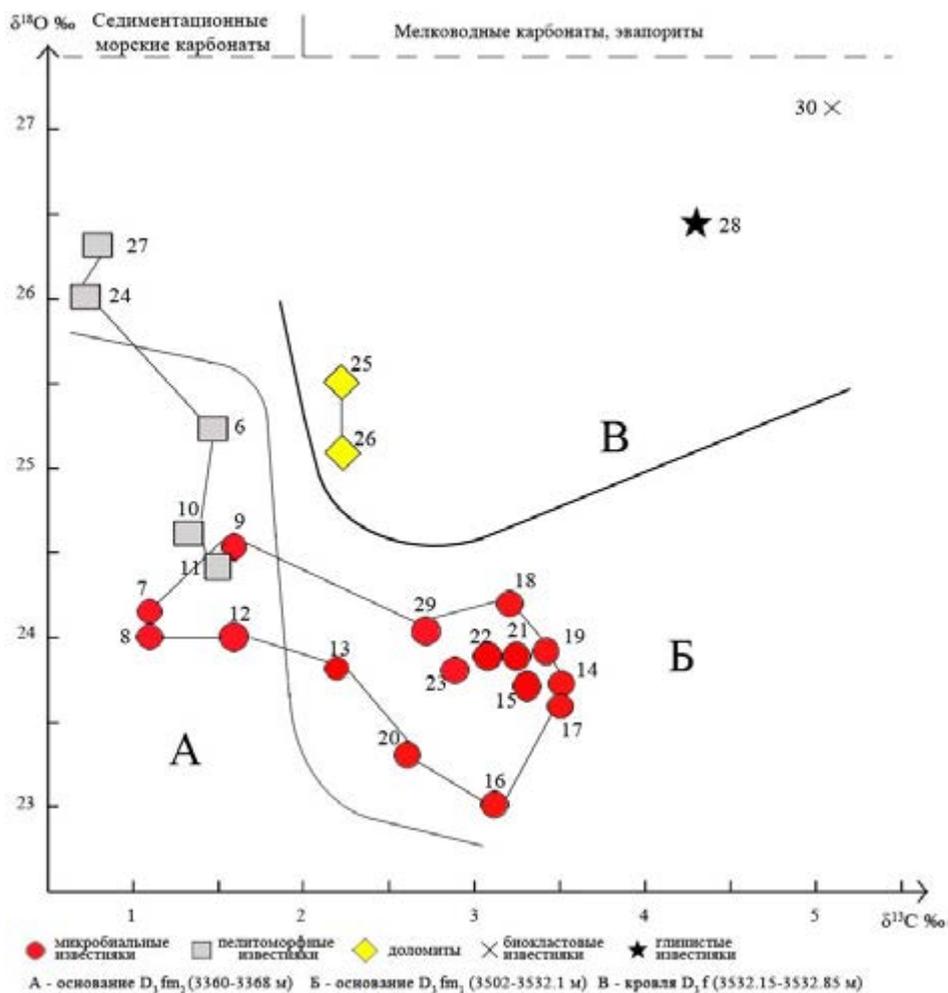


Рисунок. Изотопная характеристика пород нижнего фауны и пограничных с ним отложений (скв. 50 ВК)

горизонта представлено чередованием микробильных и пелитоморфных известняков, для которых характерны пониженные значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с нижнефаменскими (рисунок).

В макроциклите 1 (68 м) наблюдается небольшое колебание, а вверх по разрезу – увеличение показателей НГК (до 5 усл.ед), а кривая ГК показывает низкие значения. Эти данные характеризуют породы макроциклита 1 как преимущественно карбонатные. Начало макроциклита 2 выделяется уменьшением НГК (до 2 усл.ед) и небольшим увеличением ГК, что говорит о появлении глинистых разностей известняков. Это позволяет предположить, что граница макроциклитов может отражать границу задонского и елецкого

горизонтов, которые предыдущими исследователями в пределах данной площади не расчленились. Макроциклит 2 (30 м) характеризуется общей тенденцией повышения глинистой составляющей в карбонатах, что отражается в колебаниях НГК от 3.5 до 5.3 усл.ед. Кровля макроциклита выделяется довольно резким смещением кривой НГК до 2.5 усл.ед. и резким увеличением ИК до 50 мСим/м. В макроциклите 3 (54 м) глинистость в карбонатах еще более возрастает, и значения НГК достигают 0.8 усл.ед. одновременно с резким скачком значений ИК. Итак, вначале макроциклитов карбонаты имеют более чистый состав (нерастворимый остаток (н.о.) 0.25-0.40%), а в кровле – н.о. от 2.5. до 40%. В целом нижнефаменский мезоциклит с середины макроциклита 2 отражает регрессивный характер бассейна осадконакопления. В общих чертах это совпадает с геологической ситуацией на границе нижнего и среднего фамена.

Изотопными данными охарактеризованы породы в основании и в верхней части изучаемого интервала. Для пород макроциклита 1 значения $\delta^{13}\text{C}$ повышены от 2.2 до 5.1‰, только в двух образцах (50/24; 50/27) $\delta^{13}\text{C}$ менее 1‰. Что касается содержания $\delta^{18}\text{O}$, то оно колеблется от 23.0 до 27.1‰, но в целом имеет облегченные значения по сравнению с карбонатами нормально-морского происхождения (28-30 ‰) [1]. В основании разреза (обр. 50/28 – известняк алевроито-глинистый; 50/30 – известняк биокластовый с глинистым материалом в цементе и обломками) отмечено максимальное содержание н.о. (26.34 и 38.13 %) из всех изученных проб. Кроме того, для них характерно утяжеление $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Это может свидетельствовать об условиях мелководности и повышения солености [2]. По результатам полуколичественного спектрального анализа установлено повышенное содержание Mn (0.13 ‰), что отражает изменение солености морского бассейна от солоноватоводной до пресноводной среды [4]. Поступление Mn в бассейн определяется привносом терригенного материала. Опреснение и привнос терригенного материала отражают регрессию морского бассейна. На границе франского и фаменского ярусов в регионе отмечается крупнейшая регрессия, которая проявляется не только в накоплении сульфатных толщ, но и в

отсутствии отложений волгоградского горизонта (основание фаменского яруса) на большей части территории Тимано-Печорской провинции [3, 5]. Поэтому полученные геохимические данные позволяют нам границу франского и фаменского ярусов провести в основании 1 макроциклита. Установленные на глубинах 3532.15-3532.27 м вторичные доломиты с присутствием ангидрита в порах и облегченными данными в них изотопов С и О по сравнению с подстилающими (обр. 50/28; 50/30) уточняют проведение границы ярусов в интервале 3532.1-3532.15 м. В основании среднего фамена величины $\delta^{13}\text{C}$ – 1.1-1.6 ‰, а $\delta^{18}\text{O}$ – 24.0-25.1 ‰, что характеризуют породы как нормально-осадочные карбонаты. Разброс показаний незначительный, породы в основном представлены пелитоморфными и микробиальными известняками. Облегчение $\delta^{18}\text{O}$ связано с повышенным содержанием в этих породах органического вещества.

Комплексное использование данных по разрезу позволило провести расчленение нижнефаменских отложений и обосновать границы нижнего фаменского мезоциклита.

Исследования проводились в рамках Программы Президиума РАН 15/2, № 09-П-5-1008.

Литература

1. Кулешов В. Н. Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 5. С. 491-508.
2. Мизенс Г. А., Кулешов В. Н., Степанова Т. И. Первые сведения об изотопном составе углерода и кислорода в каменноугольных известняках восточного склона Южного Урала // Литосфера. 2008. № 4. С. 104-110.
3. Пармузина Л. В. Описание, расчленение и корреляция разрезов верхнедевонского комплекса Тимано-Печорской провинции. СПб.: Недра, 2005. 200 с.
4. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: - Геопринт, 2008. 564 с.
5. House M. R., Menner V. V., Becker R. T., Klapper G., Ovnatanova N. S. & Kuz'min V. Reef episodes, anoxia and sea-level changes in the Frasnian of the southern Timan (NE Russian platform) // Carbonate Platform Systems: components and interactions. Geological Society Special Publication. 2000, No. 178: P. 147-176.

СЕДИМЕНОСФЕРА ВОДОХРАНИЛИЩ АНГАРСКОГО КАСКАДА

Г.А. Карнаухова

Учреждение Российской академии наук Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск,
karnauh@crust.irk.ru

Процесс осадкообразования на Земле определяют 7 геосфер природного осадочного вещества: атмосфера, криосфера, континентальная литосфера, океанская гидросфера, биосфера, антропосфера и седиментосфера, которые тесно взаимодействуют между собой [3]. Определенный вклад в осадочный процесс вносит и седиментосфера искусственных водоемов. Водохранилища, как и озера, являются доступными природными лабораториями, результаты исследования в которых позволяют совершенствовать наши знания и представления о физических, химических и биологических процессах, имеющих отношение не только к озерно-водохранилищным системам и отложениям, но и к другим обстановкам осадконакопления. В водохранилищах все процессы происходят в режиме реального времени, и во много раз быстрее, чем в природных водоемах, что разрешает проводить наблюдения *in site* за формированием, дифференциацией и изменениями генетических и вещественных типов донных отложений, позволяя использовать водохранилища в качестве моделей современного осадконакопления.

Одной из крупнейших в мире систем искусственных водоемов является каскад Ангарских водохранилищ, состоящий из Иркутского, Братского и Усть-Илимского водохранилищ. В водохранилищах заключено более 230 куб. км воды, при площади водного зеркала более 7,5 тыс. км² и протяженности с юга на север почти на 1,4 тыс. км. Основными факторами, определяющими интенсивность поступления осадкообразующего материала в водохранилища Ангарского каскада, являются геологическое строение береговой зоны водохранилищ, их новый гидрологический режим и тесная связь с озером Байкал. Вытекая из озера Байкал река Ангара получает незначительное количество взвешенных наносов, что связано с геологическим строением и

литологическим составом пород водосборного бассейна озера, рассеянием и осаждением осадочного материала в озере. Водоохранилища Ангарского каскада находятся в стадии становления рельефа берегов и дна с активным проявлением абразионных процессов. Количество материала размыва берегов в питание водоохранилищ составляет 98 % из поступающих ежегодно 200 млн.т, что значительно превосходит долю материала речного происхождения. Основная часть поставляемого материала переходит в донные осадки и составляет на Иркутском водоохранилище 63 %, Братском – 99 %, Усть-Илимском – 96 %. Данные условия приводят к определенным отличиям осадконакопления в водоохранилищах Ангарского каскада от осадконакопления в других крупных каскадах. Таковыми являются: преобладание абразионного материала в формировании донных осадков, отсутствие характерного для водоохранилищ на р. Днепр «эффекта каскадности» – седиментации большей части осадочного материала в головном водоохранилище, отсутствие широтной зональности в осадконакоплении, проявляющейся в увеличении темпов осадконакопления от головного к замыкающему в водоохранилищах на р. Волге.

Одновременно с типичными для искусственных водоемов скоростями осадконакопления Ангарский каскад представляет собой уникальный природно-техногенный объект с современным быстрым и сверхбыстрым осадконакоплением. К участкам с быстрым и сверхбыстрым осадконакоплением относятся прибрежные отмели вблизи абразионных и оползневых берегов и маргинальный фильтр, включающий область переменного подпора и Верхнеангарский район Братского водоохранилища. Скорость накопления осадков в прибрежной зоне составляет 3-50 см/год, в маргинальном фильтре – 2-5 см/год, в глубоководной зоне – 0.1-3.2 мм/год. По скорости аккумуляции осадочного материала лидирует Братское водоохранилище, значительно превосходя и вышележащее Иркутское? и нижележащее Усть-Илимское водоохранилища. В каждом из водоохранилищ Ангарского каскада происходит снижение мощности слоя осадков по направлению к плотинам.

Седиментационные и вещественные характеристики донных отложений водохранилищ Ангарского каскада указывают на формирование осадков терригенного класса, который представлен двумя структурными типами – обломочными и глинистыми осадками. Наибольшее распространение в водохранилищах имеют терригенные обломочные осадки – пески и алевриты. Разнос и дифференциация материала, поступающего в водохранилища в результате абразии, а также образование новых типов донных отложений протекают синхронно, при этом вещественная структура осадков не утратила связь с исходным материалом. Пространственная неоднородность пород водосборного бассейна, поступающих в составе осадкообразующего материала в водохранилища, нашла свое отражение в терригенно-минералогических провинциях донных отложений. По первым двум преобладающим группам минералов тяжелой фракции нами выделено 5 терригенно-минералогических провинций: амфибол-рудная, рудно-гранатовая, амфибол-эпидотовая, гранат-амфиболовая, циркон-рудная.

Существующие в водохранилищах обстановки осадконакопления определили литолого-геохимическую дифференциацию донных отложений, проявившуюся в поглубинной вертикальной поясности осадочного материала. Вертикальная поясность проявляется в определенной приуроченности гранулометрических фракций осадочного материала, слагающих его минералов и элементов к морфодинамическим зонам в зависимости от условий миграции и вещественного состава питающего источника. Основными морфодинамическими зонами осадконакопления являются прибрежная отмель, подводный склон прибрежной отмели, затопленная терраса, затопленное русло реки [1, 2].

Главенствующее положение по концентрации в донных отложениях занимает SiO_2 , его количество прямо пропорционально среднему размеру частиц осадка. Уменьшение в донных отложениях количества SiO_2 сопровождается ростом концентрации алюминия и железа. Основной схемой распределения железа является определенная приуроченность повышенных

содержаний элемента к донным отложениям глубоководной зоны, т. е. к той части водохранилищ, где скорость осадконакопления наименьшая. Распределение карбонатов происходит по правилу алевритовой фракции, т. е. чем выше содержание в осадке фракции 0,1-0,01 мм, тем выше и содержание CaCO_3 . Наименьшее содержание органики отмечено в донных отложениях прибрежной части водохранилищ, особенно на участках активного размыва берегов водоемов. При увеличении дисперсности частиц в осадке наблюдается увеличение суммарного содержания ОВ, поэтому максимальное накопление приходится на донные отложения затопленных террас и русла. Основные содержания микроэлементов в осадках водохранилищ Ангарского каскада значительно ниже кларковых содержаний в литосфере. По сравнению с другими водохранилищами и природными водоемами донные отложения исследуемых нами водохранилищ довольно-таки бедны микроэлементами. Однако, по содержанию меди, свинца и кобальта в настоящее время осадки исследуемых нами водохранилищ несколько превосходят концентрации этих элементов в осадках озера Байкал.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 11-05-00194-а) и программы СО РАН (проект VII.59.3.5).

Литература

1. Карнаухова Г.А. Литолого-геохимическая дифференциация донных отложений водохранилищ Ангарского каскада // Геохимия. 2007^а. № 4. С. 439-449.
2. Карнаухова Г.А. Минералогические особенности седиментогенеза в ангарских водохранилищах // Докл. РАН. 2007^б. Т.417. № 6. С. 828-829.
3. Лисицын А.П. Седиментосистемы Земли // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли / Материалы 5-го Всероссийского литологического совещания. Т.1. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 624-628.

СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ АССОЦИИ, ТРЕЩИНОВАТОСТЬ И ЗАКАРСТОВАННОСТЬ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

В.Н. Катаев, И.Г. Ермолович

Пермский государственный университет, Пермь, kataev@psu.ru

Структурно-текстурные показатели пласта горных пород определяют закономерности пространственного распределения трещиноватости и закарстованности на региональном, локальном или детальном уровнях. Например, в карбонатных отложениях Оренбургского массива трещины вертикального направления формируются в уплотненных малопроницаемых и непроницаемых разностях. Системы субгоризонтальных трещин интенсивнее развиты в пористых породах. На Карачаганакском месторождении, расположенном в пределах локальной структуры северного борта Прикаспийской синеклизы, трещиноватость распределена повсеместно как в плотных, так и в пористых слоях [1, 4]. Для карбонатных пород башкирского яруса Урало-Поволжья В.Д. Викторин [2] отмечает предрасположенность высокопористых пород к открытой вертикальной трещиноватости и меньшую предрасположенность к трещинообразованию в низкопористых породах, ссылаясь на значения коэффициента Пуассона и бокового горного давления.

В Припятском прогибе породы-коллекторы сводовых частей локальных поднятий имеют пустотное пространство порово-каверново-трещинного типа, присводовые участки – каверново-трещинного типа, крыльевые части – порового и порово-трещинного типа, а присбросовые зоны – порово-трещинного. По сравнению с крыльевыми и периклинальными частями поднятий в сводовых и присводовых частях открытая пористость возрастает от 5-7% до 9-11%. Интересным является факт резкого снижения открытой пористости в приразломной зоне и увеличения плотности пород за счет залечивания пустот вторичными минералами. Межзерновые каналы здесь чрезвычайно узки (до 10 мкм), прерывисты, общая пористость низкая – не более 6%, открытая не превышает 5%. Породы приразломной полосы

выполняют функцию экрана, отделяющего породы локального поднятия от пород приструктурной территории [3].

Связь «трещиноватость-пористость» прослеживается в карстующихся породах тесно и при детальном исследовании может быть использована в качестве оценочного критерия. Генетические ассоциации «трещиноватость-пористость», «трещиноватость-кавернозность» отмечены практически всеми исследователями карбонатных коллекторов нефти и газа. Эта связь прослежена до глубин 5,5 км, где присутствуют сложные типы коллекторов, в которых кавернозность унаследовано развита по первичным порам, а вторичная пористость генетически связана с трещиноватостью.

Тесная связь трещиноватости, пористости, кавернозности и закарстованности характерна не только для глубоко опущенных пластов карбонатных пород, но и для пород находящихся на глубинах от 0 до 500-600 м. Анализ результатов бурения визейских отложений северного периклинального замыкания Главной Кизеловской антиклинали (Западный Урал), проведенный авторами, является подтверждением данного положения. Исследованная толща характеризуется чередованием закарстованных и незакарстованных зон (по разрезу и латерали), определяемым различием в литологическом и химическом составе пород. В разрезе битуминозные песчанистые и глинистые карбонаты практически не закарстованы. Для известняков характерны единичные и относительно крупные каверны и полости, для доломитов – скопления каверн и пор. Каверны и поры зафиксированы по всей толще карбонатных пород до глубин 800 м от поверхности. Крупные полости (высотой до 1 м) обнаружены на отметках ниже уровня моря на 350м и ниже уровней местных базисов эрозии на 550-600 м.

Из вышеизложенного следует, что в слоистых карбонатных комплексах в зоне активного водообмена (в данном случае до глубины 800 м) пористость и кавернозность пространственно тяготеют к доломитам и доломитизированным известнякам. Максимальная пористость и кавернозность в 76 случаях из 100 наблюдается в непосредственной близости от полостей. Наиболее часто

карстовые полости встречаются на границах «известняк-доломит», где имеют относительно крупные размеры.

Известно, что карст начинает развиваться в результате увеличения объема и количества вторичных пор, расширения первичных и вторичных микро- и макротрещин. По мере развития порово-трещинной структуры массива, а равно и развития карстовых форм, проницаемость пород возрастает.

Обычная ширина первичных трещин 50 мкм. В этих условиях проницаемость (например, в карбонатных породах) считается функцией размеров трещин. Первичная пористость определяется порами размером около 10 мкм и составляет менее чем 1% от объема породы.

В природе существует так называемый «порог Боккера (Bocker)» или «порог проницаемости», определяемый в 10 мкм, ниже которого невозможно проникновение водных растворов в поры. Именно поэтому высокая общая пористость не является фактором, обеспечивающим начало карстового процесса. И наоборот – низкая пористость, но большие размеры пор могут способствовать концентрации воды и тем самым положить начало развитию формы растворения.

Итак, карстообразование на начальном этапе контролируется наличием относительно крупных (размером в поперечнике более 10 мкм) пор и микротрещин, размер раскрытости которых более 50 мкм.

Непосредственно на поверхности массивов, в закарстованных известняках, пористость изменяется в зависимости от состояния пород. В качестве примера приведем данные, полученные авторами в результате лабораторного изучения структурно-текстурных характеристик силурийских и нижнекаменноугольных известняков Верхневишерского карстового района (Северный Урал). В таблице приведены обобщенные результаты анализа пористости в 104 образцах.

*Значения пористости в известняках силура и нижнего карбона
Верхневишерского карстового района (Северный Урал)*

Характеристика точек отбора образцов	Значения пористости, %
Монолитные блоки:	
межтрещинный блок, центральная часть	5.0
борт тектонической трещины, ограничивающей блок	2.9-5.5
борт внутриблоковой микротрещины, параллельной поверхности напластования в подошве пласта	5.0
борт трещины напластования, ограничивающей блок	9.6-13.8
Среднее значение:	7.0
Зоны дробления:	
образованные параллельными субвертикальными трещинами. Расстояния между трещинами 0.10-0.15 м	8.8
0.02-0.03 м	14.0
образованные горизонтальными трещинами, параллельными напластованию. Зона разуплотнения в верхней части пласта. Расстояния между трещинами 0.03-0.04 м	10.7 12.0-14.0
0.01-0.03 м	12.0
в виде навалов щебня	12.0
Среднее значение:	12.0
Стенки карстовых форм:	
скальный борт карстово-обвального лога	10.0
свод, стенки, основание грота	9.9-13.0
борт трещины напластования с формами выщелачивания	14.0
Среднее значение:	12.0

Значения пористости изменяются в зависимости от близости трещин или карстовых форм к точке отбора образца, а также от состояния породы. В монолитных межтрещинных блоках пористость относительно минимальна. Ее средние значения равны 7.0%. Пористость пород увеличивается около межпластовых пространств и трещин напластования и уменьшается (относительно средних значений) около тектонических вертикальных трещин,

приближаясь по значениям к пористости образцов из центральных частей межтрещинных блоков.

В зонах дробления и в стенках карстовых форм пористость максимальна, ее средние значения равны 12%. Наиболее высокие значения пористости наблюдаются в непосредственной близости от карстовых форм, находящихся на начальных стадиях развития. В целом пористость по периферии карстовых форм и в зонах дробления пород в 1.5-1.7 раза выше, чем в ненарушенных породах. Наиболее высокие значения пористости зафиксированы в породах бортов трещин напластования, расширенных выщелачиванием.

Зоны разуплотнения, образованные трещинами параллельными напластованию, более «рыхлые» и, как следствие, более подвержены растворению и эрозии относительно зон разуплотнения, образованных субвертикальными тектоническими трещинами.

Из вышеизложенного следует, что распределение пористости пород контролируется трещинами, зонами дробления, карстовыми формами и наоборот, развитие структурных элементов массивов часто определяется особенностями текстуры горных пород.

Литература

1. *Багринцева К.И., Белозерова Г.Е.* Типы и свойства коллекторов в подсолевых отложениях Прикаспийской синеклизы // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. -М.: Изд-во Наука, 1987. -С. 59-64.
2. *Викторин В.Д.* Влияние особенностей карбонатных коллекторов на эффективность разработки нефтяных залежей. -М.: Изд-во Наука, 1988. -150 с.
3. *Назарова Н.В., Демидович Л.А.* Латеральная изменчивость структуры пустотного пространства и зональность физических свойств карбонатных пород межсолевых отложений девона в пределах локальных структур Припятского прогиба // Труды ВНИГНИ. Пермь, 1974. Вып. 160. С. 132-138.
4. *Политыкина М.А.* Формирование коллекторов в подсолевых карбонатных отложениях Прикаспийской синеклизы и ее обрамления // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. М. Наука, 1987. С. 64-70.

**АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ И
ХАРАКТЕР ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ
ПЕСЧАНИКОВ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА
НА ЮГО-ЗАПАДЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ**

Л.В. Кокшина, Г.А. Мизенс

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, mizens@igg.uran.ru

В составе песчаников доюрского фундамента северной части Боровской зоны (см. статью Г.А. Мизенса и Л.В. Кокшиной в настоящем сборнике), отчетливо выделяются две ассоциации аутигенных минералов. Первая характерна для метаморфизованных досреднедевонских песчаников (кварцевых и полевошпат-кварцевых граувакк, олигомиктовых и кварцевых песчаников), вскрытых скважиной ВК-37. Здесь кварц вместе с серицитом и мусковитом формирует лепидогранобластовую ткань породы, в составе которой присутствует стильпномелан (ферристильпномелан), кристаллизующийся в виде буровато-зеленых чешуйчатых агрегатов. В этой массе встречается аутигенный турмалин (шерл), нарастающий на обломочные зерна магнезиального турмалина. В виде мелких неправильных включений, главным образом по полевым шпатам, развиваются кальцит и хлорит, местами видны выделения эпидота, лучистые агрегаты актинолита, кристаллики сидерита и доломита, наблюдается альбитизация полевых шпатов. По всей породе неравномерно рассеян пирит, количество которого местами достигает 10 % от площади шлифа. Трещины, прожилки и гнезда выполнены кварцем, кальцитом, железистым карбонатом, иногда микрочешуйчатым каолинитом.

Другая ассоциация аутигенных минералов отличается менее зрелым составом. В ее составе широко распространены гидроокислы и окислы железа, представляющие собой главное цементирующее вещество в песчаниках среднего-верхнего девона, в меньшей степени, в красноцветных образованиях нижнего визе. Они развиваются, в том числе, по обломкам вулканических пород, биотиту, глинистому веществу, пириту. Карбонатные минералы распространены неравномерно, но повсеместно. В том числе кальцит часто

кристаллизуется в виде различных по размерам и форме выделений по плагиоклазам, обломкам вулканических пород, глинистому цементу, иногда слагает крупные пойкилитовые кристаллы, цементирующие обломочные зерна, выполняет трещины и пустоты. В нижнем карбоне он слагает до 30-40 % породы и часто представлен железистой разновидностью ($\text{FeO} - 1,46-2,62 \%$). Местами (в нижнем визе) по обломкам вулканитов и в порах развивается анкерит и высокожелезистый анкерит, встречается доломит и сидерит – небольшие (до 0,05 мм) зерна и скопления зерен, иногда выполняющие мелкие трещины. Аутигенный кварц нередко цементирует обломочные зерна, в пустотах он образует совместные с кальцитом гранобластовые агрегаты, кристаллизуется на стенках некоторых пор, а также в трещинах. Каолинит распространен, как в песчаниках и глинистых породах, так и в карбонатах. Этот минерал в виде рассеянных пятен тонкоагрегатного строения присутствует в глинистой массе, кристаллизуется в порах, иногда развивается по полевым шпатам, встречается в полостях скелетных остатков раковин. Хлорит имеет относительно небольшое значение. Иногда он развивается по плагиоклазам, по зернам вулканитов, встречается в миндалинах обломков основных и средних вулканитов, местами присутствует в цементе. В виде разрозненных чешуек (чаще по плагиоклазам) присутствует серицит. Особое место занимает пирит, как тонкодисперсный, так и в виде многочисленных стяжений неправильной формы, редко встречаются кубические кристаллы, еще реже фрамбоиды. Пирит развивается по обломкам вулканитов, в цементе, в пустотах, часто связан с выделениями битумного вещества в порах, по стилолитам и парастилолитам. Агрегатами пирита сопровождаются и растительные остатки.

Среди глинистых минералов преобладают монтмориллониты и смешанослойные образования с участием монтмориллонитовых слоев, присутствуют иллит, каолинит. В красноцветах среднего и верхнего девона наибольшее значение имеют иллиты и хлориты.

Некоторые аутигенные минералы развиты локально. Так, по плагиоклазам и зернам основных вулканитов местами (в песчаниках нижнего

турне, реже среднего и верхнего девона) кристаллизуется ангидрит. В красноцветных песчаниках и аргиллитах нижнего визе гипс и ангидрит местами присутствует в центральных частях пор и микрожеод, в отдельных случаях он, также как и в нижнем турне, выполняет разномасштабные трещины. По данным электронного микронзондового анализа ангидрит (скв. КУ-1) характеризуется некоторой примесью стронция (0,82-1,06 % в скв. КУ-1 на глубине 2196 м). В составе песчаников каменноугольного возраста встречаются барит и целестин, особенно в толще красноцветных пород, где эти минералы присутствуют в виде розеток и отдельных кристаллов, в том числе в порах и жеодах. Целестин выполняет крупные (10 мм) трещины. Барит иногда образует пойкилитовые кристаллы, включающие ангидрит. Выделения барита, как и ангидрита, содержат заметное количество стронция (1-4 %). Цеолиты (гейландиты) встречены только в интервале 625,6-633,7 м (скв. КУ-1) в виде сростков прозрачных ярко красных табличек, ориентированных беспорядочно, либо образующих розетки. Сумма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ у этого минерала выше, чем содержание CaO (соответственно, 2,81-5,54 % и 1,29-1,76 %). Отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 4,86-5,38$ (5, 6). Характерно высокое содержание окисного железа (2,50-4,36 %), что придает минералу красный цвет. В этом же образце, в порах встречаются единичные выделения натролита. Содержание Na_2O в нем порядка 11 %, а CaO всего 0,32-0,42 %. С цеолитами ассоциируют крупные (до 0,7 мм) кристаллы сфалерита.

На основании присутствия тех или иных минералов-индикаторов можно сделать вывод, что песчаники, вскрытые скважиной ВК-37, изменены до стадии зеленосланцевой фации метаморфизма, а отложения D_{2-3} и C_1 недотягивают даже до позднего катагенеза. Для уточнения уровня постседиментационных изменений, в образцах, содержащих обугленные растительные остатки, была определена отражательная способность витринита (в Испытательном центре ФГУП «ВУХИН», г. Екатеринбург). Полученные данные свидетельствуют, что в некоторых случаях степень катагенеза может увеличиваться по локальным причинам, например, по проявлениям тектонического стресса в каких-то зонах,

и не отражать общее состояние. Так, в отложениях C_1V_1 (скв. КУ-1), по пяти образцам фиксируется уровень начала MK_2 ($R^{\circ}_{vt} - 0.60-0.75 \%$). В то же время два образца из этой же скважины изменены до уровня MK_3 и даже AK_1 ($R^{\circ}_{vt} - 1.11$ и 2.10%), что приблизительно соответствует позднему катагенезу по минеральным индикаторам. Значение $2,04 \%$ было получено А.Н. Фоминым [2] в рядом расположенной скважине ВК-44. Степень преобразования витринита в скв. ВК-30, расположенной западнее, по данным А.Н. Фомина, отвечает зоне AK_1 ($R^{\circ}_{vt} - 2.4\%$). Наши образцы показали MK_2 и MK_3 ($R^{\circ}_{vt} - 0,66; 0,6$ и $1,29\%$).

Набор и особенности аутигенных компонентов свидетельствуют об участии флюидов в формировании минерального состава. В первую очередь это относится к карбонатам и каолиниту. Как известно [1], кристаллизация этих двух минералов взаимосвязана и происходит под влиянием углекислого газа, содержащегося в подземных водах. Этот газ может иметь как глубинное происхождение, так и образовываться за счет растворения подстилающих карбонатных толщ. Влияние флюидов отражает также присутствие жильного кварца, сульфатов (особенно барита и целестина) [3], цеолитов в ассоциации с кристаллами сфалерита, включения сульфидов. Нередко о присутствии последних можно догадаться по ураганным содержаниям таких элементов как Zn, Cd, Pb, U, Mo, Tl, Ta, Ge, Cu, Co. Местами фиксируется также исключительно высокая концентрация Sr и Li, что возможно связано с присутствием гнезд целестина.

Выполнение работы финансировалось госконтрактом 8/08.

Литература

1. Розин А.А., Сердюк З.Я. Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа // Литология и полезные ископаемые. 1970. № 4. С. 102-113.
2. Фомин А.Н. Катагенез органического вещества и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений на юго-западе Западной Сибири // Горные ведомости. 2008. № 5. С. 18-23.
3. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. – Сыктывкар: Геопринт, 2009. 42 с.

МЕТАСОМАТИТЫ В МЕЗОЗОЙСКИХ НЕФТЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАССЕЙНА

В.Г. Колокольцев¹, А.И. Ларичев¹, Д. К. Скачек²

¹ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, kolokoltsev@rambler.ru

²МГГРУ, Москва

Один из классиков отечественной литологии Л.В. Пустовалов показал, что осадочное породообразование – это цепь сменяющихся во времени процессов метасоматоза в осадке, протекающих с самых первых этапов его становления и до стадий метаморфизма включительно. И если, «метасоматическими изменениями в той или иной мере ... охвачены все осадочные толщи» [5, с. 39], то при литологических исследованиях изучение этих процессов приобретает очень важное значение.

По Д.С. Коржинскому метасоматоз как аллохимический процесс нередко противопоставляется метаморфизму как процессу изохимическому. В понимании Г.Л. Пospelова метасоматоз – это «сквозная форма геологического замещения горных пород, присутствующая как составная компонента во всех стадийных его формах»: выветривании, диагенезисе, метаморфизме, магматотипном замещении [4, с. 52]. Метаморфизм – стадийная характеристика геологического вещества. «Метасоматитом является любая порода, сложенная отчетливо выраженными метасоматическими образованиями не только нацело, но и в различных пропорциях с останцами и реликтами первичных пород» [4, с. 20].

Пока метасоматические изменения не привели к кардинальному уничтожению уникальной информации о седиментогенных обстановках, порода принадлежит к классу осадочных. Но в определенных структурно-тектонических зонах осадочные породы теряют текстурную, структурную и вещественную исходную информацию о седиментогенных (фациальных) обстановках, но приобретают и сохраняют информацию о более поздних стадиях эволюции. В таких случаях их целесообразно идентифицировать метасоматитами.

Общая классификация метасоматитов по Г.Л. Поспелову [4]

Характерные наложения	Монотипные (монометасоматиты)		Политипные (полиметасоматиты)	
	Начальные моностадийные	Стадийнообособленные	Совмещенные полистадийные	Совмещенные Разноэтапные полихронные
Полнота преобразования	Миксометасоматиты		Сплошные метасоматиты	
	Рассеянные	Реликтоносные	Унаследованные	Заменные
Вещественные преобразования	Трансформационные		Наложённые	
	Староминеральные	Новоминеральные	Перераспределённые	Вещественно-заменные
Структурные преобразования	Реликто-структурные		Апоструктурные	
	Структурно-включенные	Структурно-останцовые	Структурно-унаследованные	Структурно-заменные
Структурная типизация	Миксопятнистые, миксоленточные, миксополосчатые		Контурно-унаследованные	Контурно-независимые
	Вуалевые Вкрапленные Блочные Жильные	Антивуалевые Антивкрапленные Антиблочные Антижильные	Теневые Структурно-наведенные	Новоструктурные

В Широком Приобье многолетнее изучение нефтяных месторождений в мезозойских осадочных толщах позволило диагностировать и исследовать разнообразные продукты метасоматических процессов: от рассеянных миксометасоматитов до сплошных новоминеральных метасоматитов. Рассеянными структурно-останцовыми миксометасоматитами являются кальцитизированные псаммиты, в которых сохраняются лишь останцы былых песчаников, частично сохранивших псаммитовую структуру. Они служат надежным экраном в ловушках нижнемеловых и юрских нефтяных пластов, и этим отличаются от структурно-включенных разновидностей. Контурно-независимые структурно-включенные сидеритовые метасоматиты примечательны тем, что образуют тела (апосомы по Г.Л. Поспелову), дискордантные напластованию. Сплошными вещественно-заменными структурно-независимыми метасоматитами являются так называемые «вторичные известняки» в баженовской свите, возникшие за счет замещения кальцитом глинистых пород на самых ранних стадиях литогенеза.

Максимального развития метасоматиты получили в зонах разгрузки углеводородных флюидов (нефтяных залежах) и каналах миграции. Такой парагенез закономерен, поскольку эти зоны являются составной частью флюидных динамических систем, которые и служат базой для развития функциональных систем метасоматоза. Смешанные углеводородные флюиды, выступая в роли растворителей, транспортеров вещества и компонентов химических реакций, являются локализаторами метасоматических и тесно связанных с ними интеринтрасоматических (вторжения и заполнения) процессов [4].

В каналах миграции нами исследованы жильные альбит-битумные метасоматиты, а в зонах разгрузки углеводородных флюидов обнаружены и охарактеризованы экстраординарные сплошные заменные метасоматиты, «маскирующиеся» под осадочные породы. Метасоматиты, образующиеся путем метасоматических преобразований одних осадочных пород и при этом приобретающие структурно-текстурный облик и состав, свойственные другим разновидностям осадочных же пород, мы называем конвергентными метасоматитами [1]. Ранее такие метасоматиты изучались нами в нефтеносных толщах Тимана, а позже обнаружены на северо-востоке Сургутского свода. На месторождении Дружном материнским субстратом для кварцевых алевролитоподобных метасоматитов служит прослой угля (васюганская свита). Макроскопически метасоматит напоминает темно-серый битуминозный алевролит, за который принят при полевой документации керна. Из ряда диагностических признаков кварцевого метасоматита кристаллобластической структуры подчеркнем отсутствие в шлифе каких-либо акцессорных минералов, видимых в оптическом микроскопе.

На Вать-Еганском месторождении конвергентные метасоматиты «мимикрируют» под пепловые туфы. Субстратом являются черные углеродисто-слюдистые сланцы триасового возраста, в которых контрастно выделяются угловатые светло-серые блоки кварца размером от долей до 5, редко 10 мм. В шлифах примечательна разнообразная, иногда очень

причудливая форма кварцевых блоков, характерная и для продуктов эруптивной деятельности. В кварцевых блоках и межблочном пространстве присутствуют включения битума. Ряд аргументов в пользу метасоматической, а не эруптивной модели генезиса кварцевых блоков приведен в [2].

Для понимания механизма формирования углеводородных ловушек существенное значение имеют наблюдения над морфологией апосом. Наиболее информативны апосомы типа конус-в-конусе или клин-в-клин, которые не только раскрывают состав метасоматирующего флюида, но позволяют реконструировать вектор его перемещения и даже судить о той стадии литогенеза, на которой произошло внедрение флюида.

Широкое развитие метасоматитов в нефтеносных мезозойских осадочных толщах Западной Сибири может служить еще одним подтверждением правомерности идеи Г.Л. Поспелова, высказанной почти полвека назад. Обсуждая проблемы геологического подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений, этот замечательный геолог доказывал и показывал, что нефтяные залежи формируются не только и не столько путем пассивного заполнения пор коллекторов нефтью, но и благодаря метасоматозу, приводящему к возникновению вторичных коллекторов и заполнению нефтью новообразованного пустотного пространства [3].

Литература

1. Колокольцев В.Г. Блочные метасоматиты в осадочных породах и их диагностика. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 95 с.
2. Колокольцев В.Г., Ларичев А.И., Скачек К.Г. Конвергентные метасоматиты в осадочных толщах как индикаторы каналов миграции углеводородных флюидов. Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. Материалы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика П.Н.Кропоткина, 18-22 октября 2010г. – М.: ГЕОС, 2010, С. 234 – 237.
3. Поспелов Г.Л. Элементы геологического подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений. Геология и геофизика, 1967, № 11, С. 3 – 22.
4. Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 355 с.
5. Пустовалов Л.В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение //Тр. ГИН АН СССР. 1956. Вып. 5. С. 3-52.

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ И ИХ СВЯЗЬ С ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ НЕФТЕЙ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ ЮГО-ВОСТОКА РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН)

А.Н. Кольчугин, А.Г. Корчагин

Казанский федеральный университет, г. Казань, Anton.Kolchugin@ksu.ru

Объектом исследования служили резервуары нефти в карбонатных отложениях нижнего и среднего карбона юго-востока Республики Татарстан. Изученный керновый материал характеризовал месторождения нефти, расположенные преимущественно в пределах восточного борта Мелекесской впадины и западного склона Южно-Татарского свода. Является известным, что по направлению от Южно-Татарского свода к восточному борту Мелекесской впадины нефти в карбонатных отложениях становятся более вязкими и более тяжелыми по компонентному составу [1]. Однако такая тенденция изменения физико-химических характеристик нефтей нередко осложняется в пределах отдельных месторождений. Так, например, залежи, расположенные даже на соседних структурах III-IV порядка, могут существенно различаться по составу нефтей и их подвижности [2]. Анализировались опубликованные физико-химические характеристики нефтей из месторождений, расположенных на профиле в широтном направлении от западного склона Южно-Татарского свода к восточному борту Мелекесской впадины [3]. Особое внимание уделялось таким характеристикам нефтей, как: давление насыщения газов, газосодержание, вязкость в пластовых условиях и динамическая вязкость при 20 °С, содержание смол, асфальтенов и парафинов, плотность в пластовых условиях. Эти параметры довольно обстоятельно характеризуют качество добытых нефтей и нефтей в коллекторе.

Литологическое изучение резервуаров нефти помимо выявления основных слагающих разрезы литотипов включало в себя также и анализ пространственной локализации различных видов вторичных изменений. При этом изучались породы-коллекторы и породы зон водонефтяных контактов,

которые могут, как существенно различаться по качеству и интенсивности проявления вторичных изменений в них, так и не столь значительно. Последнее обычно характерно для резервуаров с высоковязкими и тяжелыми по компонентному составу нефтями (таблица).

Таблица

Виды вторичных изменений в породах-коллекторах с различной подвижностью нефти и породах зон водонефтяных контактов

Виды вторичных изменений		Породы-коллекторы		Породы зон водонефтяных контактов
		с относительно подвижными нефтями	с относительно менее подвижными нефтями	
Выщелачивание селективное	формирующее равномерно развитую кавернозность	+++	+++	++
	формирующее неравномерно развитую кавернозность	—	—	++
Выщелачивание неселективное, формирующее крупные каверны		—	++	+++
Доломитизация	образование доломита в виде примеси	— или +	++	+++
	образование яснозернистых агрегатов	—	+	+++
Кальцитизация	образование яснозернистых агрегатов	—	++	+++
	крустификация	—	++	+++
Окремнение		—	—	++

Примечание: крестиками в ячейках показана относительная интенсивность вторичных изменений известняков

Из таблицы следует, что, если вторичные изменения, диагностируемые в породах-коллекторах с относительно подвижной нефтью и в породах зон водонефтяных контактов различаются существенно, то породы-коллекторы с относительно менее подвижными нефтями несут признаки тех и других. Было

также установлено, что различная промышленная продуктивность карбонатных пород-коллекторов обусловлена не столько их коллекторскими свойствами, сколько физико-химическими свойствами нефтей.

Анализ полученного фактического материала показал, что породы зон водонефтяных контактов залежей турнейского и башкирского ярусов по способу образования являются разрушенными частями залежей, так как они характеризуются присутствием выдержанных интервалов кавернозных известняков с окисленной до битума нефтью. Такие породы обладают всеми свойствами коллекторов, если с них «снять нагрузку» вторичных изменений, реализованных в условиях существования пород в зонах водонефтяных контактов. Кроме того, данные по изучению физико-химических характеристик углеводородов из таких зон показывают, что они практически не неподвижны и существенным образом обогащены тяжелыми компонентами: смолами и, особенно, асфальтенами.

При этом отмечается общее увеличение содержания асфальтенов и смол в породах-коллекторах месторождений нефти по направлению от западного склона Южно-Татарского свода к восточному борту Мелекесской впадины. В том числе в этом направлении отмечается и увеличение вязкости нефтей как и их плотности, тогда как давление насыщения газов и газосодержание меняется незначительно. Такие закономерности изменения свойств нефтей характерны как для башкирского, так и турнейского яруса.

Значительное количество исследователей считает, что тенденция увеличения вязкости и утяжеление нефтей с востока на запад в пределах изученного региона обусловлено дифференциацией углеводородов в процессе их миграции [1, 4]. Данные по изучению керн, как уже отмечалось, показывают довольно вполне закономерную зависимость между утяжелением нефтей и степенью изменения вторичными процессами пород-коллекторов (см. таблицу). Кроме того, нередко, существенно различные физико-химические характеристики нефтей из соседних структур в пределах даже одного месторождения, опять же сопровождающиеся неодинаковой степенью

вторичного преобразования коллекторов, не позволяют строго утверждать об изменении свойств нефтей, связанных лишь с ее миграцией в пределах региона.

Представляется, что утяжеление состава нефтей и ее вязкости определяется в большей степени процессами, реализующимися после нефтенакопления, то есть на стадии разрушения коллекторов в результате природного обводнения резервуаров. На это же указывает характер и схожесть вторичных изменений проявленных в зонах водонефтяных контактов, которые во всех изученных залежах представляют собой заводненый коллектор, из которого, при пробных откачках, получают лишь воду.

Таким образом, повышение доли асфальтенов и смол в породах-коллекторах, а также увеличение вязкости нефтей следует связывать в большей степени с процессами обводнения резервуаров, нежели с особенностями миграции нефти. В таком случае на контакте воды и нефти в результате химических и биохимических реакций реализуются процессы окисления и утяжеления углеводородов, что в свою очередь, при участии воды сопровождается интенсивной вторичной аутигенной минерализацией пород.

Литература

1. *Войтович Е.Д.* Нефтеносность карбонатных отложений палеозоя в пределах разведочных площадей Татарии // Нефтегазоносность карбонатных коллекторов палеозоя Татарии. – Бугульма: ТатНИПИнефть, 1975. – С. 14-37.
2. *Морозов В.П., Г.И.Васясин, Г.А.Крибари и др.* Литогенетические критерии сформированности-разрушенности нефтяных залежей в карбонатных породах-коллекторах // Нефтепромысловое дело. – 2009. – № 6. – С. 11-16.
3. Нефтегазоносность Республики Татарстан. Геология и разработка нефтяных месторождений / под ред. Р.Х.Муслимова. – Казань: Изд-во «Фэн», 2007. – Т. I – 316 с. – Т. II – 524 с.
4. *Юсупов Б.М., Г.С.Веселов* Размещение нефтяных месторождений Татарии. М.: Наука, 1973. – 192 с.

СПЕЦИФИКА СОСТАВА МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА КРИОГЕННОЙ ЗОНЫ

В.Н. Конищев

МГУ, Москва, vkonish@mail.ru

Важнейшей проблемой литогенеза криогенной зоны, к которой относятся области вечной мерзлоты и оледенения, является выявление общих, специфических черт состава дисперсных отложений и почв, формирующихся в условиях этих областей, и которые позволяют отличать их от отложений других климатических зон.

В криогенной зоне основным процессом преобразования минерального вещества является дробление первичных минералов и пород в ходе фазовых переходов грунтовой воды в лед и обратно. По минералогической сущности этот процесс относится к простейшим из известных форм гипергенеза и, наряду с другими процессами (температурным, гидратационным), рассматривается как процесс физического выветривания. Однако механизм криогенной дезинтеграции имеет достаточно сложную природу и относится к физико-химическому типу.

Принципиальным моментом в теоретическом рассмотрении специфичности криогенной устойчивости минералов является обоснование необходимости оценки стабильности минерального зерна в системе «частица + слой незамерзшей воды». Последняя играет защитную роль по отношению к минеральному зерну. Защитная функция незамерзшей воды реализуется благодаря удельной поверхностной энергии частиц.

Воздействие факторов криогенного разрушения минеральных частиц происходит через слой адсорбированной незамерзшей воды, которая при отрицательных температурах приобретает особые защитные качества, сходные со свойствами некоторых металлов.

Теоретические и экспериментальные исследования процесса разрушения различных минералов под воздействием попеременного промерзания и

оттаивания позволило сделать вывод, что в криогенной зоне существует особый специфический ряд устойчивости минералов [3].

Фундаментальной особенностью этого ряда, в отличие от известных рядов устойчивости минералов является меньшая устойчивость кварцевых зерен по сравнению со свежими неизменными предыдущими процессами выветривания или гидротермального воздействия зернами полевых шпатов – наиболее распространенными породообразующими минералов. Были определены пределы криогенной дезинтеграции: для кварца – размер зерна 0,05-0,01 мм; биотита – 0,25-0,1 мм, полевых шпатов – 0,1-0,05 мм; биотита – 0,25-0,1 мм; мусковита – 0,5-0,25 мм и др. Основываясь на известных зависимостях значений удельной поверхностной энергии (УПЭ) минералов от дисперсности [1, 4], был сделан вывод, что под воздействием фазовых переходов воды в лед и обратно в грунтах должны накапливаться гранулометрические элементы минералов с максимальными значениями УПЭ.

Этот вывод подтверждает тезис о защитной функции незамерзшей воды по отношению к минеральному скелету в ходе криогенеза.

Криогенная организация вещества выражается, таким образом, в своеобразном распределении минералов по гранулометрическому спектру.

Главной характеристикой при таком подходе является не абсолютное содержание минералов, а характер распределения минеральных компонентов по гранулометрическому полю размерных фракций.

Сравнительный анализ отложений, сформированных в различных климатических условиях и динамических средах (водной, воздушной) позволил выявить общие черты состава отложений криогенной зоны.

Оказалось, что распределение основных породообразующих минералов (кварца, полевых шпатов) в отложениях холодной (криогенной) зоны противоположно их распределению в отложениях теплой и умеренной зон. Широко известная схема Н.М. Страхова [5] относится именно к двум последним зонам. В процессе криогенеза происходит перестройка распределения основных минералогических параметров по гранулометрическому спектру (рис. 1).

Основная минералогическая сущность этого процесса заключается, прежде всего, в преобразовании кварца – основного компонента осадочных отложений, отличающегося высокой степенью криогенной дезинтеграции по сравнению с другими породообразующими минералами.

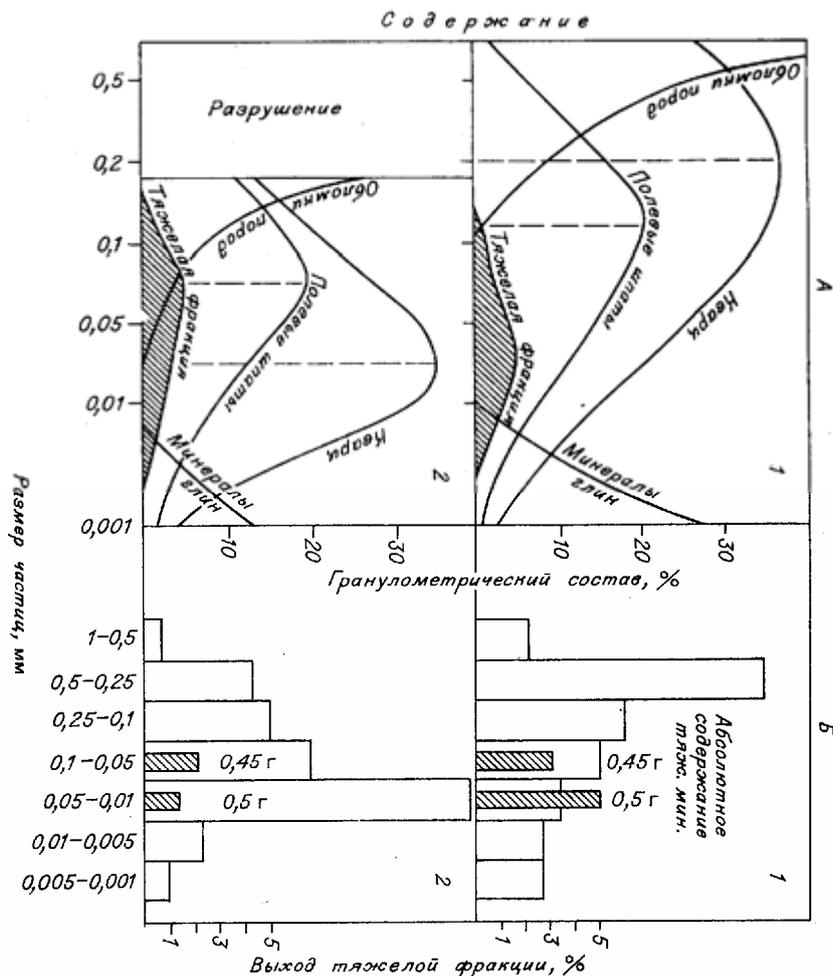


Рис 1. Перестройка распределения основных минералогических параметров по гранулометрическому спектру при криогенезе А - качественная схема: 1 - распределение содержаний основных минеральных компонентов по гранулометрическому спектру исходной осадочной породы; 2 - распределение основных минеральных компонентов в продуктах криогенеза; Б - количественная схема перестройки относительного весового содержания тяжелых минералов (выхода тяжелой фракции) при неизменном абсолютном количестве: 1 - исходная порода с седиментогенным типом распределения выхода тяжелой фракции; 2 - гипергенный тип распределения тяжелой фракции в продуктах криогенеза

Сделанный вывод подтверждается данными валового химического анализа дифференцированного по стандартным гранулометрическим фракциям (рис. 2, 3).

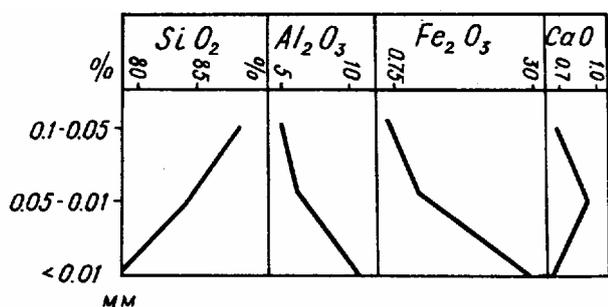


Рис. 2. Распределение химических ингредиентов по гранулометрическим фракциям почв умеренной и теплой климатических зон по [2]

Максимум содержания кремнезема во фракции 0,05-0,01 практически абсолютно согласуется с распределением обломочного кварца. Поскольку содержание кремнезема в полевых шпатах ниже, чем в кварце, а содержание окиси алюминия и железа выше, то распределение SiO_2 , Fe_2O_3 ,

Al_2O_3 по гранулометрическому спектру вполне корректируются с данными минералогического состава.

Эти данные подтверждают основной вывод о закономерностях эволюции минерального вещества в ходе криолитогенеза.

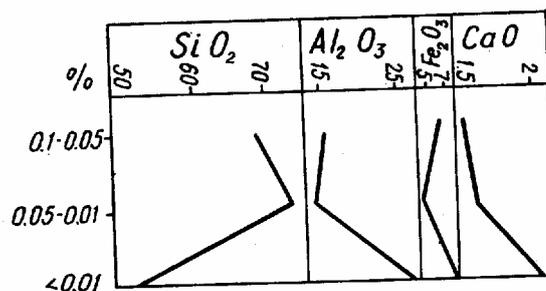


Рис. 3. Валовой химический состав разных гранулометрических фракций криолитогенных отложений Колымской низменности

Литература

1. Кисилев В.Ф. Поверхностные явления в полупроводниках и диэлектриках. М.: Наука, 1970. 399 с.
2. Ковда В.А. Основы учения о почвах. М.: Наука, 1973. Кн.1, 447 с.
3. Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск, Наука, 1981. 197 с.
4. Савельев Б.А. Физика, химия и строение природных льдов и мерзлых горных пород. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. 506 с.
5. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2. -М.: Изд. АН СССР, 1962. 549 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА СКЛОНОВ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ И БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗ

Е.С. Коновальцева

РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина; ekonovalceva@yandex.ru

Основная часть запасов нефти и газа Сибирской платформы сосредоточена на юге. Здесь открыт ряд месторождений нефти и газа: Агалеевское, Имбинское, Оморинское, Юрубчено-Тохомское, Куюмбинское, Собинское, Марковское, Ярактинское и др. Продуктивность осадочного чехла связана с рифей-венд-кембрийскими терригенными и карбонатными разностями. При том, значительная часть запасов нефти и газа сконцентрирована в отложениях вендского терригенного комплекса.

Большой вклад в изучении вендских отложений юга Сибирской платформы внесли М.Х. Булач, Т.И. Гурова, Ю.Н. Григоренко, А.П. Железнова, Л.И. Килина, А.С. Ковтун, В.Н. Макаревич, Л.С. Маргулис, Н.В. Мельников, В.Г. Постников, И.Е. Постникова, О.В. Постникова, О.М. Прищепа, С.И. Сирьк, П.П. Скоробогатых, Л.Ф. Тыщенко, Ф.Н. Яковенко и др., результаты работ которых были использованы в обосновании выводов данных исследований.

Отложения вендского комплекса залегают повсеместно либо на поверхности фундамента, либо на поверхности предвендского размыва, на карбонатных породах рифея и сверху ограничены подошвой катангской свиты. Однако в пределах своего стратиграфического интервала они являются асинхронными.

На западном склоне Байкитской антеклизы (БА) в основании вендского комплекса залегают терригенные отложения, которые вверх по разрезу сменяются карбонатными и сульфатными разностями. При этом в целом по разрезу преобладающими являются сульфатно-карбонатные породы с кристаллической структурой и сгустково-водорослевой и нодулярной текстурой. В отдельных скважинах, как например, в скв. Камовская 2, в основании вендского комплекса залегают слабосцементированные бурые песчаники гравелитистые. Они имеют косослоистые текстуры и в минералогической составляющей схожи с тасеевской серией наличием

глинисто-железистого пленочного цемента, а также обломками эффузивных пород и глинистых сланцев, большая часть которых размылась [2].

Выше по разрезу последовательно залегают комковато-сгустковые микритовые бежевые, серые доломиты с реликтовой водорослевой структурой, с небольшими песчано-глинистыми включениями и сульфатизацией. Породы имеют мощность от 2 до 3 м и в среднем составляют 0,4 м. Для них характерны волнистослоистые текстуры, оползания, срыва слойков, прерывистые и пятнистые. Однако большая часть текстур обусловлена особенностями формирования стяжений ангидрита, который часто встречается в отложениях в виде линз от 1,5 до 10 см. В отдельных скважинах, как например, в скв. Оморинская 11, отмечаются серые разнокристаллические доломиты с биогермными текстурами. Наличие в этих отложениях высокомагнезиальных разностей свидетельствует о высокой щелочности бассейна. В дальнейшем, в отдельных зонах этого бассейна создавались различные условия повышенной солености. Практически на протяжении всего вендского времени, особенно в средней и верхней частях разреза наблюдается сульфатизация отложений [3].

Характер седиментационной цикличности в разрезе меняется. Для нижнего циклита характерно проградационное строение, а для вышележащих – трансгрессивно-регрессивное. Литологическая характеристика циклитов для верхней, средней и нижней частей БА различна. Так, например, в нижней части склона отмечается повышенное содержание сульфатных разностей [1, 6].

На восточном склоне Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) вендские отложения залегают на поверхности кристаллического фундамента. В целом от поверхности фундамента до подошвы катангской свиты в разрезе отмечается преобладание песчаных гравелитистых разностей и лишь в кровле вендских отложений появляются прослойки серых доломитов с реликтовой органогенно-водорослевой структурой. Большая часть базальных гравелитов и песчаников гравелитистых характеризуется высокими значениями ГК и наличием монацитовых зерен до 20%.

В разрезе выделяются несколько седиментационных циклитов. Базальная часть циклитов представлена преимущественно песчаными гравелитами, сформировавшимися в условиях временных потоков и прибрежной аллювиальной равнины. Для пород часто характерны массивные текстуры, указывающие на то, что отложения формировались в условиях устьевых баров.

В отдельных случаях отмечаются элементы кривой слоистости, характерные для палеорусловых отложений.

Дальнейшее развитие трансгрессии приводило к преобразованию этой части территории в дельтовую равнину, что отразилось в смене гранулометрического состава пород и появлению в разрезе более мелкозернистых разностей. Для них характерны массивные и тонкослоистые текстуры [7, 8, 9].

Завершают разрез песчано-глинистые отложения, для которых типичны тонкослоистые параллельно слоистые текстуры, характерные для устойчивых условий осадконакопления морского бассейна. Таким образом, аллювиально-дельтовая равнина к концу формирования вендских отложений на восточном склоне НБА была затоплена морем [5].

В вендских отложениях западного склона БА были выделены следующие типы вторичных изменений: инкорпорация, регенерация, окремнение, бластез, коррозия зерен, доломитизация, сульфатизация, выщелачивание цементной составляющей пород, а также разрушенных зерен кварца. При том, на территории восточного склона НБА эти процессы проявляются в большей степени и объеме, с явной стадийностью, завершающим процессом которой является мощное засоление отложений. Данные процессы большей степенью отрицательно сказались на ФЕС, особенно в нижних частях разрезов из-за АНПД. Также интересен факт образования вторичного графита в глинистых разностях ярактинского горизонта, что может быть связано с проявлением траппового магматизма [4, 10, 11, 12].

Таким образом, на восточном склоне НБА представлены преимущественно аллювиальный и аллювиально- дельтовый комплексы. На западном склоне БА – прибрежно-морской. И лишь в базальных отложениях венда в верхней части склона в небольшом количестве можно встретить аллювиальные разности. Важным фактором явилось также то, что они обогащены диаспором, то есть представляют собой переотложенную кору выветривания подстилающих рифейских отложений, которая сформировалась в условиях гумидного субтропического или тропического климата. Однако по литературным данным и наличию следов оледенения можно судить о том, что в это время происходили резкие климатические изменения.

Литература

1. *Авзина О.С.* Корреляция разрезов терригенных пород юго-западного склона Байкитской антеклизы по геохимическим признакам. Материалы научно-практической конференции «Комплексирование геолого-геофизических методов при обосновании нефтегазопромысловых объектов на сибирской платформе (в Восточной Сибири и республики Саха (Якутия))», Новосибирск, 2009. 164-169 с.
2. Атлас структур и текстур осадочных горных пород, Часть I. Обломочные и глинистые породы. Под ред. А.В. Хабакова, М.: 1962. 733 с.
3. *Бирюкова М.А.* Литолого-фациальная характеристика отложений ванаварской свиты юго-западного склона Байкитской антеклизы (Сибирская платформа). Материалы научно-практической конференции «Комплексирование геолого-геофизических методов при обосновании нефтегазопромысловых объектов на сибирской платформе (в Восточной Сибири и республики Саха (Якутия))», Новосибирск, 2009. 87-94 с.
4. *Гажула С.В.* Особенности траппового магматизма в связи с условиями нефтегазоносности Сибирской платформы//СПб.: Нефтегазовая геология. Теория и практика.-2008. т.3.- выпуск №1. 1-8с.
5. *Гурова Т.И., Чернова Л.С.* Литология и условия формирования резервуаров нефти и газа Сибирской платформы//М.:Недра. 1988. 251с.
6. *Карогодин Ю.Н.* Седиментационная цикличность, М.: «Недра», 1980. 242 с.
7. *Постникова О.В., Соловьева Л.В., Тихомирова Г.И.* Строение аллювиально-пролювиальных природных резервуаров нижнего венда южного склона Непско-Чонского мегасвода (Сибирская платформа)//М.: Нефтяное хозяйство.-2008.-№2.-9-15с.
8. *Постникова О.В.* Эволюция рифей-венд-кембрийского осадочного бассейна юга Сибирской платформы и его нефтегазоносность, Автореферат докторск. дисс. // РГУ нефти и газа им.И.М.Губкина, М. 2008, 50 с
9. *Рединг Х.Г.* и др. Обстановки осадконакопления и фации (Том 1)
10. *Симанович И.М., Япаскурт О.В.* Стадии и зоны постседиментационного литогенеза осадочных формаций/ Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Материалы 3-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 18 - 20 марта 2003 г.). М.: Изд-во Моск. ун-та, 2003. С. 27-29.
11. *Япаскурт О.В.* Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учеб. пособие – М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.
12. *Япаскурт О.В.* Стадийный анализ литогенеза. Учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1994. 142 с.

ОКРАИНЫ ФАНЕРОЗОЙСКИХ КОНТИНЕНТОВ — ГЛОБАЛЬНЫЕ ПОЯСА НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ

А.И. Конюхов

МГУ, Москва, konyuhov@geol.msu.ru

Большинство из известных ныне нефтегазоносных бассейнов, за исключением тех, что относятся к категории интракратонных и межгорных, располагаются в зонах перехода от континентов к океану и группируются в несколько поясов. Три пояса включают сегменты пассивных окраин континентов, существовавших в фанерозое в западной полусфере Земли, и являются широтными. Это Тетический или аридный, Гондванский, или гумидный, и Лавразийский, или бореальный пояса. В первом коллекторами и экранами служат в основном карбонатные отложения и эвапориты, тогда как в других – соответственно песчаники и глины. Остальные два пояса приурочены к периферийным зонам Тихого океана и вытянуты в меридиональном направлении. В бассейнах пяти глобальных поясов заключено не менее 80% запасов нефти и газа, открытых к настоящему времени на нашей планете [1].

Срединный пояс образуют бассейны: Сирт, Оманский, Персидского и Мексиканского заливов, залива Бонапарта в северной Австралии — некогда принадлежавшие палеозойской и мезозойской окраине Гондваны в океане Тетис. На противоположной, Евразийской окраине того же океана сформировались Аквитанский, Венский, Адриатический, Трансильванский, Предкавказский, Туркменский, Южно-Каспийский и другие бассейны.

Лавразийский, или бореальный пояс, помимо бассейнов атлантической окраины Северной Америки: Новошотландского и Лабрадорского, включает Норвежско-Гренландский, Североморский, Баренцевоморский, а также бассейны Карского моря, моря Лаптевых, арктической окраины Аляски, моря Бофорта и северную половину Западно-Сибирского бассейна. Большинство из них представляет собой конгломерат из разнородных тектонических элементов разного времени консолидации: протерозойского, байкальского, каледонского и герцинского, а осадочные

бассейны, к ним приуроченные, возникли в процессе континентального рифтогенеза в периферийных секторах древних платформ. Основные нефтегазоносные комплексы в бассейнах Лавразийского пояса сформированы отложениями речных дельт и прибрежных аллювиальных равнин, в меньшей степени – осадками подводно-склонового генезиса: турбидитами, дебритами и другими.

К Гондванскому, или гумидному, поясу относятся нефтегазоносные бассейны атлантических окраин Бразилии (Сантос, Кампос, Сержипе-Алагоа, Реконкаво) и Западной Африки (Габонский, Нижнеконголезский, Ангольский, Кот д'Ивуар и Гвинейского залива). В Индийском океане в состав этого пояса входят бассейны Броуз, Каннинг, Карнарвон и Перт на окраине Австралии, Суэцкого залива в Африке, Индский, Камбейский и Бангладеш в периферийных зонах пол-ва Индостан. Большинство бассейнов приурочены к окраинам эпиплатформенных орогенных поясов, которые на протяжении долгого времени испытывали слабые тектонические подвижки. Они находились в зонах гумидного или ледового климата, что предопределило преобладание в разрезе осадочного чехла терригенных пород аллювиально-дельтового, мелководно-морского и турбидитного генезиса. В бассейнах СЗ шельфа Австралии помимо них присутствуют еще и тиллиты. Почти все залежи УВ здесь связаны с терригенными комплексами.

Геологическая история крупнейших бассейнов в Тетическом поясе насчитывает многие сотни миллионов лет. В основании разреза здесь нередко залегают отложения вендской и кембрийской систем, а в строении осадочного чехла, мощность которого превышает 12-13 км, важную, подчас ведущую роль играют карбонатные породы и соли. Как правило, они образуют протяженные карбонатные платформы. Наиболее ярким примером такой платформы могут служить мощнейшие комплексы известняков, доломитов, ангидритов и других солей в бассейне Персидского залива, формировавшиеся с небольшими перерывами на протяжении почти 250 млн лет, с поздней перми и вплоть до конца миоцена. В карбонатных толщах Тетического пояса заключены гигантские

запасы нефти, более 50%, и огромные ресурсы газа, до 40% от общемировых.

Помимо широтных глобальных поясов нефтегазонакопления, связанных в основном с пассивными окраинами континентов, существуют два меридиональных пояса. Один из них приурочен к активным окраинам материков в восточной периферии Тихого океана и в Карибском море. Он включает нефтегазоносные бассейны бордерленда Калифорнии (Вентура, Санта Барбара, Лос Анжелес, Сан Хоакин и др.), залива Кука и Гуаякильского залива (Талара и Прогрессо), а также Маракаибский, Оринокский, Нижне- и Среднемагдаленские в Карибском море. В другой, западный пояс входят нефтегазоносные бассейны сложно построенной зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. На протяжении длительного промежутка времени здесь господствовал активный тектонический режим, проявлявшийся вулканизмом, землетрясениями, формированием крупных батолитов и аккреционных призм.

Очевидно, что большинство осадочных бассейнов современности сформировались при распаде древних материковых блоков на границе континента и океана, в зонах с переходным строением земной коры. Состав и строение нефтегазоносных комплексов помимо тектонического режима определялись климатической зональностью, сложившейся в палеозое и мезо-кайнозое. В палеозое существовали другие океаны: Япетус, Уральский, Палеотетис и Протоатлантика. На окраинах континентов, их окружавших, сформировалось несколько глобальных поясов нефтегазонакопления. В один из них входили Иллинойский, Мичиганский, Западно-Техасский и Пермский бассейны, в пределах окраин континента Лаврентия, в другой — Волго-Уральский, Тимано-Печорский и Прикаспийский в восточной периферии континента Балтия, а с конца девонского периода — Лавразия.

Литература

1. *Конюхов А.И.* Окраины континентов – глобальные пояса нефтегазонакопления // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 6. С. 563-582.

ЛИТОЛОГИЯ, ФАЦИИ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЛЕНСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА

В.И. Копорулин

Геологический институт РАН, Москва

Литолого-стратиграфические исследования нижнемеловых отложений северной окраины Ленского угольного бассейна, проводились во второй половине XX-го века весьма интенсивно сотрудниками ВАГТ, НИИГА, ВНИГРИ, ВСЕГЕИ. Их результаты, позволившие разработать схемы стратиграфического расчленения и корреляции отложений, отражены в многочисленных производственных отчетах и в ряде научных публикаций [1-4]. Однако фациальный состав отложений детально не описан никем вплоть до настоящего времени; этот пробел отчасти ликвидируют приводимые ниже данные литолого-фациального изучения их в обнажениях на р. Лена севернее и южнее поселка Чекуровка.

Комплекс нижнемеловых отложений здесь складывается песчаными и алеврито-глинистыми породами и имеет мощность ~ 2100 м. Он охватывает большую часть нижнего мела от берриаса до начала альба. Нижняя морская часть разреза, мощностью 450 м, сложена чередующимися горизонтами алевролитов и песчаников; алевролиты доминируют в её нижней, а песчаники – в верхней части. Породы содержат фауну аммонитов, белемнитов, двухстворчатых моллюсков берриаса и нижнего валанжина, растительный детрит, обрывки стеблей и листьев, ходы илоедов, конкреции пирита и карбонатов. Эта часть разреза составляет хаиргасскую и нижнюю половину кигиляхской свит; ее базальные горизонты связаны постепенным переходом с нижележащими отложениями волжского яруса верхней юры.

Вышележащая континентальная часть разреза, мощностью ~ 1550 м, представлена чередованием пачек песчаных пород и пачек переслаивающихся песчаных и алевритовых пород с пластами углей и углистых алевролитов. Песчаные пачки отделены границами размыва от нижележащих алеврито-

глинистых и связаны с вышележащими постепенным переходом. Каждая пачка рассматривается как самостоятельная свита; в разрезе они образуют следующую последовательность (снизу вверх): кигиляхская (песчаная – 100 м); кюсюрская (алеврито-песчаная – 300 м); чонкогорская (песчаная – 450 м); булунская (алеврито-песчаная – 80 м); бахская (песчаная – 370 м); огонер-юрская (алеврито-глинистая – 230 м); низы лукумайской (песчаной – 100 м).

Фациальный состав изученных отложений характеризуется большим разнообразием. Морские осадки хаиргасской свиты, включают фации подводной дельты: песчаных осадков подводных каналов и алеврито-глинистых разделяющих каналы пространств. В них снизу вверх по разрезу возрастает роль фации каналов, что свидетельствует о регрессивном развитии осадконакопления.

Континентальным отложениям, слагающим всю вышележащую часть разреза, свойственно большее разнообразие фациального состава, включающего группы аллювиальных, озерных и болотных осадков. Группа аллювиальных осадков представлена фациями: песчаных осадков главного русла крупной равнинной реки; песчаных – русел малых рек и протоков крупной реки; песчано-алевритовых – прирусловой части поймы; алеврито-глинистых стариц – и вторичных водоемов поймы. К озерной группе принадлежат фации осадков: песчаных – прибрежного мелководья относительно крупных озер; песчано-алевритовых – удаленных от берега частей относительно крупных озер; глинисто-алевритовых застойных и заболачивающихся озер. Болотная группа включают фации торфяно-алеврито-глинистых осадков проточных и торфяных застойных болот. Перечисленные континентальные фации тождественны фациям Иркутского, Канско-Ачинского и Индигирского угольных бассейнов Сибири, Российской Федерации [5-7].

Фация песчаных осадков русла крупной равнинной реки доминирует в верхней части кигиляхской свиты, чонкогорской, бахской и представленной в разрезе лишь нижней частью лукумайской свит. Они отвечают участкам древней долины с длительным существованием русла, испытывавшим наиболее

активное погружение. Кюсюрская, булунская, огонер-юряхская свиты содержат все другие фации континентальных осадков, иногда также фации русла крупных равнинных рек и отвечают пойменным участкам древней речной долины.

Нижнемеловые отложения района пос. Чекуровка имеют четко выраженное циклическое строение и содержат три крупных цикла, в каждом из которых нижняя часть состоит в основном из осадков руслового аллювия, а верхняя – из чередующихся фаций малых рек или протоков крупной реки, озер включая заболачивающиеся, проточных или застойных болот. Нижний цикл включает большую часть кигиляхской и кюсюрскую свиты, средний – чонкогорскую и булунскую, верхний – бахскую и огонер-юряхскую свиты. Базальные горизонты вышележащей лукумайской свиты составляют нижнюю часть 4-го цикла, по-видимому, размывтого в этом районе, но присутствующего вместе с 5-ым в низовьях рр. Лена и Оленек. Здесь в состав 4-го цикла помимо лукумайской песчаной входит алевроито-песчаная укинская свита; пятый цикл включает менг-юряхскую песчаную свиту верхов альба и чарчикскую песчано-алевритовую свиту низов сеномана.

Нижнемеловые отложения района пос. Чекуровка по литологическому составу и строению разреза весьма сходны с одновозрастными отложениями придельтовых частей рр. Лена и Оленек на севере и рр. Кюсюр и Берис – на юге, что позволило выделить в них одни и те же свиты. Имеются некоторые различия. Так в разрезах северной части региона смена морских условий седиментации континентальными происходит в начале готерива, а на юге – в берриасе – начале валанжина. Имеются существенные различия в мощности отдельных частей разреза северных и южных районов. В берриас – раннеальбских отложениях (интервал хаиргасская – огонер – юряхская свиты) максимальная мощность характерна для южных районов (~ 2000 м), она ниже в приустьевой части Лены (1100 м) и еще ниже в низовьях р. Оленек (~ 700 м). В средне – верхнеальбских отложениях (лукумайская, укинская, менг-юряхская свиты), присутствующих лишь в северных районах, она максимальна в

приустьевой части р. Лены (~1500 м) и меньше в нижнем течении р. Оленек (~700) [1, 3, 4]. Эти различия в мощности отложений отражают разную скорость прогибания тех или иных участков Предверхоянского прогиба и восточного борта Сибирской платформы.

Сходство литологического состава и строения отложений этих районов дает основание признавать сходство их фациального состава и единообразие ландшафтно-палеогеографических условий осадконакопления на всей северной окраине Ленского угольного бассейна. Наиболее вероятно, что здесь в раннем мелу располагалась приморская аллювиальная равнина, сходная в той или иной степени с северной окраиной современной Западно-Сибирской низменности и составлявшую обширную долину крупной равнинной реки – Палеолены и ее притоков. На западе равнина ограничивалась сушей Восточно-Сибирской платформы, на северо-западе переходила в приморскую равнину северного склона платформы, где накапливались разновозрастные континентальные и морские осадки. На востоке, несомненно, существовал некий массив суши, без которого было бы невозможно само существование долины реки столь большой протяженности. Эта равнина простиралась далеко на юг, где ограничивалась сооружениями Байкало-Патомского нагорья. По своему характеру она весьма близка обширным аллювиальным равнинам, находившимся в ранне-среднеюрское время в пределах Южной Сибири [5, 7], а в раннемеловую эпоху – на междуречье Колымы и Индигирки [6].

Литература

1. *Виноградов В.А., Василевская Н.Д., Галабала Р.О., Лазуркин В.М.* Северная часть Приверхоянского краевого прогиба // Геология СССР. Т. 18, часть 1, книга 1, 1970. С. 455-463.
2. *Галабала О.В., Леонов Б.Н.* Стратиграфия меловых отложений северной ветви Приверхоянского прогиба // Мезозойские и кайнозойские отложения Средней Сибири. М.: Наука, 1966. С. 121-127.
3. *Глушинский П.И.* Геологическое строение и угленосность левобережья Оленекской протоки в устьевой части // Труды НИИГА, 1962. Т. 38. С. 35-43.
4. *Киричкова А.И., Зинченко В.Н., Чирва С.А.* Нижнемеловые отложения низовьев р. Лены // Геология и геофизика, 1987, № 4. С. 21-29.
5. *Копорулин В.Н.* Вещественный состав, фации и условия формирования угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна. М.: Наука, 1966. 165 с.
6. *Копорулин В.Н.* Условия накопления и литогенез нижнемеловых отложений Зырянской впадины. М.: Наука, 1979. 179 с.
7. *Тимофеев П.П.* Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 462 с.

ПОЗДНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ ТИТАН-ЦИРКОНИЕВЫЕ РОССЫПИ ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

А.В. Коркошко, Р.М. Чефранов

ИГЕМ РАН, Москва, akorkosh@mail.ru

За последние годы в научной литературе значительно увеличилось количество публикаций, посвященных минерагении титан-циркониевых россыпей. На высоком научном уровне изучены минералогия, литолого-фациальные особенности этих месторождений, для многих установлены источники сноса. Но, несмотря на повышенный экономический и научный интерес к уже известным россыпным объектам, их разработка все еще не началась. Причиной тому являются местные неблагоприятные геологические, экологические, либо экономические факторы. Поэтому вопрос поиска и разведки новых титан-циркониевых месторождений остается весьма актуальным.

Для решения проблемы поисков новых россыпных объектов важно восстановить эволюцию россыпеобразования в пределах Южно-Российской россыпной провинции. С этой целью для изучения нами выбраны наиболее молодые поздне-плиоценовые титан-циркониевые россыпи, расположенные на крайнем юге провинции, на Таманском полуострове. Выбор Таманских россыпей основан на серьезных геологических предпосылках, которые заключаются в благоприятных для россыпеобразования факторах. Детальное изучение минеральной ассоциации, степени сохранности и типоморфных особенностей минеральных зерен Таманских россыпей может дать полезную информацию о путях миграции россыпеобразующих минералов и возможных промежуточных коллекторах, которые, в свою очередь, могут представлять промышленный интерес.

Минеральный состав Таманских россыпей весьма разнообразен. Наряду с титан- и цирконийсодержащими минералами (ильменит, лейкоксен, рутил, сфен, циркон) в тяжелой фракции насчитывается еще шестнадцать

минеральных видов: гранаты, эпидот, силлиманит, гематит, ставролит, магнетит, кианит, турмалин, хромшпинелиды, голубая шпинель, в незначительных количествах амфиболы, пироксены, анатаз, монацит, ксенотим, андалузит. Важно отметить, что многие минеральные виды в россыпи встречаются сразу в нескольких разновидностях (циркон – гиацинт, обычные прозрачные и метамиктные цирконы; гранат – альмандин, реже гроссуляр, уваровит; турмалины – сероватые, голубоватые, полихромные). Отмечаются также вариации морфологических типов и степени сохранности зерен одного минерального вида (ильменит – осколки кристаллов, окатанные зерна; рутил – различные по степени окатанности призматические кристаллы, их осколки и окатанные осколки неправильной формы; циркон – полуокатанные кристаллы призматические, удлинённо-призматические, кристаллы с преобладанием острых дипирамид, хорошо окатанные зерна овальной и шарообразной формы; магнетит – различные по степени окатанности осколки октаэдрических кристаллов и осколки неправильной формы, а также идеально окатанные шарики).

Широкое разнообразие минеральной ассоциации поздне-плиоценовых Таманских россыпей указывает на наличие нескольких источников сноса, что подтверждается палеогеографическими реконструкциями (рисунок). Основная часть терригенного материала поступала в область Таманского палеопролива течениями из восточной и юго-восточной части Азово-Кубанского палеобассейна. Именно в этих областях отмечаются дельты палеорек, дренирующих Западное Предкавказье и северо-западные склоны Большого Кавказа, откуда в бассейн седиментации поступали зерна рудных минералов (циркона, ильменита, рутила), а также альмандина, магнетита, хромшпинелидов, эпидота, амфиболов, пироксенов и голубой шпинели. Среди источников сноса на Западном Предкавказье и Кавказе были древние коренные магматические, метаморфические и осадочные породы, в числе которых могли присутствовать миоценовые титан-циркониевые россыпи Адыгейского выступа и Ставропольского свода.

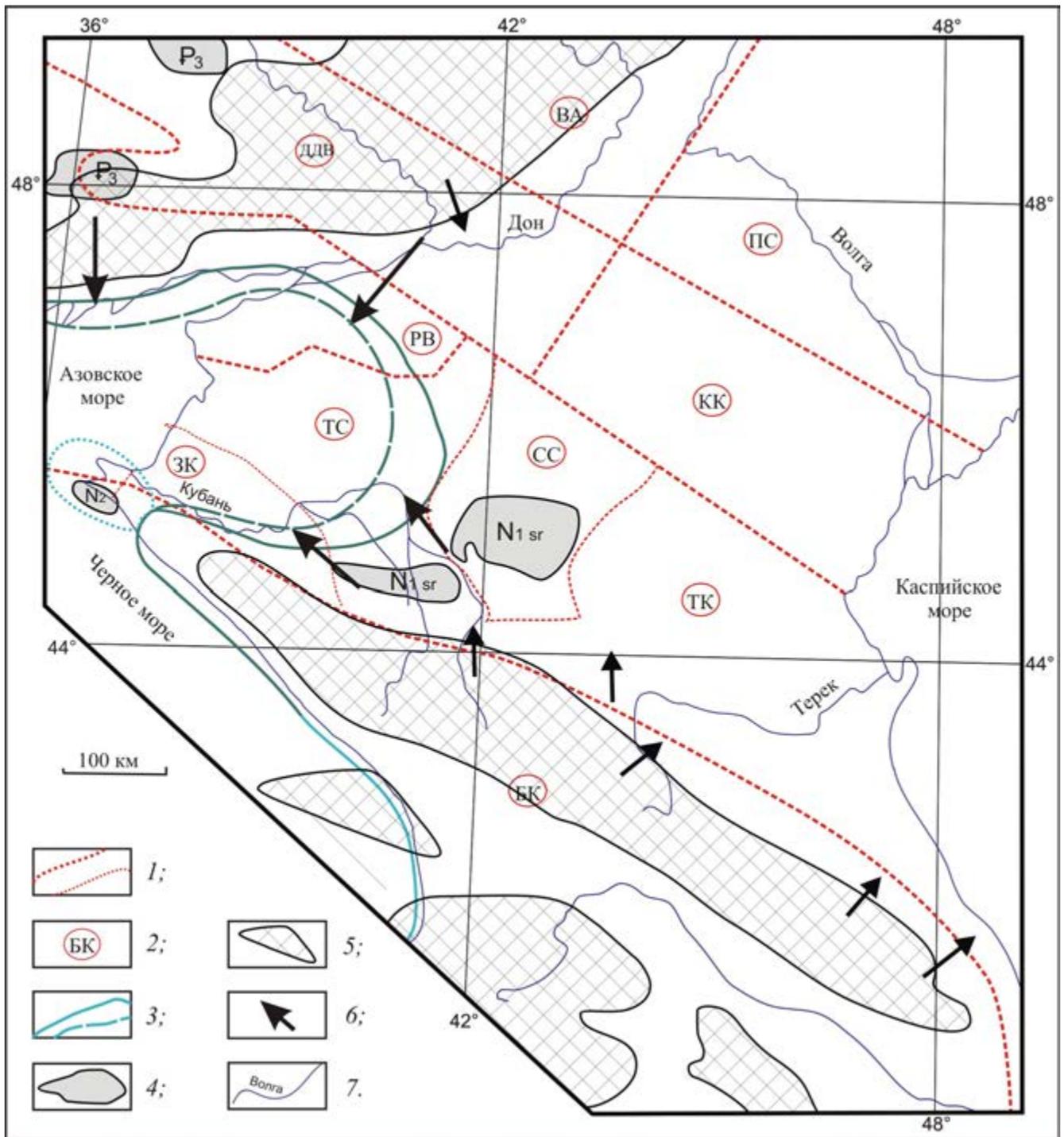


Рисунок. Палеогеографическая схема Южно-Российской россыпной провинции и прилегающих к ней территорий в олигоценовое и поздне-плиоценовое время (по материалам Н.Г. Патык-Кара с изменениями и дополнениями).

1 – Границы тектонических структур; 2 – Тектонические структуры: Восточно-Европейская платформа: ВА – Воронежская антеклиза, ПС – Прикаспийская синеклиза, ДДВ – Днепровско-Донецкий выступ, КК – Кряж Карпинского, РВ – Ростовский выступ Украинского щита; Скифская эпигерцинская плита: ТС – Тимашевская ступень, ЗК – Западно-Кубанский краевой прогиб, СС – Ставропольский свод, ТК – Терско-Каспийский передовой прогиб; БК – Мегаантиклинорий Большого Кавказа; 3 – Границы поздне-плиоценового палеобассейна; 4 – Титан-циркониевые россыпные районы; 5 – Границы олигоценовой трансгрессии; 6 – Основные направления сноса терригенного материала; 7 – Современные реки и границы морских бассейнов

В северо-восточной части Азово-Кубанского палеобассейна в позднелиценное время располагалась дельта Палео-Дона, а еще севернее находились дельты мелких палеорек, дренирующих южную часть Украинского щита. Таким образом, в бассейн седиментации поступал терригенный материал не только с северной части Скифской эпигерцинской плиты, но и с Украинского щита и других южных структур Восточно-Европейской платформы, где также размывались древние магматические, метаморфические и осадочные породы, в том числе древние коры выветривания. Течениями с севера в область палеопролива поставлялись как рудные титан- и цирконийсодержащие минералы, так и гросуляр, уваровит, силлиманит, андалузит, гематит, голубой турмалин и другие минералы тяжелой фракции. Северные источники сноса играли не столь значительную роль в образовании Таманских россыпей, но, вполне вероятно, что терригенный материал с севера задерживался в благоприятных для накопления россыпей мелководных частях Азово-Кубанского палеобассейна.

Из вышесказанного следует, что в поздне-плиценное время осадочный материал, насыщенный титан- и цирконийсодержащими минералами, поставлялся в Азово-Кубанский палеобассейн как из Предкавказья и Кавказа, так и с северных источников. С учетом постепенного сокращения границ палеобассейна из-за воздымающегося Кавказа и Восточно-Европейской платформы, количества поступающего материала могло хватить на одно или даже несколько крупных титан-циркониевых месторождений. А поэтому необходимо более детальное изучение плиценных отложений в области предполагаемой мелководной зоны Азово-Кубанского палеобассейна, особенно на участках поднятий (Тимашевская ступень) и крупных разломов.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 09-05-00268-а.

БЕЙСУГСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ КАК ВОЗМОЖНЫЙ ПРИМЕР СМЕШАННОГО ГЕНЕЗИСА УВ

П. М. Корницкий

КубГУ, Краснодар, Pasha21vek@mail.ru

Бейсугское месторождение расположено на территории Приморско-Ахтарского района Краснодарского края. Основная часть месторождения расположена под акваторией Бейсугского лимана. Месторождение было открыто в 1961 году.

В тектоническом отношении Бейсугское поднятие приурочено к западной части Каневско-Березанского вала, расположенного в пределах северной окраины Скифской плиты. Каневско-Березанский вал представляет собой линейное поднятие с амплитудой в несколько сот метров относительно прилегающих территорий. В структурном плане по мезо-кайнозойским (MZ-KZ) отложениям Бейсугское поднятие представляет собой брахиантиклиналь субширотного простирания с пологим сводом и осью складки, вытянутой с северо-запада на юго-восток. Поднятие осложнено глубинными разломами, ряд которых затухает лишь в глинах майкопской серии. Древние отложения палеозой (PZ) и триас-среднеюрские (T-J₂) наиболее нарушены разрывами и интенсивно смяты в складки. Нарушения влияют на морфологию и условия залегания газоносных пластов. Так, залежи газа в нижнемеловых (K₁) и эоценовых (P₂) отложениях Бейсугского месторождения, приурочены к тектонически экранированным и антиклинальным ловушкам.

В слоистой структуре месторождения зафиксировано несколько газоносных горизонтов, разделенных флюидоупорами. Встает вопрос о том, как объяснить многоярусность скоплений газа. Объяснить ее просто горизонтальной миграцией недостаточно. Возникает необходимость в привлечении идей вертикальной миграции.

Связь с газоносностью определяется сейсмическим глубинным очагом,

подводящим каналом и залежью. По флюидодинамической модели [1] углеводороды образуются в очаге землетрясения и по подводящим каналам попадают в залежь. Залежь мы можем наблюдать на примере любого месторождения. Проблема состоит в понимании природы очага землетрясений и каналов связи с залежью. По каким каналам осуществляется связь с очагом формирования углеводородов? В предлагаемой диапировой (сейсмотектонической) модели [1] такими каналами выступают листрические разломы. Разломная расслоенность в чехле платформ и консолидированной коре обеспечивает связь очагов землетрясений с зонами нефтегазоносности и, в частности, с грязевыми и другими диапирами.

Существует две концепции формирования УВ:

1. Биогенная (осадочно-миграционная). В настоящее время ее развивает академик А.Э. Конторович.
2. Абиогенная. В настоящее время ее развивает академик А.Н. Дмитриевский.

Абиогенный синтез углеводородов возможно здесь связан с начальной стадией диапиризма. Бейсугская антиклинальная складка возможно по тектоническим разломам питается углеводородами из глубины, на что указывают листрические разломы, на уровне нижнемеловых и эоценовых отложений (K_1, P_2) (рисунок).

Также возможен биогенный синтез углеводородов и связанная с ним осадочно-миграционная модель нефтегазообразования, которая предполагает образование нефти и газа в нефтематеринских породах, в данном случае в триас-нижнеюрских (Т- J_1) глинах и последующей миграцией микронефти в коллектора по тектоническим разломам в верхние горизонты и латерального перетока в верхние коллекторы тихорецкой свиты и карагана на что указывают данные химического состава газа (рисунок, таблица).

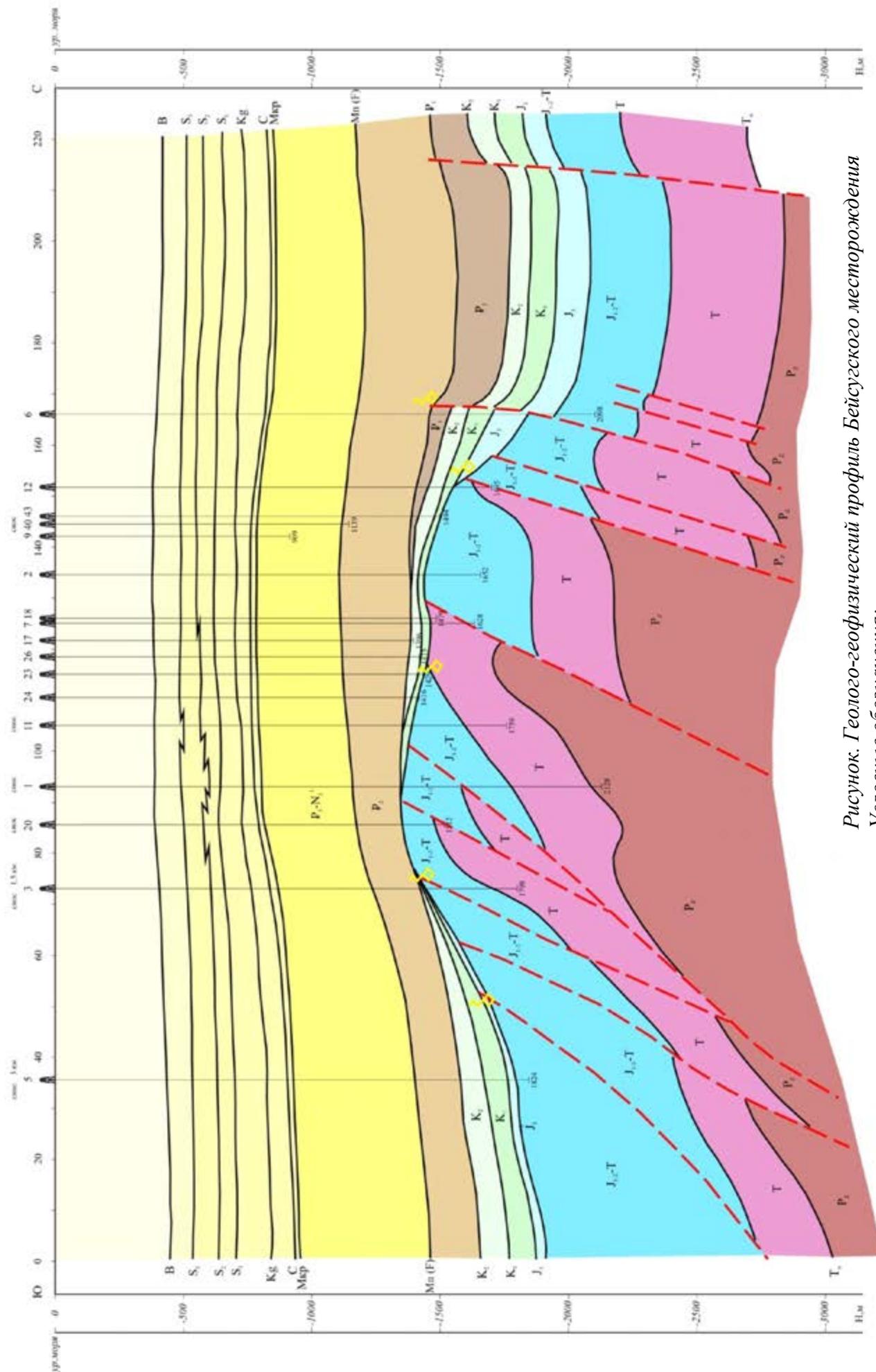


Рисунок. Геолого-геофизический профиль Байусугского месторождения

Условные обозначения:

— листрические разломы ◆ газ

Таблица

Пачка, пласт	№ ск ва жи ны	Содержание, % мол. (г/см ³)							
		Метан	Этан	Пропан	Бутан	Пентан + выс- шие	Азот + ред- кие	Угле- Кис- лый газ	Ге- лий
N ₁ kg II	45	98,78	0,22	0,01			0,90	0,08	0,01
(P ₃ -N ₁ ¹) MI ₁	2	99,09	0,81				0,1		
(P ₃ -N ₁ ¹) MI ₁	9	99,44					0,56		
		98,94					0,76	0,3	
(P ₃ - N ₁ ¹) M II									
(P ₃ - N ₁ ¹) MII ₂	40	97,3	2,09	0,21	0,09		0,2	0,1	0,01
		98,04	1,57	0,14	0,07		0,07	0,1	0,01
P ₃ chd III ₁	64	98,36	0,59	0,02			0,87	0,15	0,01
P ₃ chd III	23	98,32	1,03	0,04			0,51	0,1	
	37	98,32	1,03	0,04			0,51	0,1	
	40	97,19	2,08	0,04	0,01		0,57	0,1	0,01
P ₃ chd IIIa	34	99,07	0,41	0,04			0,40	0,06	0,01
		99,19	0,35	0,03			0,36	0,06	0,01
P ₂ th	10	98,35	0,54	0,24	0,09	0,03	0,3	0,42	0,02
	30	97,53	1,58	0,08	0,15	0,07	0,48	0,10	

Литература

1. Попков В.И., Соловьев В.А., Соловьева Л.П. Грязевой вулканизм, сейсмичность и нефтеносность [Текст] // жур. Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений №6 / - 2010. – с. 27-32.

ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРЫ ВТОРИЧНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЗОЗОЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А.Д. Коробов¹, Л.А. Коробова¹

¹СГУ, Саратов, korob@info.sgu.ru korobova@yandex.ru

Несмотря на определенные успехи, достигнутые в последние десятилетия в оценке масштабов нефтегазообразования, при выяснении соотношения между количеством органического вещества (ОВ), принявшем непосредственно участие в генерации углеводородов (УВ), и количеством УВ, скопившихся в залежах, возникают известные трудности. При рассмотрении конкретных геолого-минералогических или геолого-геохимических данных по многим нефтегазоносным бассейнам обнаруживаются существенные отклонения от общепринятых закономерностей и даже противоречия. Так, одни исследователи считают, что главная зона нефтеобразования начинается на глубинах с температурой 50-60° С, тогда как другие – с температурой 120-140° С. Кроме того, примеры такого несоответствия в осадочных бассейнах с ископаемыми рифтами связаны с вторичным разуплотнением песчаников под действием горячих циркулирующих на глубине растворов. Породы, характеризующиеся высокими стадиями изменения ОВ, в таких случаях становятся рыхлыми, легко проницаемыми. В прогретых (в том числе и упомянутыми водами) породах органическое вещество легче преобразуется, чем минеральное. В этой связи, недоучет характера наложенных изменений самих пород, насыщенных рассеянным ОВ, приводит к неправильной оценке регионального уровня литогенеза осадочных толщ и прогнозу нефтегазоносности территорий.

Для того, чтобы повысить точность определения температур и проследить изменение палеотермического поля на различных стадиях эпигенетического (катагенетического) минералообразования, в последние годы делались неоднократные попытки совместного использования в нефтегазовой геологии палеотермометрии как по газово-жидким включениям (ГЖВ) в аутигенных минералах (кальцит, анкерит, доломит, кварц, галит и др.), так и по отражательной способности витринита (Гигашвили, 1979; Лукин и др., 1987; Шапенко, Щепеткин, 1978). При этом, в частности, было предложено различать показатели кондуктивного и конвективного палеогеотермического режимов (Канана, Матвеев, 1986) и сравнивать наибольшие значения каждого из них для разработки критериев дифференциации тектонических особенностей седиментационных бассейнов. В итоге были выделены структуры с устойчивым

прогибанием, тектоно-магматической активизацией и т.д. (Лукин и др., 1987). Однако в расчетах были задействованы только максимальные палеотемпературы, полученные по ГЖВ, и не учитывались остальные, характеризующие многие промежуточные стадии развития гидротермальных систем. Работа, которая в известной степени восполняет эти пробелы, была нами осуществлена на действующих геотермальных месторождениях Камчатки и Курильских островов, а ее результаты распространены на древние и молодые гидротермальные системы областей наземного вулканизма (Коробов, 1995; Коробов и др., 1993). На основании этого авторами разработана минералогика-катагенетическая шкала фазовой зональности углеводородов для осадочных бассейнов с ископаемым континентальным рифтом. Она отражает принципиальную схему сопоставления шкал катагенеза и углефикации ОВ и вертикальной зональности нефтидогенеза с вертикальной температурной и метасоматической зональностью гидротермальных систем рифтовых осадочных бассейнов (рисунок).

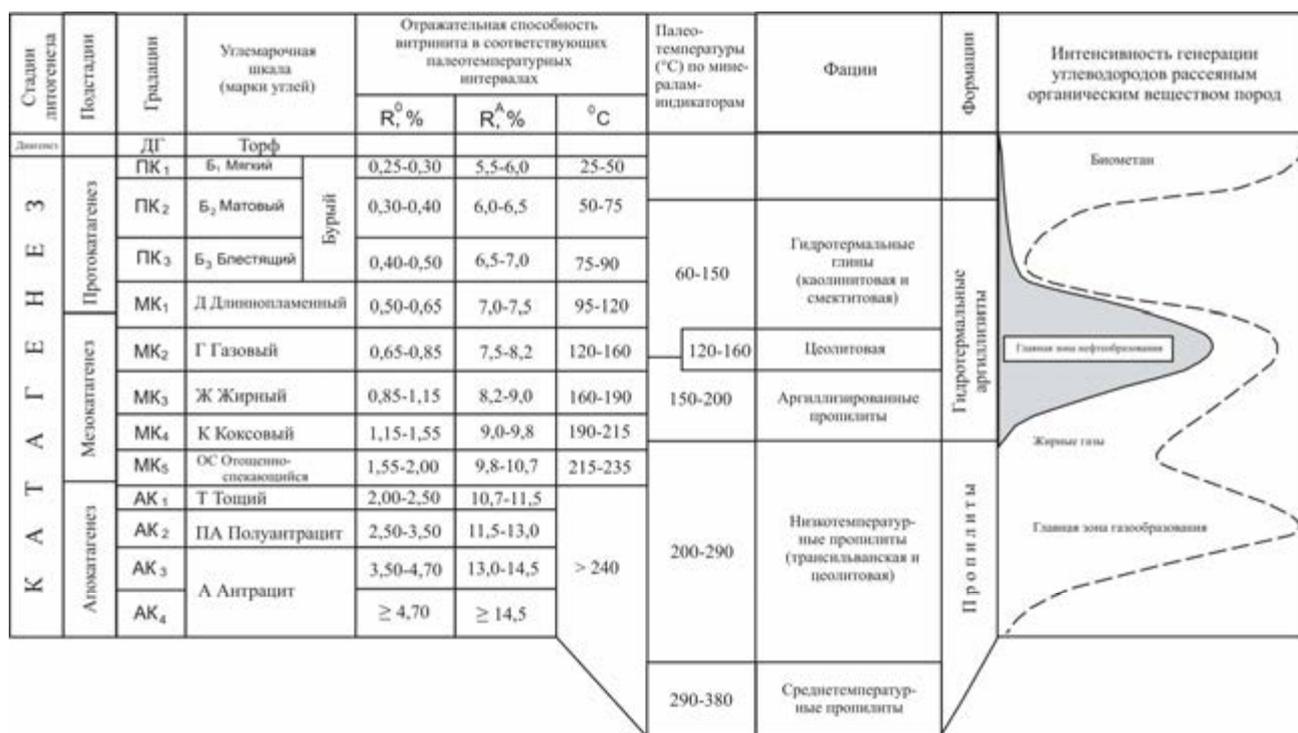


Рисунок. Принципиальная схема сопоставления шкал катагенеза и углефикации ОВ (Аммосов и др., 1980), а также вертикальной зональности нефтидогенеза (по Вассоевичу) с вертикальной температурной и метасоматической зональностью гидротермальных систем рифтогенных осадочных бассейнов (Коробов, 1995)

При таком подходе появляются минералы-индикаторы и, в первую очередь, слоистые силикаты, позволяющие, с одной стороны, более точно оценить температуру преобразования вмещающих пород на различных этапах

развития нефтегазоносных территорий, а с другой – выяснить саму природу региональной или локальной минерагении. Изложенный в докладе материал позволяет сделать следующие основные выводы:

1. При прогнозировании нефтегазоносных коллекторов в алевро-песчаных и глинистых (богатых ОВ) породах рифтовых осадочных бассейнов первостепенное значение имеет выявление участков с признаками резкой активизации конвективного теплопереноса, обусловленного циркуляцией гидротерм.

2. Чуткими индикаторами процессов преобразования осадочных толщ горячими растворами являются новообразованные глинистые минералы и их парагенезисы. В алевро-песчаных породах под воздействием гидротерм с температурой 200-300° С возникали продуктивные вторичные (пропилитовые) коллекторы. Характерные аутигенные минералы: ломонтит + Mg-хлорит.

В глинистых изначально обогащенных ОВ отложениях баженовской свиты при температурах >150° С образовывались УВ и начиналась гидрослюдизация смектитов. В зонах, где прогрев пород баженовской свиты достигал 200-300°С и обеспечивалось господство аутигенных гидрослюдов и слюдов, можно прогнозировать промышленные залежи углеводородов.

3. Формирование вторичных коллекторов в алевро-песчаных и глинистых (богатых ОВ) породах и их заполнение углеводородами происходило почти одновременно с той лишь разницей, что в глинистых толщах УВ возникали *in situ*, а в алевро-песчаные породы они поступали с гидротермами извне.

4. Количество находящихся в алевро-песчаных коллекторах смешанослойных образований и соотношение в них разбухающих (смектитовых) и неразбухающих (хлоритовых, слюдистых) пакетов позволяет оценить качество ловушки и вероятность присутствия в ней углеводородов.

5. Корреляция зональности состава аутигенных хлоритов из алевро-песчаных коллекторов с фазовой зональностью находящихся в этих коллекторах нефтидов обусловлена прогревом материнских толщ в процессе тектоно-гидротермальной активизации.

6. Возникновение новых и переформирование старых залежей УВ было связано с конкретными этапами тектоно-гидротермальной активизации региона.

РИФТОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ПЛАТФОРМ КАК ПОРОЖДЕНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПОРОДАХ ФУНДАМЕНТА И ЧЕХЛА

А.Д. Коробов¹, Л.А. Коробова¹, А.Т. Колотухин¹, В.М. Мухин¹

¹СГУ, Саратов, korobovea@yandex.ru, korob@info.sgu.ru

Установлено (Коробов и др., 2004), что характер эпигенетических изменений пород фундамента и осадочного чехла Западно-Сибирской плиты контролируется разрывными нарушениями и определяется вспышками гидротермальной деятельности, которая сопровождала периоды тектонической перестройки региона. В течение мезозоя активизация Западно-Сибирской плиты возобновлялась неоднократно. В частности, она имела место в средней юре (180-160 млн. лет), раннем мелу (неокоме - 145-120 млн. лет) и позднем мелу – раннем палеогене (100-60 млн. лет) (Федоров и др., 2004). При тектонической активизации эпицентры гидротермальных процессов были сосредоточены в погребенных рифтах и изолированных впадинах, порожденных раннемезозойским континентальным рифтогенезом (Коробов и др., 2004). Именно в толщах изверженных пород T_{1-2} (туринская серия и ее аналоги), выполняющих наложенные на палеозойский фундамент структуры, зарождались и циркулировали горячие растворы, значительная часть которых проникала в осадочный чехол по разломам. Различия тектонических позиций рифтов и генетически с ними связанных изолированных впадин определили специфику заполняющего их изверженного материала и постмагматических явлений, в этих структурах протекавших. Это касается гидротермальных процессов как доюрской (доплитной) стадии, так и тех, что сопровождали тектоническую активизацию уже сформировавшейся молодой платформы. В рифтах и надрифтовых желобах господствовало высокотемпературное (цеолитовые и трансильванские пропилиты), а в изолированных депрессиях и перекрывающих породах чехла – более низкотемпературное (вторичные

кварциты, аргиллизиты) гидротермальное минералообразование. Так, в Широтном Приобье (Талинское месторождение) в изолированных впадинах риолиты туринской серии и перекрывающие пласты ЮК₁₀₋₁₁ шеркалинской пачки (верхний лейас) испытали сернокислотное выщелачивание (150-250°C) с образованием вторичных кварцитов (Коробов и др., 2011) – продуктивных новообразованных коллекторов. Присутствие крупнокристаллического перекристаллизованного (изверженные породы) и регенерационного (терригенные породы) кварца, а также триклинного структурно совершенного крупночешуйчатого каолинита (в меньшей степени диккита) является главным минералогическим показателем возможной нефтенасыщенности коллекторов фундамента (Шаимский район) и чехла (Красноленинский свод).

Формация пропилитов, генетически взаимосвязанная с вторичными кварцитами, масштабно проявлена в пределах Большехетской впадины, которая находится в непосредственной близости от окружающих ее с трех сторон погребенных континентальных рифтов: на западе и севере – Колтогорско – Уренгойского, а на востоке – Худосейского. Там на Северо-Хальмерпаютинском газоконденсатном месторождении вторичные коллекторы возникли за счет гидротермальной ломонтитизации песчаников и алевропесчаников валанжинского яруса (K₁). Продуктивные коллекторы, вскрытые скв. 2051 в инт. 3343,0-3367,0 м, образовались за счет низкотемпературной цеолитовой пропилитизации (200-290°C). Ломонтит – индикаторный минерал цеолитовых пропилитов – своим появлением заметно улучшает проницаемость пород. Выявленная для пород чехла связь вторичных процессов с фильтрационными характеристиками в полной мере справедлива и для базальтов T₁₋₂ Колтогорско-Уренгойского грабена. Так, самыми высокими коллекторскими свойствами обладают зоны интенсивной гидротермальной проработки (цеолитизации) рифтовых базальтов, вскрытых Тюменской сверхглубокой скв. СГ-6 в инт. 6822,0-68860м. Пористость пород в этих частях разреза достигает 19 %, а проницаемость - $11 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$. Пустотное пространство коллектора образовано как порами, так кавернами и трещинами.

Размер каверн может составлять 22 мм. В этом интервале сосредоточены максимально ломонтитизированные, в меньшей степени эпидотизированные, альбитизированные и хлоритизированные базальты. Низкие коллекторские свойства вулканитов обусловлены заполнением пустот гидротермальным кварцем и карбонатами (Ехлаков и др., 2001; Сиротенко, Горбачев, 2000).

По данным Т.В. Карасевой (Белоконь) с соавторами (1996, 2004) и Ю.А. Ехлакова с коллегами (2001), из метасоматически измененных (ломонтитизированных и эпидотизированных) базальтов скв. СГ-6 в интервале 6622,0-6654,0 м получен приток низкоминерализованной воды с газом (метан до 98%). Пропилитизированные газоводонасыщенные базальты-коллекторы обладают пористостью до 15% и проницаемостью до $7 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$. В качестве флюидоупора в этом случае могут быть хлоритизированные и карбонатизированные базальты, залегающие на глубине 6579,0-6520,0 м (Ехлаков и др., 2001), которые мы относим к трансильванским пропилитам. Второй случай, когда гидротермально измененные рифтовые базальты Т₁₋₂ выступают в роли коллекторов, описывают Л.В. Сиротенко и В.И. Горбачев (2008) на примере Ен-Яхинской сверхглубокой параметрической скв. СГ-7, пробуренной на севере Западной Сибири. Там в результате испытаний в интервале 7124,0-7163,0 м было получено 48 м³/сут. углеводородного газа с водой. Это свидетельствует о возможной локализации газа в пропилитизированных рифтовых базальтах.

Сказанное находится в соответствии с представлениями К.Н. Кравченко, О.В. Ивановой, Ю.К. Бурлина и Б.А. Соколова (2000) о том, что крупнейшие газовые скопления приурочены к внутренним срединным частям крупнорифтогенных арктических нефтяных бассейнов. В зонах уникального газонакопления, по их мнению, нижняя часть чехла, в которой сосредоточены основные материнские породы, глубоко погружена и интенсивно апокатагенетически преобразована. В свете предлагаемой нами модели «апокатагенез» К.Н. Кравченко и его коллег (2000) соответствует среднетемпературной пропилитизации (290-380°C). Последняя генерировала

огромное количество «нижнего высокотемпературного газа» который, по мнению вышеуказанных авторов, выступал в роли поршня УВ смеси и совместно с газоконденсатом осуществлял субвертикальную сквозьрезервуарную миграцию до наиболее надежных покрышек в верхней части чехла, где формировались промышленные залежи. При этом, в частности, происходило поршнеобразное оттеснение нефти в газоконденсатных растворах за пределы рифта, где господствовали более мягкие термобарические обстановки. Сказанное иллюстрируется приуроченностью газовых месторождений (Ямбургское, Северо-Уренгойское и др.) к центральным надрифтовым частям Колтогорско-Уренгойского грабена, а нефтяных (Самотлор, Федоровское и др.) – к участкам заметно удаленным от рифта.

Установлено (Коробов, Коробова, 2008), что фазовая зональность нефтидов в осадочных бассейнах с погребенным континентальным рифтом контролируется региональной метасоматической зональностью, возникшей в нефтегазоматеринских породах при тектоногидротермальной активизации: газ (пропилиты среднетемпературные 290-380°C) → газоконденсат (пропилиты низкотемпературные 200-290°C) → нефть+газоконденсат (гидротермальные аргиллизиты 170-200°C) → нефть (гидротермальные аргиллизиты 60-170°C). На основании вышеизложенного можно говорить о существовании в Западной Сибири единой нефтегазогенерирующей и нефтегазоносной системы, объединяющей нетрадиционные коллекторы в породах переходного комплекса (фундамента) и вторичные гидротермальной природы коллекторы чехла. Все это доказывает существование особого рифтогенно-осадочного формационного комплекса платформ, для которого характерно единство эпигенетических преобразований пород фундамента (переходного комплекса) и чехла. Основные преобразования в нем проходили в среднеюрско-раннепалеогеновое время. Этот комплекс необходимо рассматривать с новых позиций как нефтегазоперспективный поисковый объект.

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ МАРКЕРЫ ПУТЕЙ МИГРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДСОДЕРЖАЩИХ ФЛЮИДОВ

Э.А. Королев¹, В.П. Морозов¹, Л.В. Леонова²

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Edik.Korolev@ksu.ru

² Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, lvleonova@yandex.ru

Миграция углеводородсодержащих флюидов в горных породах сопровождается локальными изменениями геохимических параметров среды. Вариации кислотности-щелочности и окислительно-восстановительного потенциала создают условия для перераспределения минерального вещества, что отражается на структурно-вещественных характеристиках пород, по которым перемещаются растворы. Наиболее благоприятными путями миграции флюидов, как правило, являются области развития региональных разломов. Приуроченные к ним зоны разуплотнения создают предпосылки как для латерального, так и вертикального перемещения глубинных растворов. В последнем случае над водно-углеводородными фильтрационными потоками образуются очаги разгрузки в виде вертикальных каналов, секущих толщи осадочных пород вплоть до земной поверхности. Подобные участки заметно отличаются от вмещающих пород своими аномальными минеральными ассоциациями и локальной областью распространения. По эти признакам можно выявлять пути миграции водно-углеводородных растворов.

В работе рассмотрены литогенетические маркеры путей миграции углеводородсодержащих флюидов зоны Волжского регионального разлома в области сочленения южного сегмента Казанско-Кировского прогиба с Токмовским сводом. Признаками фильтрации водно-углеводородных потоков по данному разлому являются битуминозные проявления в антиклинальных структурах III и IV порядков (Сюкеевская, Камско-Устьинская), пространственно приуроченных к рассматриваемой дизъюнктивной зоне. Учитывая, что наиболее интенсивная миграция углеводородов осуществлялась в период перестройки структурного плана Волго-Уральской антеклизы [1], логично предположить приуроченность возможных проявлений зон разгрузок

катагенных флюидов к отложениям казанского и уржумского ярусов среднего и верхнего отделов пермской системы.

В пределах Сюкеевской и Камско-Устьинской брахиантиклинальных структур отложения видимой части казанского яруса представлены мелководно-морским осадочным комплексом. Переслаивание в разрезе различных структурных типов седиментационно-диагенетических доломитов, гипсов и мергелей указывает, что в это время здесь развивался осолоняющийся морской бассейн осадконакопления. Отложения уржумского яруса напротив представлены терригенным континентальным комплексом, в составе которого переслаиваются красноцветные мергели, глины, алевролиты и песчаники. В это время на рассматриваемой территории существовала обширная аккумулятивная равнина, где накапливался сносимый с Уральских гор обломочный материал.

В пределах вышеназванных осадочных и осадочно-диагенетических отложений по литогенетическим маркерам выделяются три событийных уровня, каждый из которых приурочен к определенному литолого-стратиграфическому интервалу.

Наиболее ранний уровень отмечается в осадочно-диагенетических микрозернистых доломитах печищинских слоев верхнеказанского подъяруса. Здесь следы подводных высачиваний фиксируются в виде скульптурных обособлений, формой напоминающих конусовидные пирамидки или круглые и овальные кольца. Диаметр обособлений не превышает 10,0 см, при высоте от 1,0 до 5,0 см. Для всех выявленных морфологических форм характерно наличие одного или нескольких концентрических валиков, расположенных вокруг выпуклой полусферы или сквозного канала. В последнем случае ближайший к каналу валик с поверхности прорезан бороздами, похожими на следы от растекающегося по нему раствора. Состав рассматриваемых обособлений кремнистый или аналогичен составу вмещающих пород. Несмотря на кажущуюся их слитность с доломитами, они все же представляют собой обособленные тела, обладающие четкими внешними границами. Поэтому при механических сколах пород по напластованию на их поверхностях хорошо

проявляется рельеф этих образований. Характер расположения скульптурных обособлений в биохомогенных доломитах и особенности их взаимоотношения ясно указывают на временную сингенетичность этих образований с вмещающими породами.

Анализ современных форм рельефа, образующихся при подводных высачиваниях подземных растворов со дна водоемов, показывает их схожесть с обособлениями верхнеказанского подъяруса. Так скульптурные тела в виде концентрических валиков, окружающих выпуклые полусферы, по своему облику полностью соответствуют морфологическим образованиям на месте выходов грифонов. Поэтому можно считать, что обособления в доломитовых породах маркируют места выходов на дне Казанского палеоморя подземных флюидов.

Второй по времени событийный уровень отмечается в плотных микрозернистых доломитах верхнеуслонских слоев верхнеказанского подъяруса. Здесь фиксируются диагенетические кремнистые конкреции, часть из которых содержит захваченные в процессе своего формирования включения водно-углеводородных флюидов. По результатам электронного парамагнитного резонанса нефть, заключенная в конкрециях, по своим характеристикам аналогична девонской нефти, добываемой на территории Татарстана. Учитывая длительность образования кремнистых агрегатов, можно предполагать, что миграция углеводородсодержащих растворов охватывала значительный интервал времени, по крайней мере, равный периоду образования 5,0-6,0 метровой доломитовой толщи.

Заключительный событийный уровень отмечается в континентальных отложениях уржумского яруса. Здесь среди однородных мергелисто-глинистых толщ залегают травертиновые холмы, по времени образования сингенетичные с вмещающими породами. Их высота составляет от 0,5 до 1,5 м при диаметре в основании 2,0-4,0 м. Холмы сложены высокопористым известковым туфом, пигментированным окислами-гидроокислами железа. В некоторых из них

можно наблюдать сквозные вертикальные каналы, по которым шли восходящие водно-углекислые растворы.

Рассмотренные литогенетические образования, разобщенные по стратиграфическим подразделениям, но пространственно приуроченные к одной разломной зоне, являются своеобразными маркерами очагов разгрузки эволюционирующих во времени углеводородсодержащих флюидов. Учитывая вертикальную структурно-вещественную зональность аутигенных агрегатов, можно предположить, как менялся основной компонентный состав растворов. На первых этапах по Волжскому разлому, очевидно, шла миграция водно-углекислых флюидов с примесью углеводородов. Разгружаясь в придонной части осолоняющегося Казанского палеоморя, они в местах выходов распределяли воды и поставляли питательные элементы, создавая предпосылки для развития микробиальных сообществ и осаждения кремнезема. За счет этого вокруг сипингов образовались доломитовые и кремнистые обособления. Затем состав растворов изменился на существенно водно-углеводородный. Высачиваясь на поверхность, флюиды пропитывали доломитовые породы. Образующиеся в это время диагенетические кремнистые конкреции, захватывая газовой-жидкие компоненты, сохраняли реликты пришедшей нефти от последующего биохимического разложения. Завершающая фаза миграции катагенных растворов, проявившаяся в уржумский век, вновь была представлена водно-углекислым флюидом. Локальные прорывы подземных вод насыщенных углекислотой создавали в континентальных отложениях травертиновые холмы, контрастно выделяющиеся среди мергелисто-глинистых пород.

Литература

1. *Игнатьев В.И.* Формирование Волго-Уральской антеклизы в пермский период. Казань: Изд-во Казанского университета, 1976. – 256 с.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БЫСТРИНСКО-ВАЧИМСКОГО ВАЛА (СУРГУТСКИЙ СВОД, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

И. М. Кос¹, И. В. Осадчий², А. П. Золотов²

¹ОАО «СУРГУТНЕФТЕГАЗ», Сургут, kos_im@surgutneftegas.ru

²ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, osailua@mail.ru; aleksandr_zolotov@vsegei.ru

Выявление и характеристика фациальной принадлежности песчаных тел юрских отложений Западной Сибири приобретает большое значение при поисках литологических ловушек, позволяя осуществить прогноз их пространственного размещения и изменения фильтрационно-ёмкостных свойств пород [1].

На основе кернового материала и геофизических исследований поисково-разведочных скважин, проведено комплексное седиментологическое изучение нефтеносного горизонта ЮС₂ средне-позднебатского возраста. Прослежены зависимости фильтрационно-ёмкостных свойств отложений от их состава и обстановок накопления, дан прогноз распространения пород-коллекторов по вертикали и латерали, выполнены палеогеографические реконструкции.

Наряду с учетом анализа текстурных особенностей керна и петрохимических данных проводилась диагностика фаций и реконструкция условий формирования среднеюрских отложений с использованием электрометрических моделей фаций, разработанных В.С. Муромцевым (1984), палеодинамических реконструкций по методу Г.Ф. Рожкова (1978) и палеогеоморфологических реконструкций.

На изучаемой территории среднеюрские отложения, представлены аллювиальными осадками тюменской свиты, перекрываются морскими, преимущественно глинистыми породами, абалакской свиты (на западе) и нижневасюганской подсвиты (на востоке), входящими в состав васюганского

стратиграфического горизонта. Индексация песчаных пластов и разделяющих их глинистых толщ проведена согласно [4].

Горизонт ЮС₂ залегает в кровельной части тюменской свиты, имеет сложное неоднородное строение, представлен частым чередованием прослоев мелкозернистых песчаников, алевролитов и глин с редкими прослоями углей. По мнению большинства исследователей, нижняя часть (пласт ЮС₂²) представлена осадками континентального генезиса (отложения комплекса гумидных равнин), а верхняя (пласт ЮС₂¹) – отложениями смешанного генезиса (переходными и осадками морского мелководья).

Пласт ЮС₂² слагается преимущественно песчаниками от мелко- до мелко-среднезернистых, редко крупно-среднезернистых, послойно алевролитами разнозернистыми до мелкозернистых, с повышенным содержанием нефтенасыщенных разностей. Преобладают массивные, реже горизонтально-волнистые, линзовидные, нечетко прерывисто-косослоистые типы текстур [2]. Присутствуют остатки углистого детрита, включения обугленных растительных остатков, тонкие линзочки и прослои углей.

По литолого-фациальным характеристикам наиболее перспективными на поиски песчаных тел со сравнительно благоприятными коллекторскими свойствами в пласте ЮС₂² отнесены песчаные тела палеорусел, меандрирующих палеорек, прирусловых песков, песчаных отмелей, вдольбереговых валов, менее перспективны отложения речной поймы, пойменные, пойменные с развитием протоков и периодическим заболачиванием.

Пласт ЮС₂¹ слагается песчаниками мелкозернистыми и средне-мелкозернистыми, реже алевролитами разнозернистыми и крупно-мелкозернистыми. В породах преобладают горизонтальнослоистые, прерывисто-косослоистые, пятнисто-косослоистые, реже линзовидно-наклонно-косослоистые текстуры, в кровельной части часто присутствуют ростры белемнитов [3].

К наиболее перспективным на поиски песчаных коллекторов с благоприятными литологическими характеристиками и строением разреза в

пласте ЮС₂¹ отнесены песчаные тела континентального генезиса: палеорусловые, речной поймы; из переходных от континентальных к прибрежно-морским: палеопотоковые, вдоль береговых течений, песчаных отмелей, прибрежных, приустьевых баров, головных частей разрывных течений, регрессивных песков барового типа и мелководно-морские отложения со средней гидродинамикой.

Для каждого перечисленного типа выявлены наборы характерных показателей, отражающих особенности строения их разрезов, соотношение литологических типов пород, вариации песчаности и др.

Литература:

1. Кос И. М., Коровина Т. А., Федорцов И. В. и др., Влияние литологических особенностей пород на процессы разведки и разработки юрских отложений Широкого Приобья. // Нефтяное хозяйство, 2004. № 2. С. 70-73.
2. Мухер А. Г., Мясникова Г. А., Тугарева А. В. Строение и перспективы нефтегазоносности ниже-среднеюрских отложений в связи с переоценкой потенциальных ресурсов на территории ХМАО // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО, 2005. С. 164-177.
3. Никонов В. Ф., Ревнивых В. А. Региональные особенности осадконакопления в Западной Сибири как один из критериев корреляции разрезов и интерпретации сейсморазведочных данных. // Вопросы геологии, бурения и разработки нефтяных и газонефтяных месторождений Сургутского региона. Екатеринбург. Путиведь. 2001. – 245 с.
4. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Новосибирск. 2004. – 114 с.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДА РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

В.В. Костылева

Геологический институт РАН, Москва, kovikto@yandex.ru

Среднеюрские отложения широко распространены на юго-западе Татарстана. Они представлены хорошо фаунистически охарактеризованными нижне- и среднекелловейскими терригенно-карбонатными толщами и «немой», генетически неопределенной терригенной докелловейской толщей по палинологическим данным отнесенной к бату [1-4]. Одним из ключевых объектов для восстановления обстановок осадконакопления среднеюрских отложений юго-запада Татарстана является обнажение на правом берегу Куйбышевского водохранилища в урочище Тархановская Пристань (рисунок). Здесь вскрыт коренной разрез среднеюрских отложений, залегающих на глинах и известняках верхней перми и перекрытых глинами верхней юры (см. рисунок). Обнажение представляет интерес тем, что на всей территории Ульяновского Поволжья только в этой местности обнаружены охарактеризованные аммонитами отложения позднего байоса и позднего келловея [5, 6].

Детальные литологические исследования здесь не проводились. Для восстановления обстановок осадконакопления наряду с биостратиграфическим главными стали методы литолого-фациального и минералого-петрографического анализа отложений.

Среднеюрские отложения представлены четырьмя пачками. Три нижние терригенные пачки слагают докелловейскую часть разреза. Четвертая пачка верхнекелловейских известняков и мергелей отделена от нижележащих элювиально-эрозионным перерывом (см. рисунок).

Нижняя пачка (I) фаунистически не охарактеризована, и сложена глинистыми и песчаными отложениями открытого мелководного шельфа (М 6 м). Выше залегает невыдержанная по простиранию глинистая пачка (II)

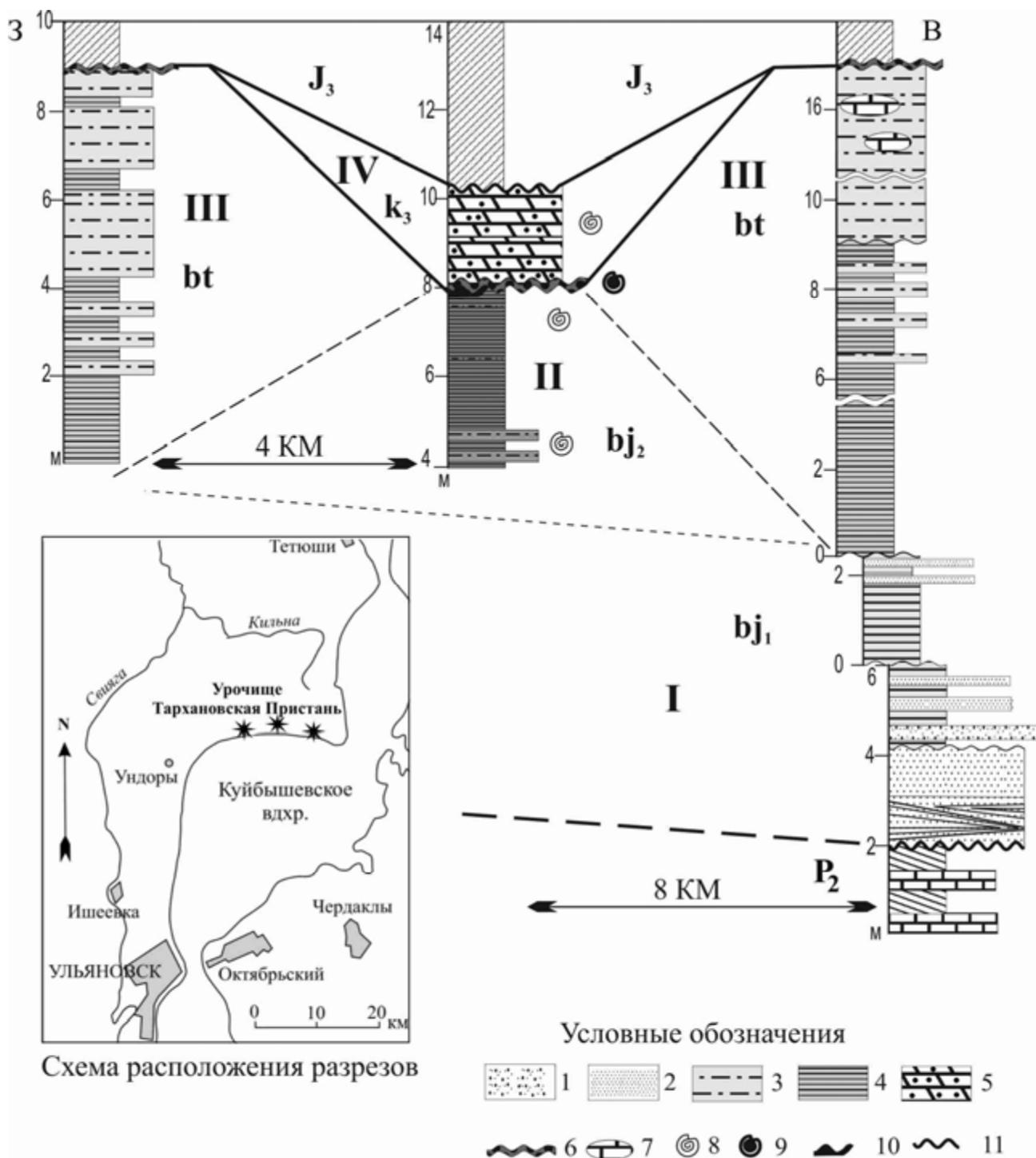


Рисунок. Строение разрезов среднеюрских отложений урочища Тархановская Пристань
 Условные обозначения: 1- гравелиты, 2- пески, 3- алевриты, 4- глины, 5- мергели с железистыми оолитами, 6- прослой железистых оолитов, 7- караваяобразные стяжения, 8- аммониты, 9- фрагменты аммонитов, 10- лимонитовая корка, 11- перерывы. Римскими цифрами обозначен номера пачек

заливно-лагунных отложений (М до 4 м) венчающихся поверхностью твердого дна – лимонитовой коркой толщиной до 0.2 м. Пачка содержит аммониты и двустворки позднего байоса. Пачка I условно отнесена к нижнему байосу, так

как обе пачки представляют собой единый трансгрессивный цикл седиментации. Выше залегает глинисто-алевроитовая пачка мелководно-морских отложений (III), венчающаяся лёссоподобными алевроитами (М до 16 м), которые содержат караваеобразные стяжения (до 2 м в поперечнике) известковых алевролитов. Пачка III залегает на пачке I со стратиграфическим перерывом и сопоставляется с широко распространенными в Среднем Поволжье песчано-глинистыми отложениями, датированными батским веком [2]. Частично эродированные отложения верхнего байоса и бата перекрыты прослоем железистых оолитов с окатанными ядрами раннекелловейских аммонитов, ростров белемнитов и фрагментами лимонитовой корки. Прослой представляет собой сочетание эрозионной поверхности и горизонта конденсации, в объеме нижнего келловея. Разрез венчает пачка (IV) слабо глинистых известняков и мергелей с раковинами позднекелловейских аммонитов и перемытыми железистыми оолитами (М до 2 м).

Каждая пачка характеризует особенности обстановок осадконакопления. В раннем байосе седиментация происходила на фоне медленного прогибания территории в условиях открытого мелководья с преобладанием штормового режима, где накапливались глинисто-песчаные отложения пачки I. В позднем байосе осадконакопление продолжалось в заливно-лагунных условиях, где шло накопление глинистых тихоходных отложений пачки II, завершившееся формированием поверхности твердого дна, образовавшегося при остановке терригенного осадконакопления, вызванного тектонической стабилизацией. Присутствие гумусовой органики и каолинит-смектит-гидроslюдистый состав глин свидетельствуют об умеренном гумидном климате в байосский век. В батском веке условия осадконакопления изменились. Лёссоподобные отложения накапливались в мелководной части шельфа с преобладанием волнового бесштормового режима. Осадочный материал поступал на шельф в результате эолового разноса, что свидетельствует о сухом, вероятно холодном климате, и опустынивании прилегающих к побережью областей. Это подтверждается преобладанием смектита в составе глинистого вещества

отложений. В раннем келловее, после перерыва осадконакопление возобновилось и продолжалось в течение раннего и среднего келловья. Седиментация носила дискретный характер: периоды накопления осадков сменялись их размывом и выносом осадочного материала, в результате чего на эродированной поверхности батских и байосских пород накапливались топографически слабо перемещенные грубообломочные компоненты. В позднем келловее осадконакопление прекратилось. Формирование слоя железистых оолитов происходило в прибрежной гидродинамически умеренно подвижной зоне шельфа, возможно, в морском заливе. В конце позднего келловья в удаленной от побережья тиховодной зоне шельфа накопились глинисто-карбонатные отложения пачки IV. Их формирование происходило при периодическом влиянии волновых процессов, взмучивавших карбонатно-глинистые илы и перемешивавшие их с подстилающим горизонтом конденсации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 11-05-01122) и Программы РАН «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем».

Литература

1. Блом Г.И. Некоторые вопросы стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений Волго-Окского междуречья и бассейна рек Камы и Вятки // Учен. зап. Казанского унив. 1956. Т. 115. Кн. 16. Геология. Вып. 23. С. 133-143.
2. Геология Татарской АССР и прилегающей территории в пределах 109-го листа. Ч. 1. М.-Л.: ГОНТИ, 1939. 228 с.
3. Геология Татарстана. Стратиграфия и тектоника. М.: ГЕОС, 2003. 401 с.
4. Корчагин В.В. Литология юрских отложений юго-западной части Татарской АССР и смежных с нею районов. Изд-во Казанского унив. 1962. 142 с.
5. Мумта В.В. О пограничных отложениях келловья и оксфорда бассейна Волги // VM Novitates. 2003. № 11. 21 с.
6. Мумта В.В. Верхний байос в Среднем Поволжье (Татарстан) // Палеострат-2010. М: ПИН РАН, 2010. С. 33-34.

О РАЗВИТИИ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ, НА ПРИМЕРЕ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА РОССИИ

В.А. Кошелева¹, Д.В. Каминский¹, А.И. Школа¹, Э.И. Сергеева²

¹ ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, vkosheleva@bk.ru

² СПбГУ, Санкт-Петербург

I этап (до 1930 г.) – *этап эпизодических знаний*. На арктическом шельфе России он начинается с XIX века. Характеризуется эпизодическим, в основном, макровизуальным изучением осадков на отдельных, южных участках морей (Ф. Литке, 1821-1824; А.Э. Норденшельд, 1878-1880; Ф. Нансен, 1893-1896; Н.М. Книпович, 1898-1906 и др.). С создания Плавморнина (1921), эпизодические исследования осадков стали регулярными.

II этап (1930-1949 гг.) – *этап локальной детализации*. Изучение донных осадков становится систематическим на отдельных, локальных участках морей. Сбор проб проводят океанологические экспедиции Арктического института; комплексная океанографическая экспедиция на ледоколах: «Ф. Литке», «Красин», «Северный полюс» и др. Появляются работы об осадках внешнего шельфа. Грунтовые пробы лабораторно не изучались, в лучшем случае, определяется лишь гранулометрический состав осадков.

На III этапе (1950-1965 гг.) – *этапе планомерного изучения поверхностных осадков*, пробоотбор (донные станции) стал проводиться планомерно. Это экспедиции ПИНРО, ВНИРО, ИО АН СССР, НИИГА, ААНИИ, ММБИ КФ АН СССР. Результат исследований – публикации сотрудников данных институтов: В.Н. Сакса (1952); А.А. Кордикова. (1952,1953); Кленовой (1960) и др.

IV этап (1970~2010 гг.) – *этап изучения плейстоцен-голоценовых отложений* арктических морей России, вскрытых грунтовыми трубками. Пробоотбор проводили на судах и ледоколах сотрудники ПГО «Севморгеология»; ВНИИОкеангеология, ВСЕГЕИ; ИО РАН и др. В эти годы изучается геология прилегающей суши и островов, что отражено в соответствующих томах ВНИИОкеангеологии. Появляются публикации, по отдельным аспектам седиментологии и акваториям (Лапина, Кулаков, Мусатов,

Спиридонов, и др.). В 2002г. В.А. Кошелева защитила докторскую диссертацию «Вещественный состав плейстоценовых и голоценовых отложений на шельфах арктических морей России». Исключительно значимыми публикациями этого периода для познания особенностей состава осадков арктического шельфа России, являются монографии А.П. Лисицына (1974, 1991, 1994).

V этап (с ~2011г) – этап углубленного изучения осадочного материала и его источников, особенностей его накопления и изменений, вызванными внутренними и внешними (наложенными) факторами. Это касается состава всех компонентов осадков и процессов их взаимодействия; с целью открытий новых седиментологических законов, выявления полезных компонентов, прогнозирования и дальнейшего управления данными процессами. Выявлять генезис составляющих осадка и особенности процессов, в них происходящих – это решать задачи по их управлению в планетарном масштабе.

Первоочередными работами этапа является комплексное изучение осадков по направлениям: - **Седиментационные процессы**, с целью выявления их аналогий в прошлом. - **Состав фильтрационно-диффузного подтока** газовой-жидких флюидов и текучих породных масс в поверхностные осадки. - **Усовершенствование и развитие методологической базы для «прямых» поисков залежей углеводородов на шельфах морей**. Это направление работ развивается во ВНИИОкеангеологии с 1948 г. «Прямые поиски...» стоят на пороге нового осмысления способов получения информации от аналитической аппаратуры и необходимости её расширения. Газовый анализ осадков на H_2 , O_2 , N_2 , CO_2 , CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , He и др., требует развития. Изотопный состав газов и химический состав более глубоких подземных вод - не изучался; **Аутигенное минералообразование**, активно проявлявшееся в осадках Арктических морей России (Кошелева, 1988, 2002), требует развития в направлении выявления новых минералов, обусловленных «прямым подтоком углеводородов». **Химический состав осадка** изменяется в процессе седиментогенеза. Это знание позволит выявить новые месторождения твёрдых полезных ископаемых (ТПИ). Современные геохимические методы экспресс-поисков месторождений рудных и драгоценных металлов, применяемые на суше, требуют анализа и совершенствования для их применения на шельфе морей. Дальнейшее геохимическое изучение осадков позволит значительно снизить стоимость

поисково-разведочных работ, направленных на выявление месторождений ТПИ; улучшит минерально-сырьевую базу страны; выявит новые закономерности седиментогенеза. - **Инженерно-геологические изыскания**, проводимые при бурении скважин, эксплуатации нефтяных платформ, позволят спрогнозировать возможную просадку грунтов из-за прессинга платформы на дно; изменение рельефа и разреза осадочной толщи вблизи платформы. - **Экологический мониторинг и прогноз ожидаемого прессинга** на окружающую среду при решении различных научных и практических задач (бурение, добыча и т.д.). - **Комплексный прогноз развития осадочного объекта и процессов в нём**, на отдельной территории, в любом масштабе и т. д. Это приведёт к возможности создания искусственных условий для формирования нужного месторождения. - **Изучение nano частиц**, поступающих различными путями в осадки морей и океанов, позволят определить их значимость, объём, состав и свойства; выяснить механизмы образования в осадочном теле отдельных видов твёрдых полезных компонентов (ЖМК, железистых корок и т.д.). Основоположником направления работ по nano частицам является академик А.П. Лисицын (2008). Изучение глинистых минералов с помощью современных микроскопов позволит разобраться и в элизионном процессе, происходящем при переходе иллита в монтмориллонит; выявить месторождения редких металлов и редкоземельных элементов в осадочном разрезе. - **Выявление выходов кимберлитовых трубок** (алмазы), на дне морей; **рудного месторождения сульфидных Cu-Ni руд; россыпных, иногда - погребённых месторождений ТПИ**. Арктический шельф России является продолжением геологических структур Европейско-Азиатского материка, значит, есть основания предполагать наличие на его дне геологических структур, аналогичных материковым. - **Изучение минерального состава осадков** на nano микроскопах, позволит выявить особенности состава и замещения отдельных элементов в кристаллических решётках минералов, изучить химические процессы, приводящие к их особенностям; выявить новые методы абсолютной датировки образования минералов, т.е. определить генезис осадка и возможных ТПИ в нём и их возраст. - **Циркон**, например. Длина штриха, образованного от распада радиоактивного элемента, в его кристалле, указывает на возраст минерала. Цирконий дорог. В России нет современных

россыпей циркона. Укрепление сырьевой базы циркония является важнейшей задачей. Это можно достичь, удешевив сырьё, путем составления эталонного атласа цирконов, по включениям химических элементов, их положению в структуре минерала; форме и цвету кристаллов; происхождению. - **Определение возраста осадочных образований** важно при выявлении месторождений и рудопроявлений различных полезных ископаемых. Не всегда в осадочных толщах присутствует палеонтологический материал. Знание причин отличия отдельных минералов, позволит определить их возраст и источник. - **Выявление индикаторов эколого-палеогеографических обстановок** отдельного района исследования. При изучении шельфового седиментогенеза, возникнут и другие направления: Комплексное изучение седиментогенеза на шельфах морей Земли. Решение прикладных задач, связанных с поисково-разведочными и эксплуатационными работами, на различные виды полезных компонентов (ТПИ, нефть, газ). Выявление новых законов развития осадочного объекта. Выявление размыва участка берега и выработки мероприятий, направленных на его восстановление и защиту. Прогноз развития седиментологических процессов на шельфе и т.д.

Аппаратурной базе Центра нужны: нано микроскоп (нано скоп); компьютерный томограф (КТ); 3D-томограф фирмы SkyScan. Аналитики ныне действующей аппаратуры, используемой различными организациями при проведении аналогичных исследований на суше, прежде всего, химической, с целью создания новой аппаратуры, позволяющей наиболее быстро и менее затратно получать нужную информацию. Испытатели новой аппаратуры; полевой «полигон» работ; интерпретаторы и исследователи получаемых результатов.

Теперь о «**Прямых** » **поисках залежей углеводородов на шельфе**. Возможно, это направление работ надо предлагать по двум направлениям:

1. **Предварительная оценка отдельного участка шельфа бассейна на возможное наличие нефтегазовой углеводородной залежи** в подстилающей осадочной толще, иногда - предполагаемая по данным геофизики. С помощью геохимических методов; анализа газовой составляющей осадка, битуминологического анализа, геологических и литологических характеристик. Масштаб исследований определяется заказчиком.

2. *Выбор конкретного участка (размером от 5х5 км), на шельфе бассейна, расположенного над нефтегазовой залежью, с целью его рекомендации для постановки добычной скважины или платформы (также – для прокладки на дне акватории – продуктопровода). Эти работы, в частном порядке, уже выполняются (Кольский шельф; Обская губа; мелководье Ямала). Почему эти работы официально полностью не перетянуть на себя? Для этого проводится комплексное геолого-литологическое обоснование выбранного участка, составляется серия карт, анализируются возможности неотектонических подвижек природного и техногенного характера; обосновываются условия экологической стабильности района, при последующей эксплуатации скважины или платформы. С учётом геохимических анализов донных осадков и их газовой составляющей, выбирается участок с максимальным объемом УВ, спокойным режимом, минимальной глубиной залегания и наиболее легко проходимыми перекрывающими отложениями.*

Разработка методики выбора места бурения нефтедобычной скважины хорошо сопровождать пакетом документов – рекомендаций по её эксплуатации. По мере добычи нефти, происходит не только её откачка, но, отчасти, *и прогибание дна к центру буровой установки, что сопровождается изменением рельефа, мощности осадочных слоёв, изменением физико-механических свойств грунтов, что может привести к взрывным выбросам УВ, газов или воды, обогащённой УВ; экологическим техногенным проблемам.* Мы эти единые рекомендации можем составить.

Мы можем (с представителями нефтяных и газовых концернов, занимающихся их добычей): 1) разработать методические рекомендации по проведению разведки, эксплуатации и завершении работ скважин, платформ, трубопроводов; 2) Проводить окончательные ревизионные заключительные работы по выбору места для скважины на шельфе или дне озера; 3) Осуществлять предварительный поиск нефтегазовых залежей на шельфе морей с минимальными материальными затратами – геохимическими исследованиями состава осадков. Включённых в осадок газов и подземной воды.

БИОГЕННАЯ И АБИОГЕННАЯ ЧАСТЬ РАССЕЯННОГО ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В МОРЯХ РАЗЛИЧНЫХ ПРИРОДНЫХ ЗОН РОССИИ

М.Д. Кравчишина

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, kravchishina@ocean.ru

Природные воды являются сложной полидисперсной системой. Исследование взвеси как дисперсной системы требует комплексного подхода – соединения в единую картину биологических, гидрологических, оптических и геохимических параметров морской среды. Объектом нашего исследования является рассеянный осадочный материал – твердые частицы биогенной и абиогенной природы, пассивно взвешенные в морской воде и имеющие размеры от 0,5 мкм и менее до 1 мм. Взвешенные частицы служат исходным материалом для образования донных осадков. В морской воде их делят на две большие группы: минеральные и биогенные.

Комплексные исследования взвеси систематически проводятся в экспедициях ИО РАН с 2001 г. по настоящее время в Белом, Карском, Каспийском и Черном морях. Целью работы является исследование закономерностей формирования вещественного состава (гранулометрического, минерального и химического) и количественного распределения морской взвеси с применением комплексного подхода для понимания условий современного осадконакопления. Уникальность этих исследований состоит в развитии современных дистанционных (спутники) и судовых методов и подходов изучения микро- и наночастиц, проведение четырехмерных исследований дисперсной системы моря. Взвесь часто обладает развитой поверхностью и имеет высокую физико-химическую активность. Высокодисперсное вещество может участвовать в химических реакциях в качестве первостепенного реагирующего вещества или катализатора. Значение

этого фактора для биологических процессов также велико, как и для процессов неорганических.

Изучены различные свойства морской взвеси: массовая концентрация (фильтрационный метод); объемная концентрация и гранулометрический состав (кондуктометрический метод – счетчик Коултера); минеральный состав (метод рентгеновской порошковой дифрактометрии, аналитик О.М. Дара), содержание во взвеси Al , $Si_{общ}$, $Si_{аморф}$, P , $C_{орг}$, $C_{карб}$ (аналитики А.Б. Исаева, Е.О. Золотых, Л.В. Демина), как элементов–индикаторов его вещественно-генетического состава; концентрация пигментов фитопланктона – хлорофилла «а» (хл «а») и феофитина «а» стандартным флуориметрическим методом – как маркеров лабильной формы органического углерода в водной толще и донных осадках; вещественный состав с помощью электронной микроскопии. Изучено пространственное распределение взвеси в поверхностных водах, наиболее подверженных влиянию сезонных, климатических и других глобальных экологических факторов. Рассмотрены процессы трансформации количества, состава взвеси и оптических свойств воды по вертикали в водной толще.

Исследование морской взвеси показало, что в открытых водах в ее составе преобладают биогенные частицы (клетки фитопланктона и их детрит). Особенно это относится к верхнему перемешанному слою морских вод – над пикноклином. С ростом глубины начинается быстрая минерализация биогенного материала, его переход в растворенные формы. Гранулометрический состав морской взвеси в значительной степени контролируется фитопланктоном.

В Белом море основная масса органического вещества (ОВ) создавалась фитопланктоном в процессе фотосинтеза в самом поверхностном слое, не превышавшем, как правило, 10 м. В Карском море реакционноспособные формы органического вещества создавались в более широком интервале глубин: от 13 м в прибрежных мутных водах примерно до 30 м в открытых водах, что связано с большей прозрачностью вод. В высоких широтах развитие фитопланктона лимитируется, преимущественно, резкими сезонными

колебаниями количества достигающей поверхности моря солнечной энергии [3]. В морях, где процессы аридной седиментации сочетаются с процессами, присущими морям с гумидным характером седиментации (Каспийское и Черное) этот слой достигает 40–50 м и основная масса ОВ создается на более глубоких горизонтах и часто, особенно летом, приурочена к нижней границе фотической зоны. Распределение хл «а» в общем, близко к распределению рассеянного осадочного вещества в море, что подтверждают спутниковые карты сканера цвета MODIS-Aqua. Наибольшие его концентрации наблюдаются в заливах или прибрежных районах, что связано с выносом биогенных элементов с речным стоком. Хотя хл «а» составляет незначительную часть взвеси (0,1–2% от сухой массы) выявлена взаимосвязь между концентрацией взвеси и хл «а».

Впервые на борту судна сразу после отбора пробы (без пробоподготовки) в морской воде изучены гранулометрический состав и количественное распределение взвеси в области маргинальных фильтров рек (Северной Двины, Оби и Волги). Выявлены закономерности преобразования гранулометрических спектров при последовательном переходе от одной ступени маргинального фильтра к другой с ростом солености [1]. Установлены границы этих ступеней на основе данных прямых комплексных исследований дисперсности взвеси. Главным фактором, контролирующим процессы трансформации вещественного состава взвеси в маргинальном фильтре, является соленость воды. Впервые установлена обратная зависимость между содержанием пелитовой фракции и соленостью.

Поступающее со стоком рек терригенное взвешенное вещество тоньше морской взвеси, в нем преобладают частицы пелитовой фракции менее 5 мкм. В открытых водах моря обычно преобладают частицы мелкоалевритовой («диатомовой») размерности.

Вертикальная зональность отражается в гранулометрическом спектре взвеси и связана со стратификацией водной толщи. Наибольшее значение при этом приобретает слой скачка плотности воды. Барьерный эффект пикноклина

прослеживается в гранулометрическом составе взвеси. Экстремумы в распределении частиц по размерам обуславливаются как составом исходного материала, так и ходом его трансформации в водной толще.

Минеральный состав взвеси является результатом поставки материала из водосборного бассейна [Лисицын, 2010]. Это сложный объект для изучения минерального состава. Взвешенное вещество сильно обогащено рентгеноаморфным материалом (скелеты фитопланктона и его детрит). Наличие этого материала и малые навески, выделенной с помощью фильтрации или сепарации взвеси, затрудняют определение соотношений кристаллических минеральных фаз. Ранее подобные исследования проводились только для изучения минерального состава донных осадков, особенно состава глинистых минералов. Изученная минеральная часть морской взвеси была представлена тем же комплексом минералов, что и речная. Это позволяет выявить особенности в поставке рассеянного осадочного вещества в морские бассейны, находящиеся в разных природных условиях.

Исследования поддержаны ОНЗ РАН (проект № 2), РФФИ № 11-05-00456, № 11-05-00087 и № 10-05-00936, грантом Президента РФ № НШ-3714.2010.5. Автор благодарит академика А.П. Лисицына за научное руководство, а также В.П. Шевченко и В.Н. Лукашина за поддержку работы.

Литература

1. Кравчишина М.Д., Лисицын А.П. Гранулометрический состав взвешенных веществ в маргинальном фильтре реки Северной Двины // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 94–109.
2. Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы “живого океана” // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 15–48.
3. Раймонт Дж. Планктон и продуктивность океана. Т. 1. Фитопланктон. М.: Легкая и пищевая промышленность, 1983. 568 с.

УСТАНОВЛЕНИЕ ГЕНЕЗИСА ТУГОПЛАВКИХ ГЛИН НА ОСНОВЕ ХИМИЧЕСКОГО И ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОГО АНАЛИЗОВ НА ПРИМЕРЕ УЧАСТКА ЧЕРКАССКИЕ ДВОРИКИ (ЕЛЕЦКИЙ РАЙОН, ЛИПЕЦКАЯ ОБЛАСТЬ).

А.В. Крайнов¹, А.Д. Савко¹, Т.В. Татьянченко², Н.С. Базиков¹, Д.А. Дмитриев¹

¹ ВГУ, Воронеж, *aleksey_vsu_geo@mail.ru*

² ИФХ и БПП РАН, Пуцино, *tatyanchenko63@gmail.com*

На территории Липецкой области известны два месторождения, числящиеся на государственном балансе, – Лукошкинское и Чибисовское. Рисунок 1 показывает размещение месторождений.

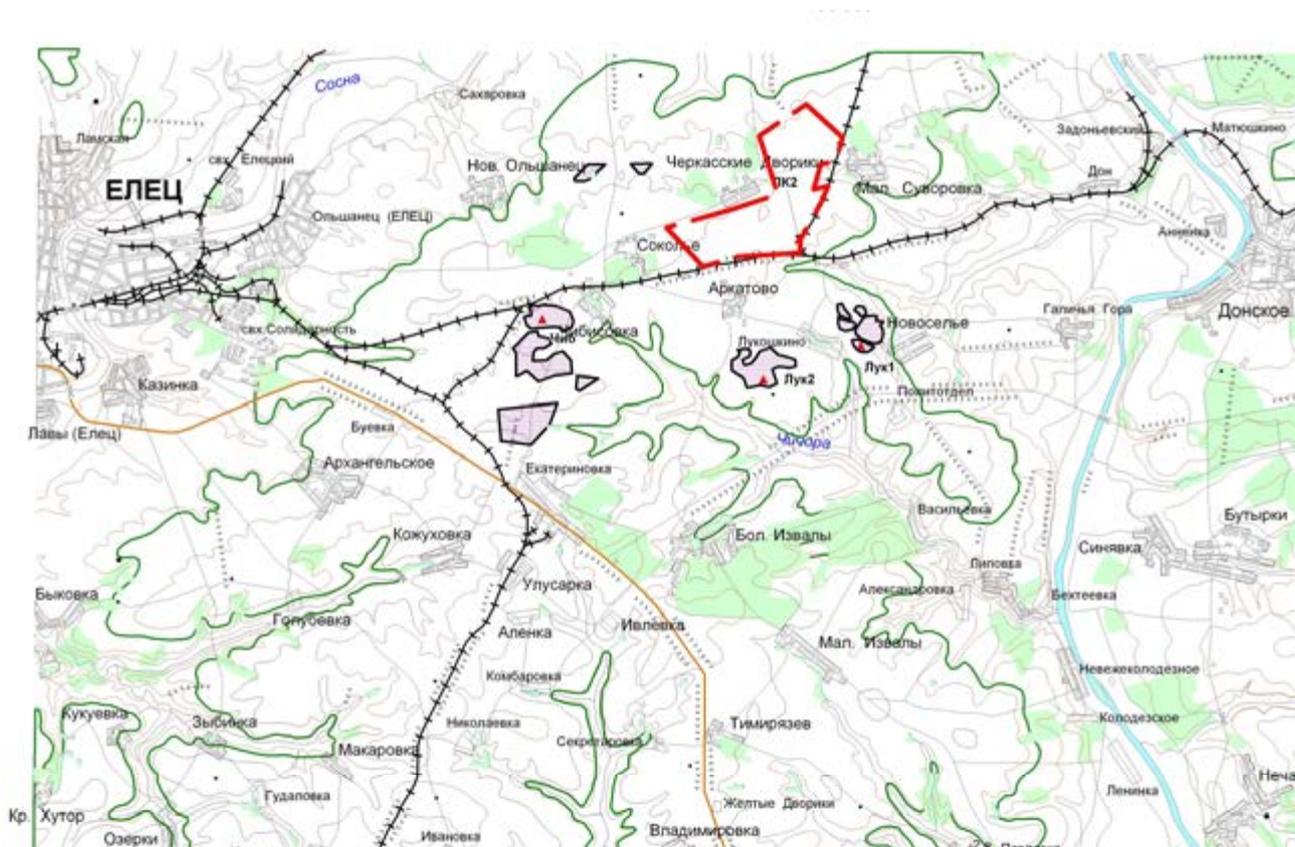


Рис. 1. Местоположение Чибисовско-Лукошкинской перспективной площади

Нами, в ходе поисковых работ на тугоплавкие глины в 2009 году, был выделен участок Черкассские Дворики, который расположен в Елецком районе Липецкой области, в 15 км к северо-востоку от г. Елец, между населенными пунктами Черкассские Дворики и Малая Суворовка. Участок находится в

пределах Средне-Русской возвышенности, в междуречье Дона и Сосны. В геоморфологическом отношении район представляет собой приводораздельную равнину.

Из 20 скважин 17 вскрыли продуктивный горизонт нижнемеловых глинистых отложений аптского яруса. Всего по участку Черкасские Дворики по категориям P_1 и C_2 7796,030 тыс. м³ или 15592,060 тыс. тонн запасов.

Всего было отобрано 39 проб, по которым были проведены технологические и химический анализы. По данным химанализа, по содержанию Al_2O_3 (14,67-22,46) – полукислая группа сырья. По содержанию красящих окислов 26% проб относятся к группе со средним содержанием красящих окислов, а 74 % к группе с высоким содержанием красящих окислов (Fe_2O_3 – 1,32-7,91; TiO – 0,88-1,3).

Из наиболее представительных проб из скважины № 2 был сделан рентгеноструктурный анализ. Из него следует, что все пробы можно разделить на 2 типа гидрослюдисто-каолинитовые (ЧД 2/1, ЧД 2/3, ЧД 2/5, ЧД 2/6) и каолинитовые (ЧД 2/2, ЧД 2/4). Содержание минералов гидрослюда – 20 %, каолинит – 80 % (рис. 2).

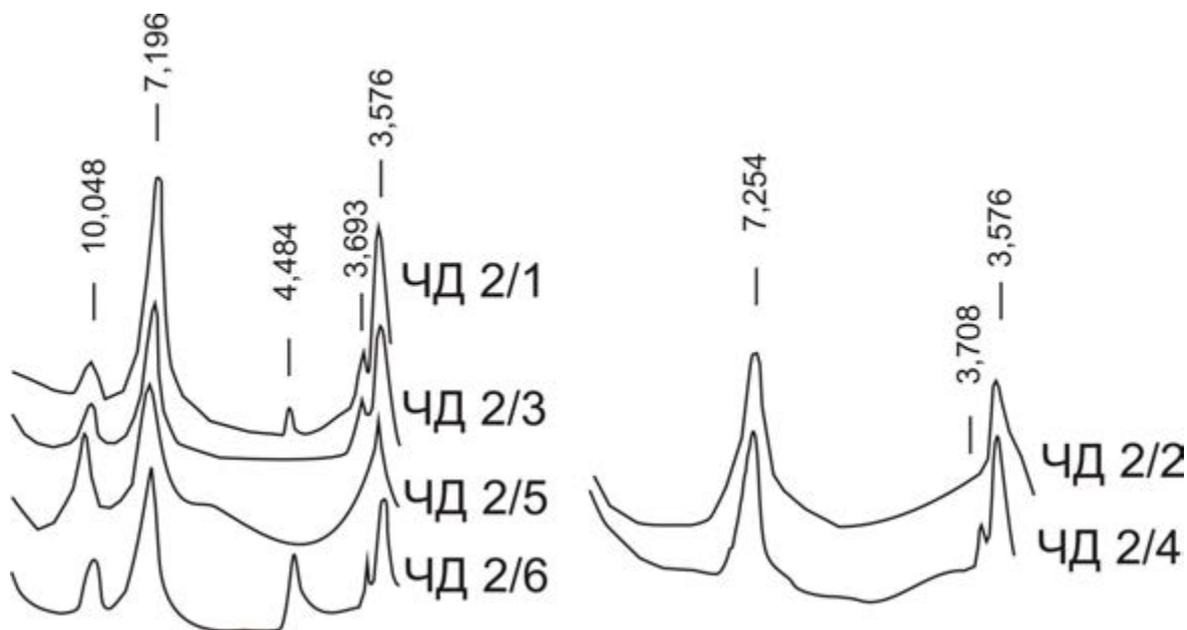


Рис. 2. Дифрактограммы глин участка Черкасские Дворики

На растровом электронном микроскопе JEOL 6380 LV были получены изображения. На электронно-микроскопических снимках установлен каолинит.

Преобладающая форма обломков каолинита неправильная, угловатая, нередко с выщербленными краями. Каолинит наблюдается в пластинках различных размеров и различной формы. Он представлен псевдогексагональными кристаллами. В них заметны уступы и торцовые грани. Часто каолинит наблюдается в плотных кристаллах неправильной формы. В некоторых образцах каолинит наблюдается в округлых формах со слабо выраженными псевдогексагональными очертаниями, а иногда с разрушением псевдогексагональных пластинок, что выражается в расплывчатости их контуров появлении зазубрин.

По химическому составу глин можно сделать вывод об их генезисе. Глины участка Черкасские Дворики отлагались в лагунно-дельтовых условиях [7]. Они характеризуются пониженным содержанием оксида алюминия. В глинах же озерно-болотного происхождения (Латненское месторождение) содержание оксида алюминия в 1,3-1,5 раз больше, обратная картина наблюдается с кремнеземом.

Повышенное содержание глинозема может быть следствием проточного диагенеза [2], включающего в себя: выщелачивание межслоевых катионов из гидрослюд; формирование аутигенного каолинита через серию смешанно-слоистых минералов типа гидрослюда+монтмориллонит и монтмориллонит образование гиббсита [5].

Эти процессы приводят к резкому уменьшению содержания щелочей, кремнезема, и к увеличению доли алюминия. Соответственно, можно предполагать высокую долю интенсивности и направленности таких диагенетических процессов на Латненском месторождении и относительно низкую на данном участке. Ясно проявляется зависимость интенсивности и направленности диагенетических процессов от палеогеографических условий. Максимальное преобразование вещества по вышеприведенной схеме происходит в старичных водоемах повышенных частей аллювиальной равнины. В лагунной обстановке этот процесс затухает [6, 7, 8].

Также следует отметить, что для каолинита характерны 2 типа преобразований. Первый выражен в появлении зазубрин с четкими контурами. Второй характеризуется расплывчатостью контуров пластинок, сглаживанием углов, появлением зазубрин с нечеткими контурами. Первый тип изменений обусловлен транспортировкой минерала от источника сноса в бассейн, а второй – воздействием изменившейся среды бассейна. Каолинит устойчивый в кислых средах и становится неустойчивым (частично разрушается) в морских щелочных условиях [3, 4]. Гидрослюда обычно присутствует в виде примеси среди каолинита и представлена мелкими полупрозрачными чешуйками с довольно четкими очертаниями [1].

Литература

1. *Андреенков В.В., Савко А.Д.* Естественные отделочные и облицовочные материалы из осадочных пород северо-востока Воронежской Антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003 г.- С. 72-87.
2. *Бушинский Г.И.* О выветривании, промывном гидролизе и проточном диагенезе // Литология и полезные ископаемые. 1977 г. № 6. С. 32-43.
3. *Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Проблемы эпигенеза\ Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., 1971 г., Вып. 221. С. 9-34.
4. *Котельников Д.Д., Конюхов А.И.* Глинистые минералы осадочных пород.- М., 1986 г.- 247 с.
5. *Савко А.Д.* Глинистые породы верхнего протерозоя и фанерозоя Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1988 г. С. 116-119.
6. *Савко А.Д., Холмовой Г.В., Шишов С.А.* Нерудные полезные ископаемые Черноземья. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005 г. С. 166-173.
7. *Шевырев Л.Т., Савко А.Д., Шишов А.В.* Эволюция тектонической структуры Воронежской антеклизы и ее эндогенный рудогенез. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2004 г. –С. 19-28.
8. *Хожаинов Н.П.* Литология нижнемеловых отложений Воронежской и Липецкой областей в связи с распространением огнеупорных глин// Тр. межвуз. науч. совещ. по геол. и полезн. ископ. ЦЧО Воронеж 1957 г. С. 247-255.

МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОРИЯ НЕФТЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ПО МИНЕРАЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Г.А. Кринари

Казанский федеральный (Поволжский) университет, krinari@ksu.ru

Все природные скопления углеводородов имеют свою геологическую историю, включающую ряд сменяющих друг друга этапов. Специфика каждого задаётся геологическим строением объекта и проявляется как в литологическом облике пород, так и преобразовании исходных и синтезе новых минералов. Эти аутигенные фазы часто присутствуют в концентрациях $< 0,1\%$, но могут вполне надёжно выявляться методом современной рентгеновской дифрактометрии [5]. Для карбонатных толщ Республики Татарстан (РТ) показано [6], что нефть заполняет пространство, образованное вторичными процессами. Иначе коллектор имеет эффективную пористость не выше 3-5% и не даёт промышленных притоков. Известно, что увеличивать низкую исходно пористость могут ряд явлений, но главную роль в росте свободного объёма пор играет растворение кальцита цемента (микрита), при насыщении пластового флюида углекислотой [1, 9], возникающей в ходе биогенного окисления нефти сообществом микроорганизмов пласта. Наиболее благоприятны для них участки с близким содержанием воды и нефти, включая зоны ВНК. Процесс разложения CaCO_3 взаимно обратим и в системе, закрытой гидродинамически, его задают три фактора: парциальное давление CO_2 , оно зависит от объёма и степени герметичности реакционной зоны, геохимические параметры пластовых вод как и возможность удаления раствора с продуктами реакции. Иначе возникает насыщение системы Ca^{2+} , блокирующее дальнейший ход процесса. Необходимую исходную структуру пространства пор имеют или биоморфные зоогенные или фитогенные, реже литокластовые известняки. Как следствие, условия седиментации задают возможность образования залежи [6].

Первый этап, включая приход в коллектор водо-нефтяного флюида с его последующим расслоением на воду и нефть, сопровождается появлением зоны биохимических реакций, где, кроме генерации CO_2 и растворения кальцита,

идёт биохимическое разложение доломита, силикатов и кварца [3]. Существенная примесь в известняке слюды, хлорита, кварца и полевых шпатов, может быть критерием незавершенности формирования коллекторов. Мобилизованный Al^{3+} связывается в структурах аутигенных слоистых карбонатов и сульфатов [1] или может поступать путём диффузии и в слабо проницаемые покрышки, вызывая трансформацию смектита, хлорита и смешанослойных иллит-смектитов в фазы типа тосудита и иллит-судоита. В отсутствии фильтрации растворение скелета затухает, затрагивая лишь ту часть микрита, которая цементирует органические остатки. Возникает перекристаллизация микрита в спарит, а при наличии Mg^{2+} может произойти формирование более устойчивого в кислой среде доломита. Часто этот процесс сопровождается связыванием избытка Ca^{2+} в гипс и ангидрит. В итоге идёт увеличение общего объёма пор, но часто этого мало для образования объектов, дающих существенные притоки нефти. Наличие слабой фильтрации со сбросом избытка Ca^{2+} может создавать объём вторичных пор, но проводящие каналы быстро заполняются вторичным $CaCO_3$. Для формирования залежей с необходимой вторичной пористостью нужна хотя бы краткая разгерметизация. За время формирования залежей должны происходить прорывы покрышек, тем более, что в карбоне РТ хорошо выдержанные по простиранию глины почти отсутствуют. Участки прорывов покрышек могут локализоваться разрывными нарушениями, которые часто ограничивают нефтеносные структуры [11], или в местах максимальных перегибов покрышек. В итоге происходило образование дополнительного объёма пор, он в открытой системе мог восполняться только из внешнего источника, прежде всего или инфильтрационных, или элизионных вод, но чаще тех и других. Минералами-индикаторами инфильтрационных вод служат простые сульфаты, источником которых была гипс-ангидритовая толща нижней перми, а также основные карбонаты или сульфаты Al^{3+} (VI): группа алюминита $Al_2[(OH)_4SO_4] \cdot 7H_2O$ и скарброит $Al_{14}(OH)_{36}(CO_3)_2$. Часто эти воды содержат O_2 , вызывая окисление пирита до ярозита $KFe_3[(OH)_6(SO_4)_4]_2$, и гётит. Индикаторами элизионных, созданных дегидратацией минералов с межслоевой

либо кристаллизационной водой, служит карналлит $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, целестин $\text{Sr}[\text{SO}_4]$, нахколит $\text{NaH}(\text{CO}_3)$, реже галит NaCl , как и акаганеит $\beta\text{-FeO}(\text{OH}, \text{Cl})$, способные образоваться только из глубинных рассолов. Кроме них появляются фазы $\text{AlO}(\text{OH})$: гиббсит, бёмит, баерит, возникающие при $\text{pH} > 7,8$. В обоих случаях идёт природное обводнение пласта [2], при реализации ряда вариантов:

Если разгерметизация возникла вблизи основания структуры, то уровень ВНК просто смещался вниз, а частично освободившийся объём пор заполнялся нефтью того же пласта, формируя продуктивный участок разреза. Если нефть замещала раствор, не достигший предела насыщения по карбонатам, то порода с необходимой структурой становилась полностью насыщенной нефтью. При скорости удаления раствора, меньше чем падение парциального давления CO_2 , поры в верхней части пласта почти нацело заполнялись вторичным спаритом.

Если разгерметизация покрывки происходила выше ВНК, но в пределах одной структуры, то нефтеносный пласт, особенно та его часть, где уже была сформирована более высокая вторичная пористость, частично или полностью терял нефть, и на её место приходила вода либо нефть с водой. В зависимости от интенсивности и механизма природного обводнения коллектор мог частично осветляться, приобретать пятнистую, либо пятнисто-полосчатую насыщенность нефтью, или на отдельных участках разреза появлялись зоны, где отсутствует нефть, а порода почти нацело представлена вторичным кальцитом. Размеры его кристаллов варьируют в широких пределах, что зависит от скорости изменения градиента пластового давления. Первый случай реализуется, когда вторичный кальцит (спарит) образовался из раствора, поступавшего в насыщенную нефтью породу путём диффузии. Во втором случае в породе появлялись относительно локальные каналы фильтрации воды. Третий случай отвечает почти полной перекристаллизации каркаса породы. В итоге разрез превращается в довольно пёстрое чередование слабо коррелируемых локальных зон, содержащих нефть, или воду, или нефть с водой, или полностью лишенных всякой проницаемости.

Если разгерметизация возникла над самой крупной структурой, связанной с другими проницаемым пластом, то за счёт общей фильтрации воды и нефти

преимущественно только здесь образовалась продуктивная залежь. Обычно при этом система долго оставалась открытой, вызывая растворение, кроме цемента, форменных остатков с появлением крупных каверн, а иногда окислением нефти с увеличением вязкости, что фиксирует образование уэвеллита $\text{Ca}[\text{C}_2\text{O}_2] (\text{H}_2\text{O})$.

Отсюда следует, что в нефтеносной толще карбона РТ нет, строго говоря, коллекторов «порово-трещинного» и «порово-каверно-трещинного» типов [10]. Фильтрация происходит не вдоль взаимно параллельных трещин или пор, а по локальным проницаемым зонам, которые возникают и исчезают в течение всей геологической истории. Они могут объединяться в крупные при перехвате более интенсивным потоком, становясь в объёме пород водопроводящими каналами. Вертикальные трещины фиксирует керн, но сравнительно редко. Обычно они нацело заполнены вторичным кальцитом, по границам видны зоны осветления. Горизонтальные нарушения наблюдаются чаще, по ним возникли стилолитовые швы, которые заполняет битум или глинистый материал, обычно палыгорскит.

Литература

1. *Ахметов Н.З., Бахтин А.И., Королев Э.А. и др.* Возможности предварительной оценки продуктивности карбонатных коллекторов по литолого-минералогическим данным // Георесурсы. – 2001. № 2 [6]. - С. 8-15.
2. *Карнюшина Е.Е.* Осадочные формации в зоне катагенеза нефтегазоносных бассейнов. – М.: АО «Институт Гидропроект». – 2000. – 96 с.
3. *Кринари Г.А., Шинкарёв А.А., Гиниятуллин К.Г.* Абиогенная и биогенная деградация минералов: различия, механизмы и практические приложения// ЗРМО, 2005, №1, - с. 18 - 32.
4. *Кринари Г.А., Морозов В.П., Королев Э.А. Пикалев С.Н.* Биогенные механизмы формирования вторичных доломитов с аномально высокой пористостью// Литосфера. – 2004. № 1. – С. 31 - 40.
5. *Кринари Г.А., Акдасов Э.И., Семёнов А.В.* Высококочувствительная рентгеновская порошковая дифрактометрия - методические основы и пути практического использования. Спектроскопия, рентгенография и кристаллохимия минералов. Казань: КГУ, - 1997, С.- 57-67
6. *Морозов В.П., Васясин Г.И., Кринари Г.А., Королев Э.А., Кольчугин А.Н., Насибуллин И.М.* Литогенетические критерии сформированности-разрушенности нефтяных залежей в карбонатных породах-коллекторах // Нефтепромысловое дело. 2009. – № 6. – С. 11 - 16.
7. *Сахибгареев Р.С.* Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. – Л.: Недра, 1989. – 260 с.
8. *Хисамов Р.С., Губайдуллин А.А., Базаревская В.Г., Юдинцев Е.А.* Геология карбонатных сложно построенных коллекторов девона и карбона Татарстана. Казань: «Фэн», 2010. - 283 с.
9. *Швыдкин Э.К., Якимов А.С., Вассерман В.А.* Геофизические и геохимические технологии прогноза и оценки нефтеносности перспективных объектов. Казань: ЗАО «Новое знание», 2008. - 164 с.

МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ИНФИЛЬТРАЦИОННО-РАССОЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ МАГНЕЗИТОВ (САТКИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, ЮЖНО-УРАЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ)

М.Т. Крупенин, Л.К. Воронина, В.В. Хиллер, Т.Я. Гуляева, В.Г. Петрищева

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, krupenin@igg.uran.ru

Совокупность литологических и геологических фактов, накопленным в последние годы при изучении кристаллических магнезитов на примере эталонной для России Южно-Уральской провинции и прежде всего в Саткинском рудном поле, позволила доказать, что источником магния для магнезитового метасоматоза были захороненные эвапоритовые рассолы [Крупенин и др., 2009]. Они являются наиболее весомым аккумулятором магния в стратисфере, в то время как проблематично искать в данной геологической ситуации магний из других источников: магматического или осадочного. Предварительные геохронологические данные по ранне-среднерифейскому возрасту магнезитового оруденения, температурным параметрам магнезитового метасоматоза (гомогенизация флюидных включений в интервале 80-400°C при среднем значении 150°C, соленость их составляет 28-32 мас.% CaCl₂ экв. [Крупенин, Гараева, 2011, в печати]), приуроченность высококачественных руд к центральной части рудного поля [Крупенин, 2010] позволила нам выдвинуть гипотезу о связи метасоматоза с рифтогенным подогревом захороненных рассолов в проницаемых вмещающих породах саткинской свиты нижнего рифея.

Особенностью магнезитовмещающего горизонта (карагайский) мощностью до 700 м является присутствие гнезд вторичного крупнокристаллического доломита (Dm-2) во вмещающем тоннокристаллическом (Dm-1). Гнезда являются или цементом брекчий в доломите, или имеют форму остроугольных многогранников, эллипсоидов. С

целью уточнения модели магнезитообразования на Саткинском рудном поле и его периферии на площади 7x18 км (более 90 точек наблюдения в обнажениях и карьерах) выполнено масштабное изучение гнезд Dm-2. Установлено, что такие гнезда во вмещающем доломите действительно имеют широкое развитие во всей 700-метровой доломитовой толще карагайской пачки.

Гнезда имеют закономерную форму и строение, набор которых указывает, что выполнение гнезд происходило по пустотам, образованным при растворении минералов, форма и положение которых соответствует раннедиагенетическому гипсу в толще частично литифицированного карбонатного осадка. Таким образом, это гнезда выполнения, а не перекристаллизации, как считалось ранее многочисленными исследователями Саткинских месторождений [1, 2 и ссылки там]. Гнезда всегда представлены более крупнозернистым доломитом (размер зерен более миллиметра), нежели Dm-1 (размер зерен 0,05-0,2 миллиметра); Dm-2 гнезд имеет белый цвет, граница с Dm-1, как правило, резкая. На границе, в периферической части гнезд наблюдается зона кристаллов доломита, являющихся следствием инкрустации, зонального роста индивидов от стенок гнезда к его центру; в центральной части гнезд, как правило, наиболее крупнозернистый доломит, он же часто более железистый.

Существуют закономерности распределения гнезд в разрезе рудоносной толщи. Гнезда распространены на 5-10 м ниже магнезитовых залежей и на 500-700 м выше. Ниже залежей в нижних частях гнезд выделяется пирит в кокардовых наростах. Пиритизация является минералогическим уровнем в гнездах Dm-2. По изотопии серы доказано образование пирита в результате диагенетической сульфатредукции, в отличие от пирита в магнезитах, связанного с термосульфатредукцией во время гидротермального метасоматоза [Крупенин, Мичурин, 2011, в печати].

Около магнезитовых залежей (в нескольких метрах ниже, между залежами и на расстоянии до 5-10 м выше) в периферии гнезд наблюдается секреторное выполнение слоями кварца (индивиды направлены от стенок к центру). На

удалении от рудных тел кварц не характерен. В верхних горизонтах 700-метровой толщи в составе гнезд встречается кальцит.

Площадное распределение таблитчатых (реликтовые формы от раздробленных при диагенетическом растворении прослоек гипса) и округлых гнезд Dm-2, определяется увеличением размеров и наполненности коллапс-брекчий к западу (нарастание эвапоритовых процессов?).

Прецизионное изучение состава гнезд Dm-2 в масштабе рудного поля показало следующие закономерности (микроанализатор Cameca SX 100). В периферической части гнезд вторичный доломит с размером зерен до 1 мм имеет незначительное превышение по содержанию FeO (0,15-0,30%) над вмещающим (0,05-0,20). В центральной части гнезд вторичный доломит с размером зерен до 5-10 мм имеет заметное превышение (FeO 0,20-0,80%). Около магнетитовых залежей в Dm-2 наблюдаются микрокристаллы магнетита, повышается отношение MgO/CaO до 0,72, которое в Dm-1 часто несколько менее стехиометрического (0,71), в верхах толщи – микрокристаллы кальцита.

Модель образования магнетита имеет ряд стадий. Под действием позднедиагенетических вод в отложениях карагайской пачки происходило растворение эвапоритовых минералов с образованием пустот, брекчирования доломитов и формирования проницаемой толщи. Расположение в районе Карагайского карьера как пиритового горизонта, так и магнетитовых тел лучшего качества [Крупенин, 2010] позволяет предполагать, что в данном месте палеогидрогеологического бассейна в предрудный период был гипсометрический минимум, куда происходило просачивание и накопление диагенетических сульфидов из вышележащих горизонтов в процессе биосульфатредукции. Заполнение карагайской толщи тяжелыми эвапоритовыми рассолами привело к расслоению резервуара с образованием коктейля с градиациями рассолов по составу и удельному весу. Магнетитовому метасоматозу способствовал локальный подогрев нижней части проницаемой карагайской толщи на этапе рифтогенной активизации в начале среднего рифея и внедрения Бердяушского плутона гранитов рапакиви [Крупенин, 2010].

Градиент температуры явился критическим фактором для метасоматического минералообразования, в соответствии с теорией метасоматической зональности Д.С.Коржинского [Кольцов, 2006]. Вертикальный тренд метасоматических изменений в породах был обусловлен не поступательным латеральным движением флюидов через толщу брекчиевидных доломитов, а изменением свойств порового флюида без значительного линейного перемещения. Проницаемое пространство вмещающих доломитов заполнилось продуктами гидротермального метасоматического обмена: Dm-2, в околорудных зонах с магнетитом, кварцем и тальком. Установлено, что по ряду геохимических параметров (содержание железа и марганца, изотопия стронция и кислорода) состав Dm-2 гнезд близок к магнетитам и отличается от Dm-1. Гнезда Dm-2 в верхней части рудовмещающего карагайского горизонта содержат микровключения кальцита. Вероятно, вследствие плотностного расслоения верхняя часть проницаемого рудоносного горизонта была заполнена слабо минерализованными рассолами.

Выполняется при поддержке гранта 09-05-00964а.

Литература

1. *Анфимов Л.В.* Магнетитоносные стратифицированные уровни и их литологическая природа в рифейских доломитовых толщах Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 1. С. 33-44.
2. Главнейшие магнетитовые месторождения / Л.П. Урасина, Т.А. Другалева, П.П. Смолин. М.: Наука, 1993. 157 с.
3. *Кольцов А.Б.* Метасоматическое воздействие раствор-порода в условиях переменных температур и давлений // Геохимия. 2006. № 7. С. 712-721.
4. *Крупенин М.Т.* Модель метасоматического магнетитообразования в Саткинском рудном поле в связи с рифтогенным подогревом высокомагнезиальных эвапоритовых рассолов // Ежегодник-2009. ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 2010. С. 224-229.
5. *Крупенин М.Т., Прохаска В., Маслов А.В.* Cl-Br-Na систематика флюидных включений в магнетитах Южно-Уральской провинции // Докл. АН. 2009. Т. 426. № 3. С. 351-354.

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮОРИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУРАН (БАШКИРСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ) ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

М.Т. Крупенин¹, В. Прохаска²

¹ ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, *krupenin@igg.uran.ru*

² Университет Леобена, Австрия, *walter.prochaska@unileoben.ac.at*

Суранское месторождение представляет собой серию мелких жил и крупное жильное тело, локализованное в мергелях и доломитах суранской свиты нижнего рифея в центральной части Башкирского мегантиклинория. Мощность основной жилы достигает 5 м, протяженность – до 1000 м, на глубину флюорит прослежен до 350 м, где сменяется кварц-карбонатным агрегатом. Флюоритоносная зона субмеридионального простирания трассируется на расстояние до 20 км в доломитах суранской свиты нижнего рифея в западном борту Машакского рифтогенного грабена, имеющего среднерифейский возраст. Месторождение имеет запасы флюорита до 2 млн. т и эксплуатируется в настоящее время [1].

В пределах рудной зоны выделено несколько генераций жильного флюорита: 1) серый и светло-серый, фарфоровидный, микрозернистый, катаклазированный; 2) темно-фиолетовый, микрозернистый, по-видимому, одновозрастный с селлаитом; 3) зеленый и голубоватый крупнокристаллический, развивающийся по предыдущим генерациям флюорита и селлаита; 4) полупрозрачный и прозрачный. Селлаит (фторид магния MgF_2), выделяется около контакта с диабазовой дайкой, примыкающей к флюоритовой жиле с запада и образует массивные кристаллические агрегаты. Совместно с флюоритом первого и второго типов, приуроченных к зальбандам рудных жил, селлаит подвержен катаклазу и будинированию. Зеленые флюориты выполняют центральную часть жил и метасоматически развиваются по предшествующим типам флюорита и селлаиту. Оптический флюорит, являющийся наиболее поздним, менее тектонически нарушен. Кроме того, выделяется светло-фиолетовый вкрапленный флюорит (тип 2а) в составе

доломит-кальцитовых прожилков, образующих штокверки во вмещающих доломитах суранской свиты.

Изучение состава РЗЭ флюоритов показало некоторые отличия указанных литотипов [2]. Вмещающие прожилково-вкрапленное оруденение доломиты имеют отчетливый тренд первичной раскristализации (в общем случае $La > Lu$) и невысокие в целом, концентрации РЗЭ (сумма 20-50 ppm). Вмещающие жилу мергельные сланцы характеризуются типичным «коровым» распределением ($La > Lu$) с повышенными концентрациями РЗЭ (сумма 200-300 ppm). Флюориты прожилково-вкрапленные (тип 2а) также имеют невысокий уровень содержаний РЗЭ (сумма РЗЭ 10 ppm) и тренд распределения типичный для первичной раскristализации кальций-содержащих минералов с постепенным снижением концентраций лантаноидов от лантана к лютецию. Флюориты первой генерации (серые, фиолетовые микрозернистые и селлаит) также характеризуются невысоким уровнем концентраций и слабым фракционированием РЗЭ (сумма 20-30 ppm). Для них характерна небольшая положительная аномалия Eu. Зеленые флюориты заметно отличаются от предыдущих групп высоким уровнем накопления лантаноидов (сумма 100-200 ppm), субгоризонтальной формой тренда и интенсивной отрицательной аномалией Eu. Этим определяется их сходство с флюоритами, генетически связанными с гранитоидами. Оптические флюориты имеют относительно невысокие содержания РЗЭ (сумма 5-150 ppm) и своеобразную форму распределения, в общем случае $La < Lu$. Эта группа относится к поздней генерации, связанной с процессами перераспределения фтора внутри сложившейся гидротермальной системы. В результате процессов ремобилизации при повышенной активности комплексообразователей происходит переотложение флюорита ранних генераций [Moeller, 1991]. В результате, переотложенные генерации имеют пониженные значения $(LLn/HLn)C1$.

Изучение гомогенизации и криометрии флюидных включений было выполнено в GeoForschungsZentrum и показало устойчиво высокую соленость

(20–26 мас.% NaCl экв) [1]. Присутствуют и включения, содержащие кубические кристаллы, вероятнее всего, галита, что позволяет рассматривать гидротермальные рудоносные флюиды как низкотемпературные рассолы. Температуры гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) ГЖВ из флюоритов различных генераций несколько различаются, при этом самыми низкотемпературными оказались флюориты первых генераций – серые и фиолетовые криптокристаллические с $T_{\text{гом}}=70–150^{\circ}\text{C}$, более высокотемпературными – поздние генерации зеленых флюоритов с $T_{\text{гом}}=130–160^{\circ}\text{C}$, а наиболее высокотемпературными – оптические с $T_{\text{гом}}=170–220^{\circ}\text{C}$. Изучение гомогенизации ГЖВ Н.В. Грановской [1999, устное сообщение], показало температуры в наиболее ранних серых и фиолетовых флюоритах $260–280^{\circ}\text{C}$, в молочно-белых – $200–280^{\circ}\text{C}$, в зеленых – $250–270^{\circ}\text{C}$, а в прозрачных разновидностях – более 200°C .

Анализ флюидных включений во флюоритах и селлаитах методом водных вытяжек при истирании (crush-leach analysis) показал, что все изученные типы расположены вдоль линии эвапоритового тренда. При этом относительно близко к точке морской воды находятся типы 1 и 2, а наиболее крепким рассолам соответствуют зеленые флюориты (3), положение их на диаграмме Cl/Br vs NaBr сдвинуто к оси ординат, также как и точки кварца и гидротермального доломита, сменяющих флюорит в нижних горизонтах месторождения. Оптические флюориты в указанных координатах образуют наиболее широкое поле, что объясняется консервативностью поведения брома в процессе их относительно позднего образования по первичным и вторичным типам флюорита. Размещение флюоритов 1 и 2 типов относительно близко к точке морской воды позволяет предполагать, что в процессе раскрытия трещин и начальном этапе образования флюоритовых жил (отложение флюоритов 1 и 2 типов) эвапоритовые рассолы, обогащенные фтором, смешивались с морской водой, захороненной в поровом пространстве пород и экстрагированной в пространство жил. При дальнейшем раскрытии жил поступали более концентрированные эвапоритовые рассолы, которые сформировали основную массу зеленого флюорита. Селлаит образовался при внедрении фтор-

содержащих рассолов в зону контакта с высокомагнезиальными породами (дайка пикрит-диабаз).

Таким образом, комплекс методов по изучению состава включений и распределения РЗЭ во флюоритах и селлаитах Суранского месторождения позволяет предполагать, что источником флюида были эвапоритовые рассолы. В то же время геохимические особенности зеленого флюорита указывают на связь источника фтора с гранитоидами. Месторождения и проявления флюорита в Башкирском мегантиклинории связаны пространственно с западным бортом Машакского рифтогенного грабена [1]. Известно, что повышенными концентрациями фтора характеризуются расплавы, сформированные в условиях внутриконтинентальных рифтов и горячих точек [4]. Эрохрона по всем типам флюорита позволила рассчитать возраст образования примерно 1230 ± 120 Ма [1]. Наличие фтороносного горизонта в суранской свите нижнего рифея предполагает также и седиментогенное накопление фтора в бассейнах с повышенной соленостью. Тем не менее, вероятно, источник этого фтора также связан с эндогенными эманациями активизированных участков континентальной коры на этапах растяжения.

Выполняется при поддержке Интеграционного проекта Президиума РАН 09-С-5-1013.

Литература

1. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2001. Т. I. 352 с.
2. Крупенин М.Т., Меллер П., Дульски П. Редкоземельные и малые элементы во флюоритах и вмещающих доломитах (нижний рифей, Южный Урал) // Геохимия, 1999, 11. С. 1165-1177.
3. Moeller P. REE fractionation in hydrothermal fluorite and calcite. // Source, Transport and Deposition of Metals. Pagel and Leroy (eds). Rotterdam: Balkema. 1991. P. 91-94.
4. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Дорофеев В.А. Концентрация летучих компонентов (H_2O , Cl, F, S, CO_2) в магматических расплавах различных геодинамических обстановок // Геохимия, 2000, № 5. С. 555-564.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ДОННО-КАМЕННОГО МАТЕРИАЛА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА (СЛО)

А.А. Крылов, Е.С. Мирлобува

ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Mirolubova@mail.ru

Фактический материал был собран в ходе 23 арктического рейса НЭС Polarstern (АРК-XXIII/3). Грунтовыми трубками были подняты колонки осадков до 8 м, из которых были отобраны образцы донно-каменного материала (ДКМ). По результатам петрографического изучения шлифов ДКМ, отобранных из колонок осадков, поднятых грунтовыми трубками, и выделено 11 литологических типов пород.

1. Доломиты седиментационные, тонко-мелкозернистые массивные, чистые. Тончайшая слоистость за счет чередования тонко- и мелкозернистого доломита. Обстановка осадконакопления – лагуна. Встречаются PR_1 -KZ, наиболее часто – R-PZ₁. **2. Доломиты средне-крупнокристаллические**, седиментационные, перекристаллизованные на стадии позднего диагенеза-катагенеза, кристаллы прозрачные по краям, в центре мутные. Отмечается желтоватый оттенок, возможно за счет пигментации легкими нефтями, поступавшими с Mg-содержащими растворами. Встречаются точки смолисто-асфальтенового вещества, следы окисленного битума. Встречаются мелкоамплитудные стилолиты. Породы разбиты трещинами, выполненными прозрачным доломитом или частично открытые с раздувами и оторочкой кристаллов. Возможный возраст PR_1 -KZ, но следы миграции нефти и уровень преобразования органического вещества позволяет предполагать возраст PZ₁. **3. Доломиты строматолитовые**. Текстура биогенно-слоистая, встречается чередование прослоев узорчато-петельчатых, комковатых, оолитовых, тонкозернистых. Обстановки – преимущественно лагунные или в зоне литорали. Строматолиты – PR-PZ, наибольший расцвет слоистых строматолитов – R. **4. Доломиты, долмитизированные известняки и**

известняки, содержащие фауну. Текстуры массивные, очень редко слоистые, реже органогенно-детритовые. Встречены: остракоды, брахиоподы, фрагменты криноидей, трилобиты, обрывки кораллов, мшанок, гастроподы, губки (спикулы), водоросли – зеленые и сине-зеленые (цианопрокариоты). Отсутствует фауна, определяющая возраст, но по комплексу признаков, косвенно указывающих на возраст, можно сказать, что породы не могут быть старше кембрия, и маловероятно моложе девона. Нет ни одной фораминиферы, которые, начиная с D_3f , распространены повсеместно, особенно в карбонатах. Наиболее вероятный возраст O-D₁.

5. Окремненные доломиты. Доломит седиментационный, массивный, мелкозернистый, с неравномерным узорчатым окремнением в две стадии. Обстановка – лагуна.

6. Доломиты алевритистые, песчанистые. Доломит тонкозернистый, массивный, с примесью 15-30% алевритовых и/или песчаных частиц, терригенная примесь распределена неравномерно – слойками, линзами, пятнами, возможно за счет взмучивания нелитифицированного осадка. Обстановка – лагуна.

7. Песчаники кварцитовидные средне-, крупно- равномернозернистые регионально метаморфизованные древних платформ. Текстура гранобластовая, иногда лепидогранобластовая или зубчатая гранобластовая. Цемент кварцевый регенерационный, и редко пленочный хлоритовый. Более 90% кварц, редко микрокварциты, единичные зерна хлоритов, редкие чешуйки слюд, небольшие участки глинисто-кремниевые, зерна эпидота.

8. Песчаники, алевролиты с базальным цементом в разной степени слабо регионально метаморфизованные молодых платформ. Текстуры сланцеватые, тонкополосчатые, иногда слабо измятые. Структуры бластопелитовые, бластопсаммитовые, микрогранобластовые и микрограно-фибробластовые. Участками сочленение зерен конформное с регенерационным кварцевым, чаще базально-островным кремнезем-хлорит-серицитовым, реже карбонатно-глинистым цементом. Часты пленки и агрегаты Fe_2O_3 . Редкие примазки битума. Возможный возраст PZ₂-MZ.

9. Кремни. Фрагменты кремниевых пород (или обособлений?) представлены угловатыми обломками. Отмечаются фрагменты

фауны: К-21 – окремненный бурый уголь по древесине, К-28 – спикулы губок, отпечаток древесины, К-53 – ростры мелких белемнитов, К-67 – ходы инфауны, К-70, GC-20 – водорослевая узорчато-петельчатая структура. **10. Фосфаты.** Фрагмент аморфного фосфата (К-32 *PS 72/340-5*), глауконит-кварцевый песчаник с фосфатным цементом (К-80), песчаники с фрагментами аморфных фосфатов в обломочной части (К-85, К-86, К-89 *PS 72/422-5*). **11. Фрагменты пород.** В эту группу отнесены фрагменты паратуффитов (К-8, К-73, ВС-107, ВС-141), гранодиориты (К-73, К-83, ВС-108), катаклазированная типа (мета)габбро-долерит (К-39) жильная порода, по составу лейкодолерит (GC-21).

Характер распределения литотипов по колонкам и по площади позволяет предположить местный источник ДКМ, но не исключает возможность ледового разноса. Например, 4 из 5 образцов фосфатных пород сходного облика обнаружены в одной колонке *PS 72/422-5*, причем на разных глубинах, т.е. они попали сюда с интервалом в несколько сотен или тысяч лет. (Распределение литотипов по колонкам показано на рисунке).

Таким образом, если ДКМ имеет местное происхождение, он является основным источником информации о составе, возрасте и геологическом строении. По результатам предварительного изучения можно сказать, что в разрезе участвуют породы древних платформ (R-PZ₁) – кварцито-песчаники (аналог инкалинской свиты, о. Врангеля – V), доломиты (PZ₁), породы более молодого метаморфического комплекса (PZ₁-PZ₂(?)), мезозойские кремниевые, углисто-кремниевые или рыхлые терригенные с линзами и пластами кремней и углей. Отложения PZ₂-PZ₃ вероятно отсутствуют.

Решение вопроса о происхождении ДКМ хр. Менделеева весьма актуально в связи с тем, что большинство обломков представлены породами с очень хорошими коллекторскими свойствами и со следами миграции углеводородов, а некоторые колонки (*PS 72/340, PS 72/341, PS 72/343, PS 72/344*) находятся в непосредственной близости от северного окончания Северо-Чукотской ПНГО.

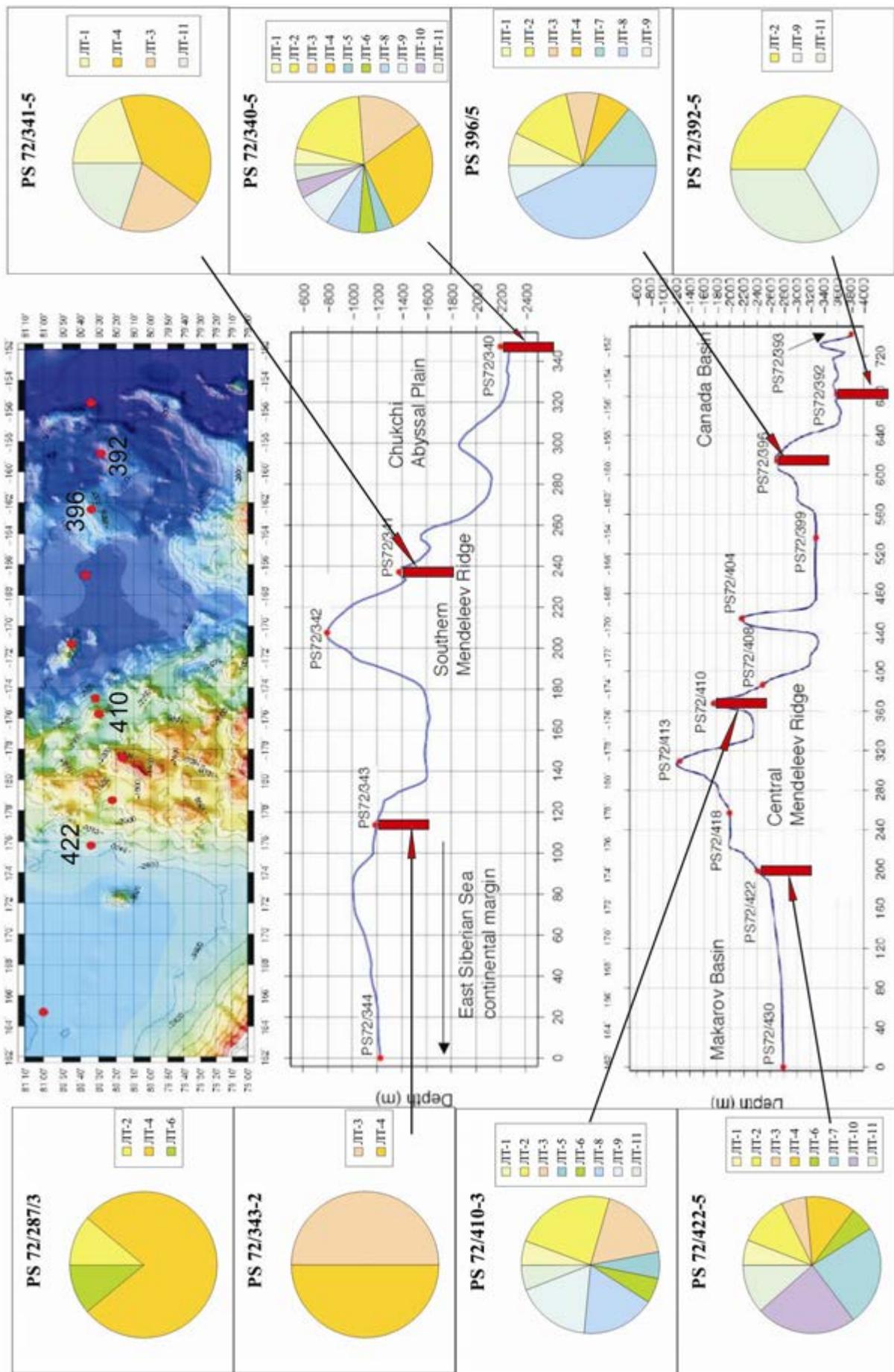


Рисунок. Схема и профиля отбора колонок с изученным ДКМ и диаграммы распределения литотипов пород по колонкам

ЭВОЛЮЦИОННОЕ НАПРАВЛЕНИЕ ЛИТОЛОГИИ – ВОЗНИКНОВЕНИЕ, СОСТОЯНИЕ, ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ

В.Г. Кузнецов

РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина, vgkuz@yandex.ru

Проблема постоянства и изменчивости в природе, их соотношение интересовали человечество с древнейших времен. В середине XIX столетия после работ Ч. Дарвина в естествознание вошли идеи эволюции, но в геологии они признавались в самой общей «примитивной» форме – трансгрессии и регрессии, поднятия и опускания земной коры и т.д. без изменения сути самих процессов, скоростей их протекания, появления и исчезновения каких-либо обстановок, в том числе специфических для определенных эпох и т.д. Даже в 1958 г. в «Справочном руководстве по петрографии осадочных пород» читаем: «Глубина солесадочных бассейнов (современных) обычно очень невелика, и нет никаких оснований предполагать, что в геологическом прошлом условия были резко отличными» [3, стр. 357]. Перелом начался в середине XX века, причем как отметил А.Л. Яншин, «... сломлена парадигма актуализма была не в области тектоники, а в области литологии» [6, стр. 5] и заслуга этого принадлежит Л.В. Пустовалову, который указывал, что: «Только лишь в том случае, если мы учитываем историческую обстановку осадкообразования, мы можем рассчитывать достигнуть правильных и надежных результатов. Формальное же сопоставление неминуемо должно привести к грубым ошибкам» [2, стр. 371]. На приоритет Л.В. Пустовалова в постановке проблемы, хотя и критикуя его, указывал Н.М. Страхов: «Как известно, Л.В. Пустовалов еще в 1940 г впервые разобрал этот вопрос. Однако предложенное им решение («закономерности») обладают многими и существенными дефектами, так что вся проблема в целом нуждается, на мой взгляд, в дальнейших исследованиях» [4, стр. 70].

Но в целом становление проблемы исследования эволюции, как приоритетного направления изучения геологической истории Земли, связано с именем А.Л. Яншина. Он наметил и сформулировал основные направления исследований, принципиально расширил проблематику до уровня эволюции геологических процессов вообще. И если раньше исследования вели к

установлению и фиксации **факта** изменения типов пород, то теперь во главу были поставлены вопросы эволюции **процессов, обстановок**, а следовательно, и **причин**. Идеи эволюции стали всеобщими. В результате в учебных программах и учебных изданиях по разным дисциплинам для ВУЗов появились исторические разделы.

При этом установлена эволюция как на породном уровне, так и на надпородном – формационном.

Со значительной долей условности и явным упрощением можно наметить три взаимосвязанных, а часто и взаимообусловленных причины, влияющих на осадочный процесс и определяющих его эволюцию:

1. Изменение в геологической истории типов и состава пород в пределах областей сноса, или, точнее, количественных соотношений разных типов пород.
2. Изменение состава, а соответственно и геохимических свойств внешних геосфер и прежде всего атмо- и гидросферы.
3. Возникновение и развитие жизни, геохимических функций и геохимической энергии организмов.

1. На первых этапах геологического развития Земли ее поверхность была покрыта вулканическими лавами преимущественно основного состава и могли формироваться обломочные породы практически только грауваккового состава. Одновременно, в результате химического выветривания, имевшего весьма специфический характер в поверхностную миграцию поступали в относительно больших, чем в последующее время количествах элементы, характерные именно для этих пород и, в частности Fe, Mg, Ca.

В начале архея образовались первые осадочные породы и первые гранитоиды, то есть среди пород источников сноса появились кислые магматические образования и в осадочный процесс стали вовлекаться

В протерозое большую часть поверхности суши занимали граниты и ортогнейсы, что обеспечивало вовлечение в осадочный процесс силикатных минералов – кварца, калиевых полевых шпатов, а также щелочные элементы. Наконец, в фанерозое среди источников осадочного материала уже абсолютно преобладали осадочные породы.

2. Радикальные изменения произошли в составе, а, следовательно, и свойствах водной и воздушной оболочек Земли.

Первоначально за счет дегазации твердой оболочки на поверхность, наряду с водой, выносились «кислые дымы». Это определило хлоридно-карбонатный состав гидросферы, кислые среды и восстановительную обстановку в атмо- и гидросфере. Реакции кислот с породами вели к специфическому выветриванию с растворением и выносом многих компонентов, формированию весьма своеобразных кор выветривания. К протерозою сильные кислоты были в основном нейтрализованы, атмосфера стала углекислой или азотно-углекислой, гидросфера – в значительной степени хлоридно-карбонатно-сульфатной с нейтральной, а в протерозое уже с отчетливо щелочной средой. Появление сульфатов – показатель начала значительной генерации свободного кислорода и окислительной обстановки, по крайней мере, в гидросфере. Практически с рифея начали складываться современные типы гидросферы – сульфатно-хлоридный, и атмосферы – азотно-кислородной с окислительной в массе обстановкой.

3. Огромное значение в эволюции внешних геосфер и осадочного породообразования в том числе, имело появление и развитие на Земле жизни. Организмы влияют на осадочный процесс двояко – непосредственным извлечением вещества из окружающей среды и переводу его в осадок и созданием геохимической обстановки на Земле.

Появление фотосинтезирующих организмов, вызвало генерацию значительных количеств свободного кислорода, который первоначально расходовался на окисление элементов с переменной валентностью, в первую очередь таких относительно распространенных как железо и сера.

После исчерпания резерва поливалентных элементов, кислород стал выделяться в атмосферу в свободном виде и окислительная обстановка на планете стала преобладающей. Кроме генерации кислорода и создания окислительной обстановки, жизнедеятельность организмов через геохимический цикл кальция и магния вела к изменению кислотно-щелочных свойств среды.

В среднем и позднем протерозое – времени расцвета и массового развития цианобактерий, последние усваивали растворенный в воде CO_2 , что резко повышало pH среды. В этих условиях шло массовое осаждение карбонатов, не только кальция, но и магния [1].

Именно возникновение жизни и ее эволюция практически определили изменение состава и геохимической обстановки атмо- и гидросферы, а, в значительной степени, и литосферы. В целом факторы эволюции осадочного породообразования тесно взаимосвязаны, часто взаимообусловлены, причем огромную, а может быть основополагающую роль имеет биота и ее эволюция.

Изучение эволюции осадочного породообразования дает интересный пример того, как *метод* исследования становится одним из важнейших *способов* выяснения *причин* породообразования и их изменения.

Можно думать, что одним из важнейших направлений изучения эволюции осадочного породообразования и – шире – обстановок осадкообразования и осадочного процесса в целом – будет совместное изучение эволюции осадочного процесса и органического мира, их взаимовлияния и результатов, как в виде эволюции отдельных пород, формаций, так и общей эволюции геохимической среды внешних геосфер, которая определяется биогенными и абиогенными процессами и сама влияет на них.

Некоторые конкретные объекты подобного исследования приведены в докладе.

Литература

1. Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.
2. Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.-Л.: Гостоптехиздат. 1940. Т. 1. 476 с. Т. 2. 420 с.
3. Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л.: Гостоптехиздат, 1958. Т. 2, 519 с.
4. Страхов Н.М. О периодичности и необратимой эволюции осадконакопления в истории Земли // Изв. АН СССР, сер. геол. 1949. № 6. С. 70 - 111.
5. Яншин А.Л. Эволюция геологических процессов в истории Земли. Л.: Наука, 1988. 39 с.
6. Яншин А.Л. Л.В. Пустовалов – основоположник учения об эволюции геологических процессов // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1993. № 4. С. 3 - 9.

ИЗОТОПНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) МЕЛКОВОДНЫХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ (НА ПРИМЕРЕ ПОРОД СЕВЕРА РОССИИ И ПРЕДУРАЛЬЯ)

В.Н. Кулешов ¹, К.М. Седаева ², Ю.Ю. Строганова ³

¹ Геологический институт РАН, Москва, vnkuleshov@mail.ru

² МГУ, геологический факультет, Москва, sedaeva-mgu@mail.ru

³ МГУ, геологический факультет, Москва, lubyana_yuliya@mail.ru

Были проведены детальные литологические и изотопно-геохимические исследования в разных литологических типах (литотипах) карбонатных, терригенно-карбонатных и карбонатсодержащих терригенных (глины, алевролиты, песчаники и переходные их разности) породах Волго-Вятского междуречья (разрезы: Печищи, Поповцевский, Чимбулатский и Кремешки) и севера Архангельской области (разрез Ива-гора, р. Сояна). Для сравнения приводятся данные по мелководным карбонатам разреза р. Сиказа (Башкортостан) позднедевонского и раннекаменноугольного возраста.

Изученные разрезы представлены сложным чередованием мелководных отложений разного состава и строения, относящихся к различным литотипам: 1) карбонатов доломито–известкового ряда (микритово-микробиальных, детритовых, органогенно-обломочных известняков, доломитов и их переходных разностей); 2) карбонатсодержащих алевролитовых и глинистых песчаников, глинистых алевролитов и алевролитистых глин и 3) терригенно-карбонатных пород, содержащих в том или ином количестве песчаный либо алевролитистый, либо глинистый материал. Очевидно, что разнообразие пород в пределах одного разреза является следствием смены обстановок и условий седиментации (гумидизация или аридизация климата, морской или опресненный водоем и др.). Эти изменения должны были зафиксироваться на атомарном уровне и отразиться в изотопном составе углерода и кислорода карбонатов, что хорошо видно на примере изученных нами разрезов [1, 2].

Полученные данные позволяют видеть, что карбонатные породы разных бассейнов седиментации существенно отличаются по изотопному составу

углерода и кислорода. При этом изотопные отличия наблюдаются в породах разных литотипов даже в пределах одного разреза. Например, на графике (рис. 1) в координатах $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ разные (по составу и строению) породы ранне-среднепермского возраста занимают обособленные поля.

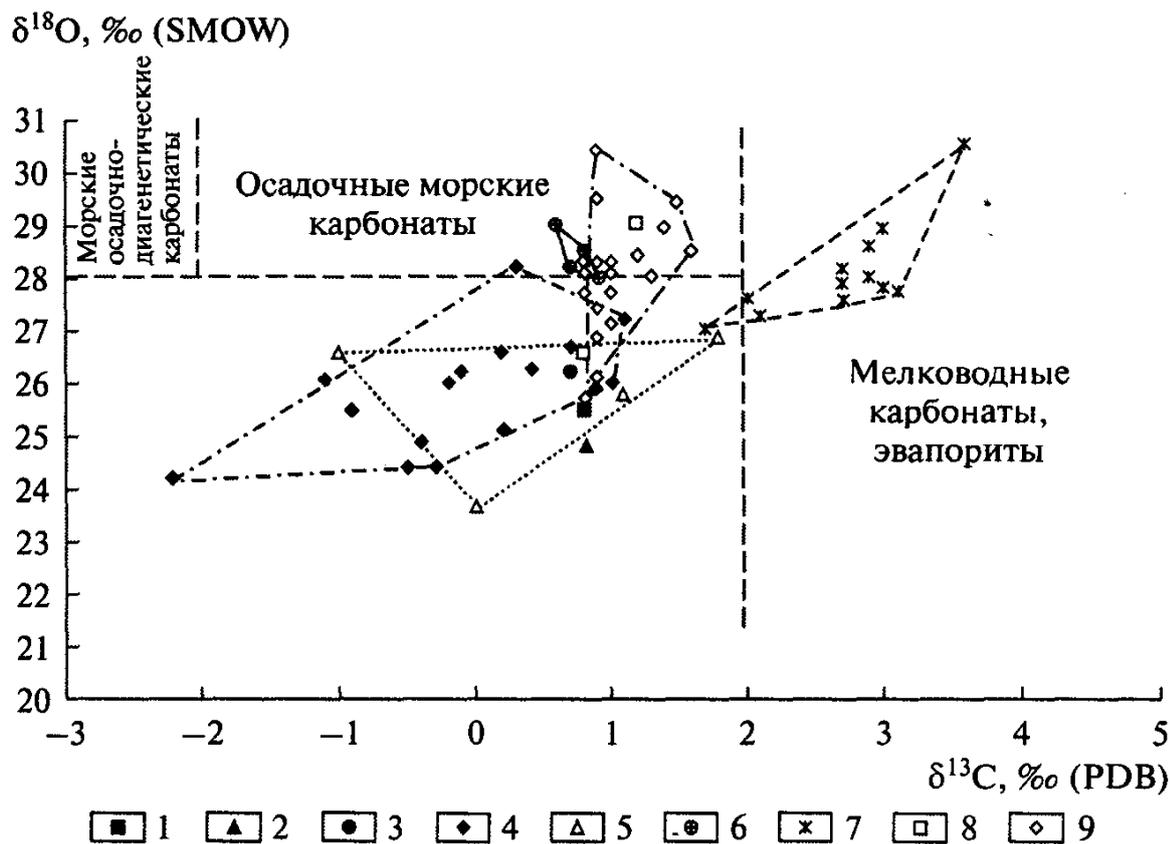


Рис. 1. Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в разных литотипах пород разреза г. Ива-гора (р. Сояна, Архангельская обл.)

1–4 – отложения верхнеуфимского подъяруса нижней перми: 1 – глины, 2 – известняки органогенно-обломочные, 3 – известняки микротово-микробиальные, 4 – песчаники; 5–9 – отложения нижнеказанского подъяруса средней перми: 5 – известняки органогенно-обломочные, 6 – известняки микротово-микробиальные, 7 – известняки детритовые, 8 – глины, 9 – песчаники

Следует отметить также, что одни и те же литотипы пород из разных бассейнов седиментации также могут существенно отличаться по изотопному составу. Так, например, на рисунке 2 приведено распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и

$\delta^{18}\text{O}$ для микритово-микробных известняков из различных разрезов. Это свидетельствует о том, что бассейны седиментации характеризовались отличными (индивидуальными) изотопно-геохимическими особенностями, приведшими к формированию карбонатов с разным изотопным составом. Причем, эти отличия могут наблюдаться не только в удаленных, но и в близко расположенных разрезах [1].

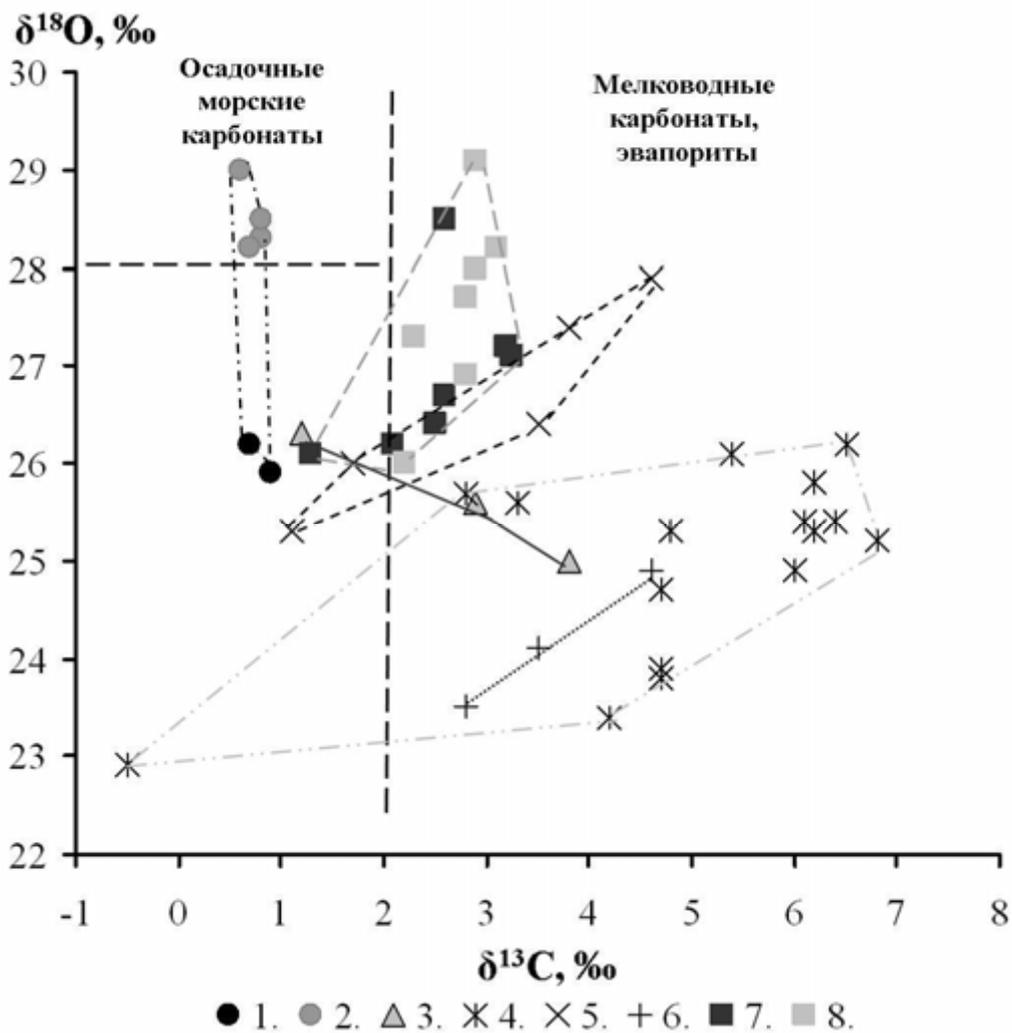


Рис. 2. Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для микритово-микробных известняков изученных разрезов

1 – 2 – Ива-гора (Архангельская обл.): 1 – известняки верхнеуфимского подъяруса нижней перми, 2 – известняки нижнеказанского подъяруса средней перми; 3 – Печищи (г. Казань); 4 – Поповцевский (Кировская обл.); 5 – Кремешки (Кировская обл.); 6 – Чимбулатский (Кировская обл.); 7 – 8 – Сиказа (Башкортостан): 7 – известняки фаменского яруса верхнего девона, 8 – известняки турнейского яруса нижнего карбона.

Таким образом, можно заключить, что палеогеографические условия образования карбонатных отложений отражаются на их литологических особенностях и изотопном составе углерода и кислорода. Различные литотипы пород разных биостратиграфических подразделений изученных разрезов характеризуются своими (отличными от других) изотопными параметрами. Экскурсы величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ согласуются с конкретными литологическими особенностями отложений, сформировавшихся в определенное геологическое время.

Изотопные характеристики углерода и кислорода изученных разрезов отражают локальные условия формирования карбонатных, терригенно-карбонатных и карбонатсодержащих пород. Поэтому корреляция удаленных разрезов мелководно-морских отложений только на основе изотопно-геохимических данных, что широко используется при хемотратиграфических построениях позднего докембрия и палеозоя, без детальных литологических исследований может привести к ошибкам.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11-05-00584-а.

Литература

1. Кулешов В.Н., Седаева К.М. Геохимия изотопов ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) и условия образования верхнеказанских карбонатных отложений Волго-Вятского междуречья // Литология и полезные ископаемые 2009. № 5. С. 508–526.
2. Кулешов В.Н., Седаева К.М., Строганова Ю.Ю. Геохимия изотопов ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) и условия образования ниже-среднепермских отложений р. Сояны (Архангельская обл.) // Литология и полезные ископаемые, 2011. № 3. С. 1-19.
3. Строганова Ю.Ю. Литология и изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) карбонатных отложений востока и севера Русской платформы на некоторых стратиграфических рубежах позднего палеозоя // Автореферат канд. дисс., М.: 2011. 18 с.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДКОВ В РИФТОВОЙ ВПАДИНЕ ГУЯМАС, КАЛИФОРНИЙСКИЙ ЗАЛИВ

В.Б. Курносов¹, Е.В. Блинова¹,

¹ ГИН РАН, Москва, geokrolik@yandex.ru

Впадина Гуямас в Калифорнийском заливе представляет собой пример тектонической, седиментационной и высокой гидротермальной активности в период ранних стадий формирования океанской впадины при рифтинге континентальной коры. Рассматриваемая впадина является частью системы спрединговых осей и трансформных разломов, которые протягиваются из Восточно-Тихоокеанского поднятия и переходят в разлом Сан Андреас. Место глубоководного бурения (скважины 477 и 477А). Скважина вскрыла верхнюю часть осадочного покрова до глубины 267,5 м. Бурение проведено в южном трого рифтовой впадины Гуямас, для которого характерны высокий тепловой поток, достигающий 70 HFU [3], и большая скорость аккумуляции терригенных осадков, около 2700 м в млн. лет [2]. Глубина Калифорнийского залива в месте бурения – 2003 м. Эти скважины пробурены в области новообразованной океанической коры с «нулевым» возрастом. Опробованные гемипелагические диатомовые илы и терригенные турбидиты имеют позднеплиоценовый возраст [1]. Осадки интродуцированы комплексом силлов (или силлом мощностью 47 м) основного состава.

Осадки из южного трого рифтовой впадины Гуямас были разделены на следующие интервалы [4]: 0-3 м – неизменные осадки; 3-32 м – термально измененные осадки над силлом; 32-58 м – комплекс силлов (силл); 58-105 м – термально измененные осадки под силлом; 105-120 м – гидротермально измененные осадки. В гидротермально измененных осадках были выделены четыре зоны: А) 120-160 м – смесь терригенных компонентов и новообразованного кварца, альбитизированного плагиоклаза, гидротермального калиевого полевого шпата, кальцита, пирита, гипса, ангидрита, диагностировано появление эпидота; В) 160-175 м – минеральный состав близок зоне А с некоторыми отличиями (нет терригенных глинистых минералов, кварц перекристаллизован, увеличилось содержание альбита); С) 175-185 м – минеральный состав похож на состав зоны В, сверх того

образуется пирротин и пирит; D) 185-267 м – зеленосланцевая минеральная ассоциация (кварц-альбит-хлорит-эпидот), а также развит пирит и пирротин. В южном трого были выделены две гидротермальные системы [4]. Главная гидротермальная система обусловлена глубинным очагом, расположенным относительно близко к поверхности дна, и короткоживущая гидротермальная система, возникшая при внедрении в осадки силла. В результате внедрения долеритов, расположенные над ним и под ним осадки были сильно уплотнены с потерей значительного количества поровой воды.

Интерпретация распределения глинистых минералов во фракции меньше 0,001 мм была проведена в привязке к выделенным минеральным зонам и к представлению о двух гидротермальных системах. Неизменные осадки (0-32 м) содержат смешанослойный иллит-сметтит с 80% разбухающих слоев, а также примесь хлорита и иллита. В осадках, расположенных непосредственно над силлом в интервале 32-58 м, установлен новообразованный хорошо окристаллизованный сметтит и слабая примесь терригенных хлорита и иллита. В осадках под силлом (105-120 м) состав глинистой фракции близок составу тонкодисперсной фракции осадков, примыкающих к кровле силла. Ниже, в гидротермально измененной части осадочного разреза, в зонах А и В (120-160 м и 160-175 м), сметтиты преобладают над иллитом. В зонах С и D (интервалы 175-185 м и 185-267 м) глинистая фракция состоит из новообразованного хлорита. Неожиданно в самом нижнем опробованном горизонте в зоне D, на глубине 248 м, вместо хлорита встречен хорошо окристаллизованный новообразованный сметтит, похожий на сметтит из осадков, расположенных непосредственно над силлом.

Результаты изучения минерального состава осадков, полученные ранее [5], а также наши данные по диагностике глинистых минералов, позволяют, используя рассуждения о причинах, сформировавших минеральную зональность [4, 5], предложить следующую интерпретацию. Первичная вертикальная минеральная зональность сформирована в основном до внедрения в осадки силла, благодаря долгоживущему, неглубоко находящемуся под южным трогом, источнику тепла. Внедрившийся в верхнюю часть осадочного покрова вблизи раздела осадок/вода силл создал условия для образования сметтита над силлом и под ним. После этого события осадки продолжали быстро накапливаться в трого. После того как силл остыл, он стал в

значительной мере экраном для поступления тепла от глубинного его источника, поэтому вышележащие в интервале 0-32 м осадки не изменились. В то же время, сам силл испытал влияние поднимающихся разогретых поровых вод из нижележащих осадков, сформированных главной гидротермальной системой, которая продолжает существовать и в настоящее время (современный высокий тепловой поток). В результате долериты силла оказались хорошо измененными, с образованием смешанослойного иллит-сметита с преобладанием разбухающих слоев (80-90%) и примеси хлорита. Неожиданную смену хлорита хорошо окристаллизованным сметитом в самом низу опробованного разреза осадков в зоне D (зеленосланцевая метаморфизма осадков), на глубине 248 м, можно предположительно объяснить тем, что ниже забоя скважины 477А находится еще один силл. Силл, которого не достигла скважина, мог создать такие же условия для формирования сметита как и вышележащий силл, над которым диагностирован новообразованный сметит.

Этот сценарий формирования минерального состава осадочного покрова молодой океанической коры вероятно характерен для образования новых океанских впадин в их гидротермально активных зонах при рифтинге континентальной коры. В каждом случае могут быть свои особенности, прежде всего, связанные с составом поставляемого с континента осадочного материала, глубиной и биопродуктивностью конкретного бассейна.

Литература

1. Aubry M-P., Matoba Y., Molina-Cruz A., Schrader H. Synthesis of Leg 64 biostratigraphy. In Curray J.R., Moore D.G., et al. Init. Repts DSDP, 64, Pt. 2: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1982. P. 1057-1064.
2. Curray J.R., Moore D.G., et al. Init. Repts of the DSDP, v. 64: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1982. 507 p.
3. Becker K. Heat flow studies of spreading center hydrothermal processes [Ph.D. dissert.], University of California, San Diego, 1981. 87 p.
4. Kastner M. Evidence for two distinct hydrothermal systems in the Guaymas Basin. In Curray J.R., Moore D.G., et al. Init. Repts DSDP, 64, Pt. 2: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1982. P. 1143-1157.
5. Niemitz J.W. Geochemistry of sediments, Leg 64, Gulf of California. In Curray J.R., Moore D.G., et al. Init. Repts DSDP, 64, Pt. 2: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1982 P.695-713.

О ВАЖНОМ ИСТОЧНИКЕ МЕТАЛЛОВ ДЛЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ, ЖЕЛЕЗО-КРЕМНИСТЫХ НАКОПЛЕНИЙ И СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУД МЕТАЛЛОВ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ, ФОРМИРУЮЩИХСЯ НА ОТМИРАЮЩИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОНАХ

О.Г. Лазур

ГИН РАН, Москва, lazur@ilran.ru

В настоящее время преобладает мнение о сносе металлов в осадочные бассейны из кор выветривания, размываемых на континентах. С нашей точки зрения, этот процесс не мог поставлять достаточного количества металлов для накопления крупных месторождений железистых кварцитов и металлоносных высокоуглеродистых сланцев, формировавшихся в архее и протерозое, так как в то время не было условий для развития мощных кор выветривания. Одним из важнейших источников металлов являлась, видимо, ферритизация магматических расплавов, приводившая к переводу железа, титана и марганца в растворимые формы и выносу их с флюидами и металлоносными растворами в осадочные бассейны, закладывавшиеся на отмирающих вулканических зонах. Вынос происходил по ослабленным трещиноватым зонам. Наиболее ярким примером современного выноса являются черные курильщики в троговых структурах срединных хребтов океанов.

В вулканических зонах развитие вулканизма идет направленно от контрастных ассоциаций вулканитов (коматииты, коматиитовые базальты, дациты) к дифференцированным (коматиитовые базальты, базальты, андезиты, риолиты). В этом же направлении возрастает в толщах содержание осадочных пород. В связи с этим возрастает роль ферритизации мантийных магм [1].

Явление ферритизации описано и применено к генезису железистых кварцитов А.Л. Павловым и А.М. Дымкиным [3]. Главной причиной появления и обособления рудных ферритных магм они считают обогащение силикатных расплавов щелочными, щелочноземельными компонентами и водой, приводившее к перерождению исходных мантийных магм. Чем выше щелочность и кислородный потенциал исходной магматической системы, тем более потенциально рудоносна она на магнетит, титаномагнетит и ильменит. Обогащение магматической системы окислами щелочных элементов, карбонатами и водой, являющихся донорами кислорода, увеличивает окислительную способность силикатных расплавов и интенсифицирует процесс окисления двухвалентного железа и образования ферритов (сложных окислов

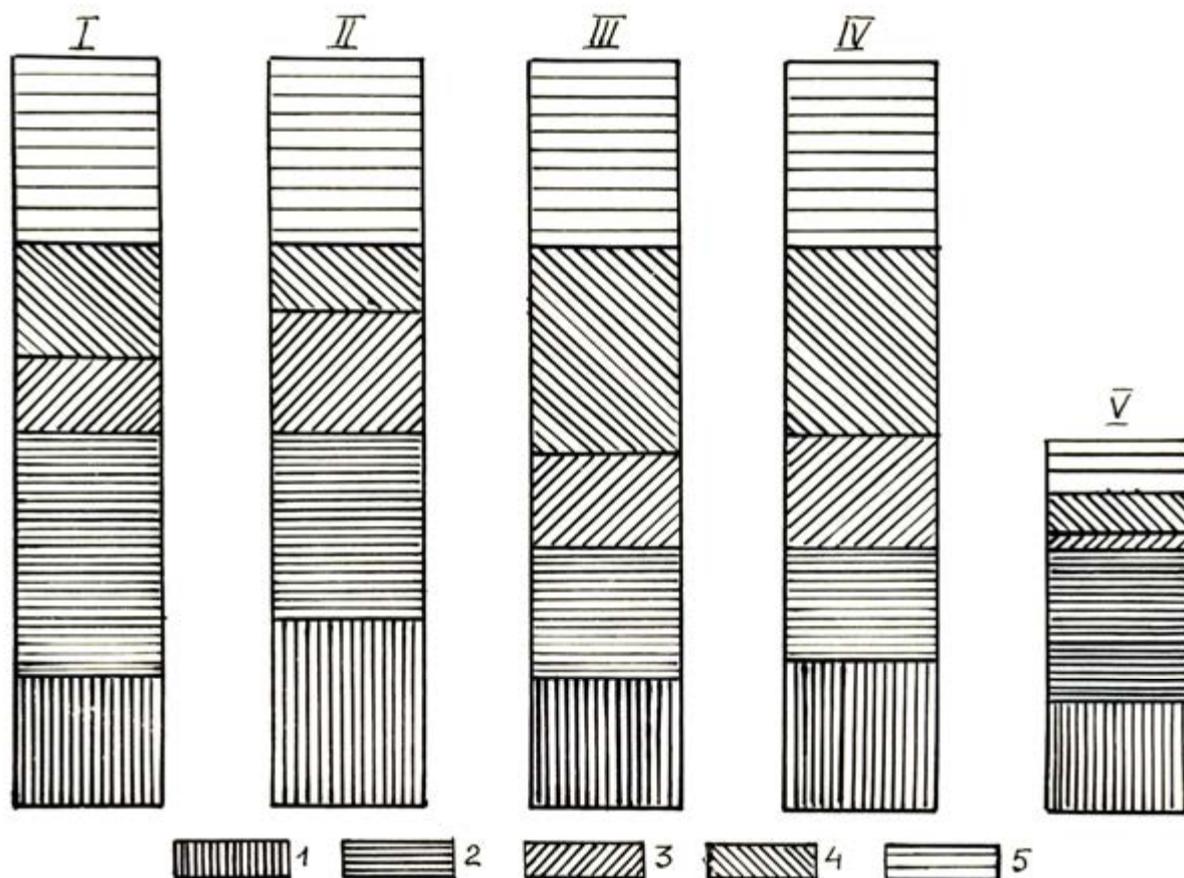


Рис.1 Схема строения зеленокаменных и глубокометаморфизованных осадочно-вулканогенных комплексов

Зеленокаменные комплексы: I – Барбертон, II – Костамукиа, III – Анабарский массив, IV-V – Балтийский щит (IV – гранулитогнейсовый комплекс, V – серия полмос-порос).

1, 2 – контрастные ассоциации, подассоциации: 1 – ультрабазит-базитовая, 2 – дацит-базальтовая; 3, 4 – дифференцированные ассоциации, подассоциации: 3 – базитовая, 4 – базальт-андезит-риолитовая; 5 – вулканогенно-осадочные толщи с эпизодическими бимодальными вулканитами

трехвалентного железа). Активизирует это явление и кислород восстановительной углекислоты. Ферритные расплавы, отличаясь от силикатных вязкостью и поверхностным натяжением, обособляются и в дальнейшем ведут себя как жидкотекучие, особенно при наличии в них кремнекислоты, и проявляются в интрузивной, субвулканической, эффузивной фациях и сопровождающих их источниках металлоносных термальных вод. Окислы щелочных, щелочноземельных элементов, карбонаты и воду силикатные мантийные магмы ассимилируют из осадочных пород рамы.

При формировании вулканитов контрастных ассоциаций раннеархейских вулканических комплексов за счет плавления верхней мантии и протокоры условия для ферритизации были неблагоприятные и эти толщи практически лишены проявлений железокремнистого накопления. Ультрабазит-базитовая подассоциация контрастной ассоциации включает прослой кремнистых сланцев и граувакк. При их вовлечении в магмообразование и выплавлении магм, продуцирующих вулканиты дацит-базальтовой подассоциации и в

последующем дифференцированной ассоциации, условия для ферритизации были более благоприятными и в этих толщах все чаще встречаются прослои и стратиграфически выдержанные пласты магнетитовых кварцитов. В позднем докембрии вследствие прошедшей ферритизации мантийных очагов и массового сброса железа и других металлов в осадочный чехол сформировалась истощенная верхняя мантия и в дальнейшей истории железистые кварциты появлялись лишь эпизодически, но связаны были с проявлениями мантийного магматизма.

Ярким примером истечения металлоносных термальных вод, связанных с мантийным магматизмом, с нашей точки зрения, являются черные курильщико-троговых структур срединноокеанических хребтов современных океанов, образно названные Л. Лодье [2] «оазисами жизни» в океанах. Черные курильщико-обычно окружены полями цианобактериальных и микроводорослевых сообществ (матов), питающихся за счет поставляемых металлоносных термальных вод и обогащенных металлоорганическими соединениями и метаном. При диагенезе и метагенезе они формируют металлоносные высокоуглеродистые черные сланцы, а переотложенные газожидкие дериваты являются благоприятным материалом для образования залежей нефти и газа в коллекторах-ловушках.

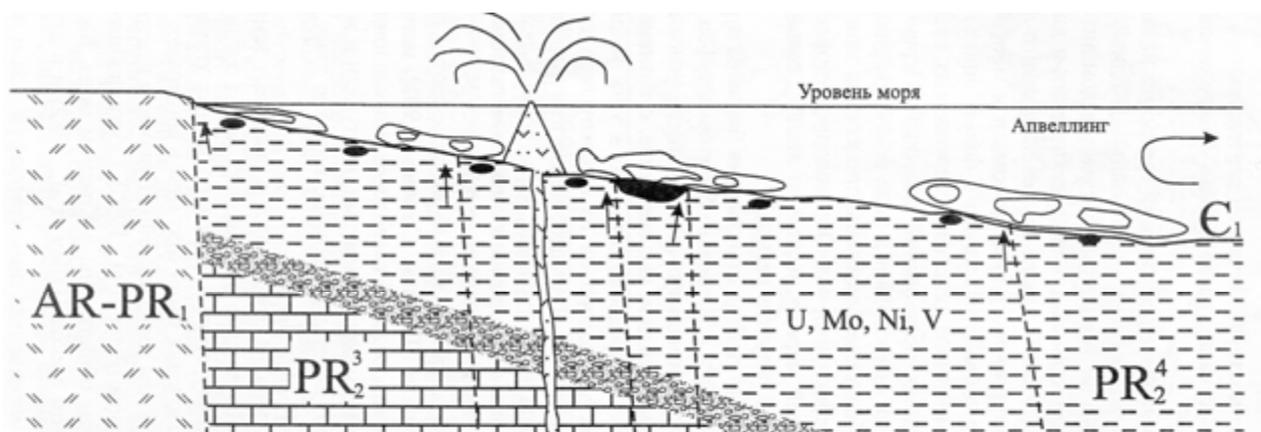


Рис. 2 Предполагаемая схема формирования осадков металлоносного горизонта в эпоху вулканизма

1 – кристаллический фундамент; 2 – известняки и доломиты свиты Садану; 3 – известковистые конгломераты; 4 – филлиты и филлитовидные сланцы свиты Кухен; 5 – углеродистые отложения металлоносного горизонта; 6 – спилиты; 7 – конкреции пирита; 8 – тектонические нарушения; 9 – направление движения гидротермальных растворов; 10 – гидротермальные эманации

В последнее время в литературе появляются сведения о том, что практически все железистые кварциты, особенно в вулканогенно-осадочных толщах, являются продуктом деятельности черных курильщиков. С нашей точки зрения, все значительно сложнее. Если в магнетитовых кварцитах найдены цианобактерии, то это не значит однозначно, что они являются производными матов. Первые, самые древние цианобактерии, похожие на современные, были обнаружены в магнетитовых кварцитах комплекса Исуа в Гренландии с возрастом 3,8 – 4,0 млрд. лет.

Металлоносный высокоуглеродистый сланцевый горизонт раннекембрийского возраста в Пхеннамском прогибе Сино-Корейского щита проанализирован Н.А. Созиновым [5]. В регионе на позднекембрийской вулканической зоне сформировался обширный морской шельфовый бассейн. В отдельных его участках существовали протяженные узкие желоба – трогги, в которых изливались спилиты и термальные воды, обогащенные углеводородами, кремнеземом и микроэлементами. Приведенный в работе материал свидетельствует о ступенчатом, многоэтапном развитии рудообразующего процесса. Начальный этап отвечает во времени седиментации и диагенезу металлоносных осадков в бассейне. Следующий этап – времени тектонической активизации в регионе, когда создавались благоприятные условия для формирования рудообразующих гидротерм и концентрирования их в структурных ловушках.

Литература

1. *Лазур О.Г.* Осадочно-вулканогенные комплексы раннего докембрия и их железноносность. Тр. ГИН РАН, вып. 588. М.ГЕОС, 2009.-190 с.
2. *Павлов А.Л.* Генезис магматических магнетитовых месторождений. Новосибирск: Наука, 1983.-207 с.
3. *Павлов А.Л., Дымкин А.М.* Ферритизация природных силикатных систем и причины их дифференциации // Основные параметры природных процессов эндогенного эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1979.-с. 77-82.
4. *Лодье Л.* Оазисы жизни в океане. М. Гидрометеиздат.1992. - 156 с.
5. *Созинов Н.А.*Металлоносные углеродистые отложения Пхеннамского прогиба Сино-Корейского щита. Тр. ГИН РАН, вып. 578. М. ГЕОС. - 85 с.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ СРЕДНЕПЕРМСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА ПРИКАМЬЯ

А.В. Лаломов¹, Г. Берто²

¹ ИГЕМ РАН, Москва, lalomov@mail.ru,

² *International Association of Sedimentologists, France, berthault.guy@orange.fr*

Исследуемая территория относится преимущественно к зоне развития казанского седиментационного бассейна среднепермской эпохи. К началу средней перми к западу от Урала формируется зона устойчивых прогибаний – среднепермский седиментационный бассейн. В стадию максимальных прогибаний, приходящихся на казанский век, этот бассейн представлял собою двойную седиментационную систему – морскую в западной части и типичную молассовую (континентальную) в восточной. Позднее эти поля соединились в единый седиментационный бассейн с континентальным типом осадкообразования на востоке и морским – на западе [1].

Последовательная смена фаций от преимущественно терригенных на востоке бассейна к карбонатно-глинистым, карбонатным и карбонатно-сульфатным толщам в западной части осложняется мелководными линзообразными телами песчаников и конгломератов, фиксирующих геодинамически активные структуры Татарского свода, проявившиеся в среднепермскую эпоху и разделяющие палеобассейн на западную и восточную зоны. В разрезе выделяются нижний и верхний подъярусы казанского яруса P_2 kz_1 и P_2 kz_2 .

Для реконструкции палеогидродинамических условий были исследованы гранулометрия и седиментационные текстуры терригенной составляющей разрезов. Изучение и картирование косой слоистости позволили установить параметры и ориентировку палеотечений бассейна. В казанском бассейне отмечается преобладание палеотечений юго-западных и юго-восточных направлений, что связано с субмеридиональной ориентацией береговой линии и начавшимся развитием структур Татарского свода.

Интенсивность динамики среды осадконакопления в общем случае уменьшалась с востока на запад: в восточной части в песчаных толщах мощность однонаправленных косослоистых серий достигает 1-1.5 м; в разрезе отложений присутствуют локальные эрозионные поверхности, часто перекрытые базальным гравийно-галечным конгломератом. В центральной части бассейна грубозернистые отложения отсутствуют, мощность косослоистых серий, приуроченных к прослоям и линзам мелко-тонкозернистых песчаников не превышает 0.1-0.2 м, в разрезе преобладают алеврито-глинистые отложения, которые западнее сменяются карбонатно-глинистой толщей с прослоями и линзами гипса.

Литолого-текстурные данные (крупность грубообломочного материала, мощность косослоистых серий и наличие следов размыва) позволяют оценить гидродинамические параметры среды осадконакопления. Диаграмма Рубина и Маккалоча [5] позволяет оценить скорость потока по мощности косослоистых серий: для восточной части бассейна ее можно оценить в 1.4–1.8 м/с, к западу скорость придонных течений последовательно убывает до несущественных величин. Оценка уровня придонных скоростей по диаграмме Хюльстрома [3] дает оценку примерно такого же порядка (0.8–1.2 м/с).

Проведенный детальный гранулометрический анализ терригенной составляющей осадка (таблица) позволяет применить для оценки параметров палеопотока метод Эйнштейна [4]. Согласно проведенным расчетам, удельный расход наносов палеопотока для западной части западного казанского бассейна достигал величин 3-4.5 м³/день на 1 м ширины потока, для восточной части 2.6-5.1 м³/день на 1 м ширины потока. Принимая в расчет объем осадков палеобассейна, можно оценить минимальное время заполнения его палеопотоком наносов с расчетными характеристиками: по полученным данным чистое время терригенной седиментации составляет порядка 10 000 лет.

Гранулометрические характеристики терригенных отложений западного палеобассейна (к западу от оси Татарского свода) казанского яруса

	Западная часть		Восточная часть	
	(P ₂ kz ₁)	(P ₂ kz ₂)	(P ₂ kz ₁)	(P ₂ kz ₂)
Средний размер, мм	0.11	0.08	0.14	0.10
Стандартное отклонение σ , мм	0.68	0.49	0.90	0.56
Асимметрия (As)	1.46	1.46	0.28	0.73
Экссесс (Ex)	1.25	2.62	0.51	0.38
Коэффициент вариации (Cv)	6.2	6.1	6.4	5.6
Энтропия распределения (Hr)	0.68	0.62	0.61	0.67
Количество образцов	7	6	10	7

Следует учитывать, что полученная величина мощности палеопотока отражает максимальные величины, регистрируемые на пике гидродинамической активности, и не учитывает конседиментационную эрозию отложений, состояние транзита наносов, а также перерывы седиментации. В результате этого, в данном случае расчетное время чистой седиментации составляет менее 1% от общей продолжительности соответствующего стратиграфического интервала.

Из этого следует вывод, что в среднепермском палеобассейне преобладал инъективный тип седиментогенеза [2], при котором основная доля осадконакопления происходит в периоды кратковременной лавинной седиментации, а на основную часть стратиграфического интервала времени приходится отложение маломощных пелитовых и карбонатных прослоев. Такая картина характерна для турбидитовых осадков континентального склона. Причина резкого несовпадения седиментологического и стратиграфического времени для мелководного внутриплатформенного среднепермского бассейна пока не выяснена, что может служить предметом дальнейшего исследования. Возможно, здесь сказывается влияние активизации тектонических движений Татарского свода.

Работа проведена при частичной поддержке РФФИ № 09-05-00268-а.

Литература

1. Геология Татарстана: стратиграфия и тектоника. - М.: Геос, 2003. –402 с.
2. Литогеодинмика и минерагения осадочных бассейнов. - СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. –479 с.
3. *Hjulstrom, F.* The Morphological Activity of Rivers as Illustrated by River Fyris, *Bull. Geol. Inst.*, Uppsala, 1935, no. 25, P. 89–122.
4. *Julien, P.* Erosion and sedimentation. Cambridge University Press. 1995.
5. *Rubin, D.M., McCulloch, D.S.* Single and Superposed Bed Forms: A Synthesis of San Francisco Bay and Flume Observations, *J. Sediment. Petrol.*, 1980, no. 26, P. 207–231.

МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ ТИТАН-ЦИРКОНИЕВЫХ МИНЕРАЛОВ ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ РОССЫПЕЙ СУБЛИТОРАЛЬНОЙ ЗОНЫ

А.В. Лаломов¹, С.Э. Таболич²

ИГЕМ РАН, г.Москва, lalomov@mail.ru

²ООО «ПФК ЮНИВЕРС» 117292, г. Москва, tabolich@mail.ru

Одинаковая гидравлическая крупность (скорость падения в водной среде) тяжелых россыпных минералов и обломочных частиц вмещающих пород прибрежно-морских титано-циркониевых россыпей образуется в результате их длительного и многоэтапного сосуществования в ходе процессов седиментогенеза.

Классическая модель формирования россыпей основана на разной гидравлической крупности полезного компонента и вмещающих отложений. Но в титан-циркониевых россыпях эти крупности эквивалентны. Какие же механизмы ведут к образованию таких концентраций?

Исследования закономерностей перемещения частиц различных плотностей в потоке показывает, что эффекты концентрации тяжелых минералов связаны с процессами, происходящими в субламинарном придонном слое, где перемещение осадков происходит путем сальтации или волочения. При переходе во взвешенное состояние преобладающим становится эффект гидравлической эквивалентности, который ведет к перемешиванию рудных и нерудных частиц и разубоживанию россыпных концентраций, в том числе и в фазе последующего осаждения взвешенных наносов.

Таким образом, наиболее эффективно процессы концентрации тяжелых минералов протекают в узком диапазоне гидродинамических энергий (придонных скоростей): начало процесса шлихования соответствует минимальной горизонтальной срывающей скорости для безрудных частиц, прекращение процесса обогащения (и перемешивание осадка) происходит при придонных скоростях, соответствующих переходу во взвесь частиц тяжелых минералов.

Если россыпи фаций пляжа формируются под воздействием прибойного потока в условиях активного гидродинамического режима, то россыпные концентрации сублиторали образуются в результате действия течений компенсационного, вдольберегового, градиентного, сточного и т.п. характера за внешней границей зоны забурунивания, где колебательные волновые движения оказывают на донные осадки подчиненное влияние [1]. Поскольку ископаемые титан-циркониевые россыпи России относятся преимущественно к сублиторальному типу, исследование механизма образования россыпных концентраций в этой зоне имеет первостепенный интерес.

Для частиц диаметром 0.1–0.05 мм, преобладающих в современных титан-циркониевых россыпях сублиторальной зоны, неразмывающая придонная скорость V_0 (она же минимальная срывающая) по формуле Кнороза [2] определяется как:

$$V_{0i} = 0.71 \lambda_R^{-0.5} \nu^{0.3} (g \rho^*)^{0.35} D^{0.05} \quad (1)$$

где λ_R – гидравлический коэффициент трения, ν – кинематический коэффициент вязкости, g – ускорение свободного падения, D – диаметр частицы; $\rho_i^* = (\rho_i - \rho) / \rho$ – относительная плотность частицы в воде, где ρ_i и ρ – массовая плотность частицы и воды соответственно. Построчный индекс $i = s$ для частиц вмещающих отложений, $i = r$ для рудных частиц.

В результате преобразований уравнения Кнороза получаем соотношение:

$$V_{os} / V_{or} = (\rho_s^* / \rho_r^*)^{0.35} (D_s / D_r)^{0.05} \quad (2)$$

Из этого следует, что отношение диаметров равнопадающих частиц в рассматриваемой области обратно квадратному корню из отношения их относительных плотностей, а отношение диаметров «равнодвигаемых» частиц обратно отношению их относительных плотностей в седьмой (!) степени:

$$D_r / D = (\rho_s^* / \rho_r^*)^7 \quad (3)$$

Так, например, для рассматриваемых частиц – кварца и ильменита, отношение «равнопадаемости» равно 0.67 (диаметр рудной частицы к диаметру нерудной), а отношение «равнодвигаемости» 0.0034. В то же время, необходимо отметить, что при увеличении крупности частиц, степень при

отношении относительных плотностей в формуле (3) уменьшается и достигает 0.5 уже при $D > 2$ мм.

Уравнения движения частиц различной плотности трансформированы для учета наклонной поверхности склонов донных форм и применены для условий грядовой формы движения наносов.

Анализ литодинамики на различных участках гряды с разными значениями угла наклона поверхности относительно направления потока показывает, что в зависимости от отношения скорости потока и минимальных срывающих скоростей могут возникать две зоны концентрации тяжелых минералов. По мере увеличения скорости потока более $v_x > v_{0x}$ на фронтальном склоне гряды начинается движение нерудных частиц вверх по склону, при этом у подножия начинается образовываться остаточная россыпная концентрация.

При $v_x > v_{r0x}$ приходят в движение по поверхности частицы тяжелых минералов, а при $v_x > v_{0z} > v_{r0z}$ нерудные и рудные частицы соответственно переходят в режим сальтации и взвеси. На тыловом склоне гряды образуется т.н. «валец», где придонное течение направлено вверх по склону в направлении, противоположном общему потоку.

На рисунке изображена ситуация, при которой на всем лобовом склоне гряды нерудные частицы начинают движение взвешиванием, а рудные – качением. Кроме того, нерудные частицы начинают движение взвешиванием в верхней части тылового ската при одновременном скатывании и аккумуляции рудных частиц на этом участке. Нерудные частицы, выпадающие из взвеси в подвалье гряды, движутся к ее тыловому скату, где переходят во взвешенное состояние, не снижая, таким образом, концентрации рудных частиц. Взвешенные нерудные частицы, достигшие лобового склона следующей гряды, продолжают движение в положительном направлении взвешиванием. Процесс сепарации рудных и нерудных частиц на этой стадии представляется наиболее эффективным, в тыловой зоне гряды начинается интенсивное концентрирование тяжелых рудных минералов.

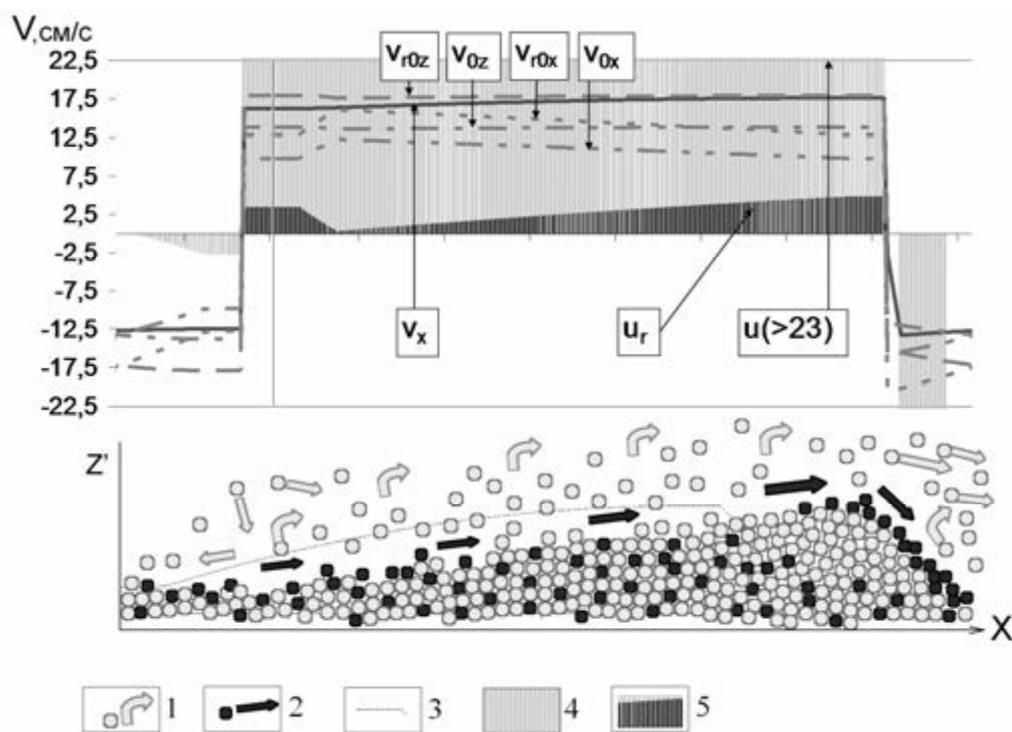


Рисунок. Образование россыпных концентраций в условиях грядовой формы движений наносов u , u_r – скорости движения частиц нерудных и рудных минералов соответственно. v_0 – критические срывающие скорости: v_{0x}, v_{r0x} – перехода к качению (скольжению) нерудных и рудных частиц соответственно; v_{0z}, v_{r0z} скорости начала сальтации для нерудных и рудных частиц соответственно

1 – нерудные частицы и направление их движения, 2 – рудные частицы и направление их движения, 3 – первоначальный контур гряды, 4 – зона движения нерудных частиц, 5 – зона движения рудных частиц

Выявленный механизм объясняет процесс образования титан-циркониевых россыпей в зоне сублиторали.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-00268-а.

Литература

1. Динамические процессы береговой зоны моря. Под ред. Р.Д. Косьяна, И.С. Подымова, Н.В. Пыхова. – М.: Научный мир, 2003. – 320 с.
2. Кнороз В.С. Неразмывающая скорость для несвязанных грунтов и факторы ее определяющие // Известия ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева. 1958. Т. 59. С. 62–80.

ОТРАЖЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО ЛЕДОВОГО ЩИТА В ОТЛОЖЕНИЯХ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

М.А. Левитан¹, Т.Г. Кузьмина¹, И.А. Рощина¹, В.Ю. Русаков¹,
К.В. Сыромятников¹, Р. Шпильхаген²

¹*ГЕОХИ РАН, Москва, m-levitan@mail.ru*

²*IFM-GEOMAR, Киль, r.spielhagen@ifm-geomar.de*

Подводные континентальные окраины Северного Ледовитого океана (СЛО) пока еще плохо изучены из-за сложной ледовой обстановки. Растущий интерес в области фундаментальной науки и прикладных исследований заставляет многие страны вкладывать серьезные усилия для познания этого природного объекта.

До недавнего времени на подводном континентальном склоне и подножье Карского моря не было получено ни одной трубки с керном донных осадков. Этот регион принципиально важен для изучения истории Баренцево-Карского ледового щита, существовавшего вплоть до конца плейстоцена [2] и для исследования эволюции седиментации на гляциальных пассивных окраинах СЛО.

Несмотря на некоторую дискуссионность проведения северо-восточной границы Баренцево-Карского ледового щита в позднем сартане [2], очевидно, что в это время (МИС 2) в Карском море щит занимал только северную и западную его части (без сплошного покрова на Северной Земле). Вся юго-восточная часть (кроме центра Северного Таймыра) представляла собой аллювиальную равнину, т.е. уровень моря был низким. Во время МИС 4 и в конце МИС 3 (тоже при низком стоянии уровня моря) ледовый щит был распространен уже на всей площади современного Карского моря, захватывая Ямальский полуостров и Северную Землю, а в МИС 6 он имел наибольшую толщину ледового покрова, достигавшую, возможно, нескольких километров [2], и распространялся от бровки шельфа Карского моря (или даже от верхней части континентального склона) на севере до северной части Западно-

Сибирской низменности на юге. Между основными этапами развития оледенения Баренцево-Карский ледовый щит таял и при высоком положении уровня моря формировались шельфовые осадки.

В ходе рейса НИС «Поларштерн» (Германия) в 2007 г. колонка PS70/294-5 была поднята в нижней части континентального склона Карского моря на траверзе желоба Воронина в точке с координатами 83°06.70' с.ш., 86°15.01' в.д. Глубина моря равна 3075 м. Длина колонки составляет 612 см, при этом верхние 20 см перемешаны и были исключены из анализа.

На основе выполненных литологических и химических анализов выделены 9 литохемотратиграфических горизонтов (ЛХСГ): I (20-118 см), II (118-143 см), III (143-200 см), IV (200-251 см), V (251-273 см), VI (273-281 см), VII (281-303 см), VIII (303-322 см), IX (322-612 см). Эти горизонты по совокупности косвенных данных сопоставлены с МИС. В МИС 1 входит ЛХСГ I, в МИС 2 – ЛХСГ II-IV; в МИС 3 – ЛХСГ V; в МИС 4 – ЛХСГ VI; в МИС 5 – ЛХСГ VII; в МИС 6 – ЛХСГ VIII и IX. Отложения четных МИС отличаются темно-серым и черным цветом, обилием материала ледового разноса, повышенным содержанием кварца, в них отмечены увеличенные концентрации SiO_2 , Zr, Ba; для МИС 4 и 6 свойственны творожистые текстуры (“cottage cheese”). Для осадков нечетных МИС характерны коричневатые, серо-зеленые, оливковые цвета; текстуры биотурбации; относительно тонкозернистый состав; низкое содержание кварца; повышенные концентрации Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO, K_2O , P_2O_5 , LOI, Zn, V. Концентрации марганца и связанных с ним Cu, As, Co, Ni в большой степени зависят от типа диагенеза: аэробного или анаэробного.

Важная информация о питающих провинциях для выделенных ЛХСГ содержится в модульной диаграмме ГМ-ЖМ [1], где ГМ означает гидролизатный модуль $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / \text{SiO}_2$, а ЖМ – железный модуль $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / (\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$.

Наиболее вероятные породы питающих провинций для каждого из выделенных ЛХСГ: ЛХСГ IX – возможно, глинистые и другие сланцы

протерозоя Северной Земли; ЛХСГ VIII – та же провинция; ЛХСГ VII – меловые глины Центрально-Карского поднятия; ЛХСГ VI – девонские песчаники Северной Земли, не исключено участие песчанистых фаций шельфа; ЛХСГ V – вероятно, меловые глины Центрально-Карского поднятия; ЛХСГ IV – возможно, глинистые и другие сланцы протерозоя Северной Земли; ЛХСГ III: менее кремнистые осадки – глинистые и другие сланцы протерозоя Северной Земли; более кремнистые осадки – меловые песчаники Центрально-Карского поднятия; ЛХСГ II – смесь песчанистых и глинистых фаций шельфа с глинистыми и другими сланцами протерозоя Северной Земли; ЛХСГ I – глинистые сланцы протерозоя Северной Земли. В целом большую роль играла эрозия коренных пород окружающих желоб Воронина поднятий, чем сброс осадочного материала шельфовых фаций.

Первый этап истории осадконакопления охватывает МИС 6, т. е. период времени со 190 до 130 тыс. лет. Весь шельф Карского моря и Северная Земля входили в состав мощного Баренцево-Карского ледового щита, подвижки которого продуцировали армады айсбергов. Продукты их таяния и слагают отложения МИС 6 в изученном разрезе. Во втором этапе, в период с 130 до 24 тыс. лет (МИС 5 – 3) в результате снятия ледовой нагрузки происходило всплывание районов шельфа и тесно связанного с ним континентального склона, что привело к формированию транзитного режима накопления донных осадков в нижней части склона. В это время гляциоэвстатические колебания способствовали чередованию аккумуляции осадков из потоков нефелоидного слоя под сплоченным паковым льдом, для которых питающей провинцией служило Центрально-Карское поднятие (теплые эпохи), с седиментацией айсбергитов, поставлявшихся с Северной Земли и, частично, с внешнего шельфа Карского моря (холодные эпохи).

На границе между вторым и третьим этапами седиментации произошло тектоническое сжатие, приведшее к формированию ряда малоамплитудных надвигов на континентальном склоне. В результате этого события образовались несколько небольших природных седиментационных ловушек, в которых

аккумулировалось осадочное вещество из нефелоидного слоя, ранее частично уходившее транзитом. В результате на третьем этапе, охватившем МИС 2 и 1, скорости седиментации возросли примерно до 10 см/тыс. лет. Основной питающей провинцией для осадков этого этапа служила Северная Земля.

Таким образом, на нижнем континентальном склоне Карского моря история осадконакопления за последние 190 тыс. лет определялась историей Баренцево-Карского ледового щита и тесно связанными с ней колебаниями уровня моря. Основной питающей провинцией служила Северная Земля; эпизодически определенную роль играло Центрально-Карское поднятие и, в меньшей степени, шельфовые осадки. В течение МИС 6 и средней части каргинского времени ведущую роль среди механизмов седиментации имела поставка осадочного материала айсбергами, а в остальное время – илистыми потоками нефелоидного слоя (*mud-flow*). Гравитационные механизмы латерального перемещения осадочного материала по склону были представлены, главным образом, *mud-flow*. Кроме того, во время МИС 6 местами заметную роль играли подводные оползни, а в МИС 1 – турбидные потоки.

Далее в докладе будет проведен сравнительный анализ полученных результатов с литературными данными для континентальных склонов морей Баренцева и Лаптевых.

Литература

1. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб: Наука, 2000. 479 с.
2. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // Quatern. Sci. Rev. 2004. Vol. 23. P. 1229-1271.

АУТИГЕННОЕ КАРБОНАТООБРАЗОВАНИЕ НА МЕТАНОВЫХ СИПАХ В ОКЕАНЕ

А.Ю. Леин, Н.В. Ульянова

ИО РАН, Москва, lein@ocean.ru

В конце 60-х годов прошлого века в литературе появились описания особого типа аутигенных карбонатов, образующихся за счет окисления метана в современных и в более древних, чаще всего плейстоценовых отложениях океана. Эти карбонаты получили в западных публикациях название methane-derived карбонаты.

В 1984 г. было открыто новое явление на дне океана – выходы метаносодержащих растворов и газовых струй из осадочных толщ, так называемые холодные метановые сипы (cold methane seeps).

К настоящему времени осаждение methane-derived карбонатов перешло в разряд хорошо распространенных, но все-таки феноменов, характерных для участков распространения холодных углеводородных сипов на активных и пассивных континентальных окраинах [1-3, 5-6]. На холодных метановых сипах метан представляет собой источник энергии для сложного сообщества микроорганизмов, а карбонаты являются продуктами микробного окисления метана. При этом надо особо подчеркнуть, что процесс окисления метана может происходить и в присутствии кислорода (окислительные условия) и в строго восстановительных условиях. В последнем случае микробное сообщество состоит из консорциума метанооксиляющих архей и сульфатредуцирующих бактерий, потребляющих сульфат и метан в пропорции 1:1 молей. При анаэробном окислении метана образуется сероводород и бикарбонат-ион (HCO_3^-), что приводит к росту величины общей щелочности (Alk) и благоприятствует осаждению карбонатов.

При аэробном окислении метана образуется углекислота (CO_2), что повышает pH в среде и может приводить к растворению карбонатов, но аэробное окисление метана в водной толще и в поверхностном горизонте осадков континентальных окраин играет незначительную роль по сравнению с

анаэробным окислением, протекающим в мощной толще восстановительных осадков до границы с бессульфатными иловыми водами. Возможно, что в процессе анаэробного окисления метана могут участвовать нитриты и нитраты иловых вод, встречающиеся вблизи окислительно-восстановительной границы.

Важным отличительным признаком methane-derived карбонатов, представленных, как правило, низко- и высоко Mg-кальцитом и арагонитом, является их резкое обеднение тяжелым изотопом ^{13}C , за счет унаследования карбонатными минералами части изотопно-легкого углерода метана при процессах метаноокисления.

Примесь седиментационного (раковинного) карбоната в конкрециях, корках, постройках сдвигает значения $\delta^{13}\text{C}$ аутигенных карбонатов в область изотопно-тяжелых значений.

Изотопный состав кислорода карбонатов не всегда дает определенный ответ на вопрос о генезисе карбонатов, поскольку источником кислорода может быть сульфат-ион и бикарбонат-ион, имеющие разный изотопный состав. Но в целом, карбонаты обогащены изотопом ^{18}O . Изотопный состав C и O_2 в карбонатах связан с биологическим фракционированием в процессе карбонатообразования.

Аутигенные карбонаты могут хорошо сохраняться в гемипелагических осадках. Помимо изотопного состава для идентификации methane-derived карбонатов используют данные по концентрации REE и, в первую очередь, рассматриваются цериевые аномалии, поскольку считается, что Ce весьма чувствительный индикатор окислительно-восстановительных условий в осадках. К элементам, указывающим на редокс-условия в осадках можно отнести также Mo, U, V и др. [4]. Их концентрации высоки там, где присутствует свободный сероводород, т.е. в восстановительных условиях.

На основании исследования процессов карбонатообразования при анаэробном метаноокислении (Днепровский каньон Черного моря, вулкан Хаакон Мосби в Норвежском море и др.) в экспериментах с радиоизотопами установлено, что скорость образования аутигенных карбонатов варьирует от

0,65 мм·год⁻¹ до первых миллиметров в сутки, а на границе аэробных и анаэробных условий – заметно падает, изменяясь от 0,02 до 0,37 мм·год⁻¹.

Возраст аутигенных карбонатных построек и стяжений, образованных за счет окисления миграционного термогенного метана, чаще всего связан со временем последнего гляциального максимума, когда образовались близповерхностные залежи и прослои метановых газгидратов. На активных метановых сипах в океане по результатам радиоизотопных исследований может образоваться более 0,5 Тг·год⁻¹ аутигенных карбонатов.

Образование аутигенных карбонатов происходит на глубинах от нескольких метров до нескольких тысяч метров, в различных климатических поясах – от заполярья до тропиков.

Аутигенное карбонатообразование на метане – микробиологически опосредованный геохимический процесс, вовлекающий в современный цикл углерода углеродные соединения древних осадочных толщ.

Литература

1. Леин А.Ю., Лонгвиненко Н.В., Волков И.И. и др. Минеральный и изотопный состав диагенетических карбонатных минералов конкреций из восстановленных осадков Калифорнийского залива // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224. № 2. С. 426-429.
2. Леин А.Ю., Иванов М.В. Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. – 576 с.
3. Bohrman G., Greinert J., Suess E., Torres M. Authigenic carbonates from the Cascadia subduction zone and their relation to gas hydrates stability // *Geology*. 1998. V. 26. P. 647-650.
4. Ge L., Jiang S.-Y., Swennen R. et al. Chemical environment of cold seep carbonate formation on the Northern continental slope of South China Sea: evidence from trace and rare earth element geochemistry // *Marine geology*. 2010. V. 277. P. 21-30.
6. Judd A., Hovland M. Seabed fluid flow. Cambridge, 2007. – 475 p.
7. Peckmann J., Thiel V. Carbon cycling at ancient methane-seeps // *Chemic. Geol.* 2004. V. 205. P. 443-467.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИКРОСТРУКТУРАХ БАКТЕРИОЛИТОВ ИЗ КАЗАНСКИХ ДОЛОМИТОВ (СРЕДНЕЕ ПОВОЛЖЬЕ)

Л.В. Леонова¹, С.П. Главатских¹, А.А. Галеев², Э.А. Королёв²

¹ ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, lvleonova@yandex.ru

² Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань; akhmet.galeev@ksu.ru

Отложения верхнеказанского подъяруса ($P_2\text{ kz}_2$), вскрытые в обнажениях правого берега реки Волги (западная часть Республики Татарстан) по ряду признаков, таких как слабо сцементированные песчаники в основании разреза, загипсованность, знаки волновой ряби и косая слоистость, а также присутствие фоссилий прибрежной и лагунной растительности и эвригалинных групп морской фауны, изучаемые отложения сформировались в условиях краевой, осолоняющейся части морского бассейна. В современных бассейнах с лагунно-себховой обстановкой доминируют бактериальные сообщества, в том числе бентосные, постройки которых способны литифицироваться.

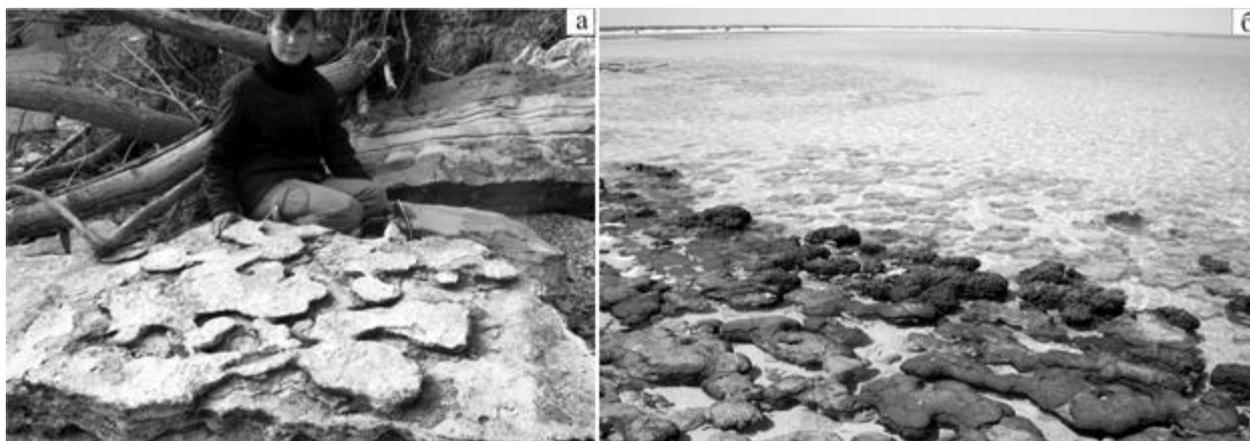
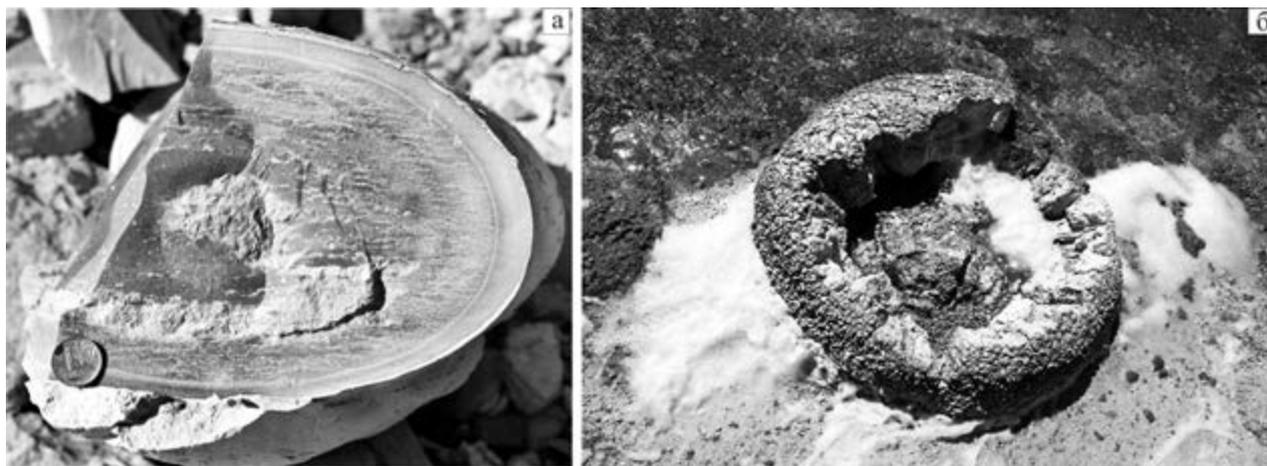


Рис. 1. Ископаемые и современные строматолитовые постройки:
а – верхнепермские строматолиты из прослоев доломитовой пачки, п. Яшельча;
б - современные аналоги, Австралия (Hamelin Pool)
(<http://www.worldofnature.ru/dia/?act=viewcat&cid=580>)

Так, в районе п. Яшельча в одном из прослоев доломитовой пачки обнаружены захороненные в прижизненном положении строматолиты (рис. 1а), по облику и минеральному составу аналогичные современным (Австралия, Hamelin Pool) (рис. 1б). Однако в доломитах и гипсах правого берега Волги чаще встречаются обособления сплюснуто-шаровидного или шарообразного облика (рис. 2а), среди современных аналогов известны бактериальные постройки подобной морфологии (рис. 2 б).



*Рис. 2. Обособления сплюснуто-шаровидного облика:
а – ископаемые; б – современные (Интернет ресурсы).*

Задачей наших исследований являлось изучение ископаемых бактериолитов различной морфологии карбонатного и кремневого состава с помощью сканирующего электронного микроскопа (JSM-6390LV, JEOL; углеродное напыление), оснащенного энерго-дисперсионным спектрометром (ЭДС) (Inca Energy 450), методом рентгеновской порошковой дифрактометрии (ДРОН – 2.0) и методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) (ЭПР–ПС100.X с рабочей частотой 9.272 ГГц).

С помощью сканирующего электронного микроскопа в строматолитах были установлены *in situ* фоссилии цианобактерий, диатомовых водорослей (рис.3) и различных по морфологии остатков микроорганизмов. Превосходная степень сохранности микрофоссилий указывает на весьма высокие скорости псевдоморфного замещения органических соединений. Полуколичественный точечный анализ, проведенный с помощью энерго-дисперсионного спектрометра, показал, в частности, что состав литифицированных чехлов

цианобактерий может быть как мономинеральным, так и комбинированным: доломит, магнезиальный кальцит, минералы двуокиси кремния.

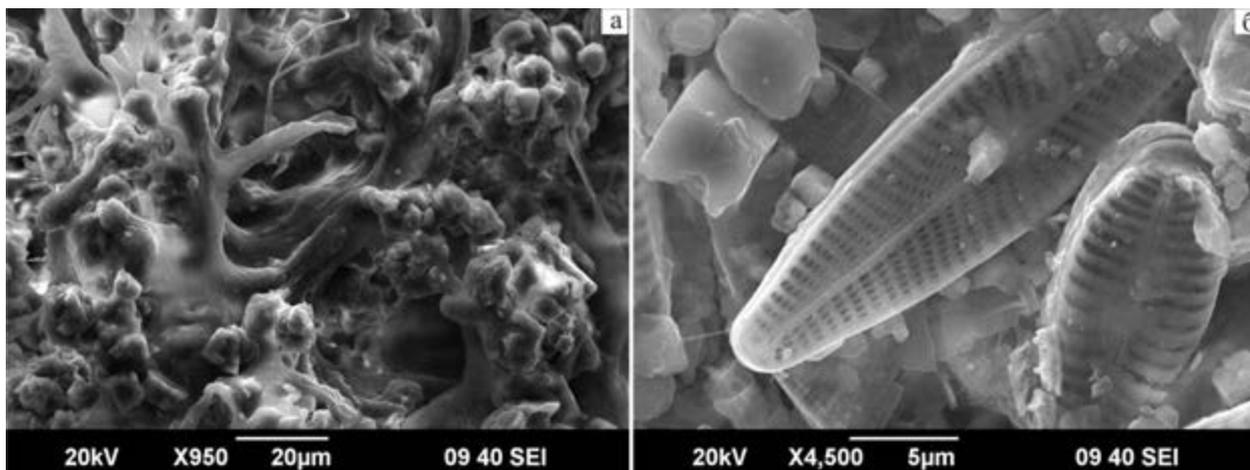


Рис. 3. Микрофоссилии: а – цианобактерий; б – диатомовых водорослей

Следует отметить, что находки окаменелых чехлов бактерий в исследуемых обособлениях относительно редки. Однако для всех карбонатных бактериальных построек, а также доломитовых участков в кремневых обособлениях, характерны калиброванность микрокристаллов, хаотичность их расположения и высокая пористость. Минеральный состав, определенный методом порошковой дифрактометрии – доломитовый, что подтверждают характерные сигналы на спектрах ЭПР в области марганца, однако этот высокоточный метод позволяет установить кальцитовую примесь в некоторых пробах. С помощью энерго-дисперсионного спектрометра детальное изучение микрокристаллов показало, что их состав преимущественно доломитовый (Mg на 1% больше, чем Ca), также встречается магнезиальный кальцит с различным содержанием магния. Халцедон, как правило, хлопьевидного или глобулярного облика, часто в тонкой ассоциации с доломитом. В двух образцах обнаружены идиоморфные кристаллы сингенетичного кварца.

Облик карбонатных агрегатов весьма специфичен: розетковидные сростки, почти шарообразные зерна, близкие к кубу формы часто с пластинчатой или пазловидной поверхностью (рис. 4). Причем, субстрат кристалла постепенно переходит в краевую зону, но состав при этом может сильно варьировать по

магнезиальности. Такая специфика роста свидетельствует о непрерывности процесса отложения карбонатного материала на гранях формирующихся кристаллов, а вариабельность ионов кальция и магния в структуре доломита – о микроколебаниях кислотности-щелочности, что может быть связано с процессом жизнедеятельности бентосных микробиальных сообществ.

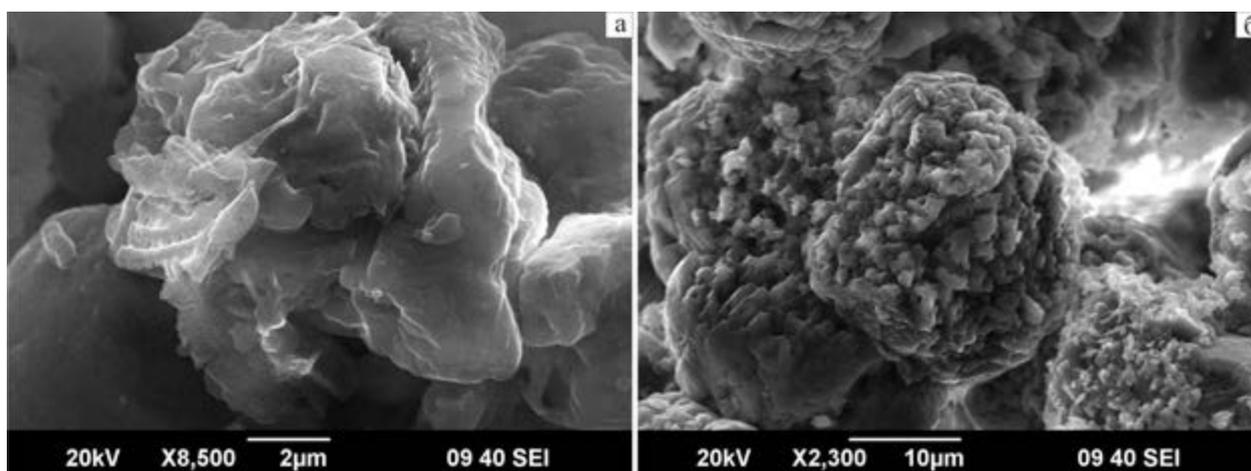


Рис. 4. Морфология некоторых карбонатных агрегатов: а - розетковидные сростки; б - формы с пластинчатой или пазловидной поверхностью

Отсутствие бактериальных микрофоссилий в центральной части построек и скопление в краевой зоне, вероятно, обусловлено тем, что во время развития сообщества в поселении преобладают живые цианобионты, мигрирующие через слои биохемогенных микрокристаллов и частиц терригенного материала. И лишь в краевой зоне, соответствующей фазе угасания сообщества, преобладают отмершие части организмов, способные псевдоморфно заместиться. Кроме того, при интенсивных колебаниях рН чехлы отмерших бактерий могут быть деструктурированы, не успев fossilizоваться. Однако фрагменты аминокислот, возникшие при разложении белков, катализируя процесс минералообразования, способны захороняться в этих минеральных матрицах.

Для выявления ископаемых остатков органических веществ мы использовали метод электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). При наличии сигналов углеродных радикалов на спектрах ЭПР он позволяет

различить компоненты растительного происхождения ($g \sim 2,0030 \div 2,0038$ и $\Delta H \sim 4 \div 7$ Гс, максимум активизации сигнала 350°C) и животного, включая бактерий ($g = 2.0027$, $\Delta H \approx 1.4 - 1.6$ Гс, 600°C) [2].

В процессе исследований методом ЭПР бактериолитов нашей коллекции [1] установлены остатки ископаемого органического вещества ($g = 2.0027$, $\Delta H = 1.4$ Гс, 600°C), типичного для фоссилий белкового ряда. Отсутствие сигналов ЭПР, характерных для остатков растительного происхождения, свидетельствует о доминирующей роли бактерий в процессе формирования построек и их литификации.

Таким образом, использование комплекса высокоточных физических методов исследования позволяет прямо или косвенно установить бактериальную природу минералообразования в обособлениях из доломитовых толщ.

Литература

1. *Леонова Л.В., Королев Э.А., Галеев А.А.* Конкреции: хомогенные стяжения или биолиты? // Структура и разнообразие минерального мира. Матер. Межд. Конференции. Сыктывкар, 2008. С. 311-313.
2. *Муравьев Ф.А.* Литолого-минералогическая характеристика пермских маркирующих карбонатных горизонтов Республики Татарстан. Автореферат на соиск. уч. степ. к. г-м н. – Казань. 2007. – 24 с .

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ: ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ

Е.Ф.Летникова

ИГМ СО РАН, Новосибирск, efletnik@igm.nsc.ru

Осадочные породы представляют собой самые распространенные образования в современном эрозионном срезе материковой суши и на дне морей и океанов, поэтому геологическое картирование и исследование любого района не может обойтись без их наблюдения и изучения. Им свойственны многочисленные признаки, по которым возможна реконструкция: морфологии палеобассейнов седиментации вместе с давно эродированной сушей; особенности палеоклимата и палеотектонического режима изученной территории; наличие или отсутствие вулканизма в седиментации. С осадочными породами прямо или косвенно связаны своим происхождением и или условиями локализации свыше 80% всех известных видов полезных ископаемых. В последние десятилетия появились новые методы и подходы в изучении осадочных комплексов – геохимические и изотопные, которые позволяют получать более конкретную информацию о составе источников сноса, условиях и, реже, возрасте седиментации и этапах развития отдельных осадочных бассейнов. К сожалению, их использование нередко приводит к неправильным выводам, т. к. при интерпретации полученных результатов не учитываются возможности и ограничения конкретных геохимических и изотопных методов исследований. Остановим на этом более подробно.

Первой и основной ошибкой является изучение вещественных характеристик осадочных пород в отрыве от их минерального состава, литологических особенностей и последовательности напластования. Вторая ошибка кроется в сопоставлении геохимических и изотопных характеристик в породах различного состава и генезиса. Например, бессмысленно сопоставлять породы обломочного и хемогенного генезиса, так как одни образовались за счет разрушения конкретных пород в источниках сноса, а другие унаследовали свой геохимический и изотопный облик от состава вод бассейна, в котором

происходила седиментация. Или использовать геохимические диаграммы, разработанные для песчаников, для изучения глинистых пород. Третья грубая ошибка заключается в точечном изучении осадочных пород, без предварительной детализации их по определенным литотипам и оценки их представительности в общем объеме изучаемого осадочного комплекса.

При изучении геохимических характеристик терригенных пород возможно проводить более дробную их классификацию, восстанавливать состав источников сноса, реконструировать физико-химические и геодинамические особенности обстановок накопления. После петрографических исследований, наиболее оптимальным алгоритмом на наш взгляд является следующая последовательность в изучении. При использовании классификационной диаграммы Хирона (1988) следует обратить внимание на два момента. Так как аркозами являются обломочные породы песчаной и алевритовой размерности, среди обломочной части которых присутствует более 25% полевых шпатов, то следует определить специфику аркозов – калиевую или натровую. Это будет способствовать тому, что уже на этом этапе исследований можно судить о составе питающих провинций, сложенных кислыми или средними породами – либо это вулканиты с Na-специализацией или плагиограниты тоналит-троньдемитового ряда, либо калиевые классические граниты. Как правило, при дальнейших исследованиях обломочные породы образовавшиеся из пород различных источников кислого состава обособляются друг от друга на всех последующих графиках и диаграммах при восстановлении состава и геодинамических обстановок источников сноса. Следующим моментом является диагностика базитовой пирокластики, которая всегда локализуется в полях Fe- и обычных глинистых сланцев. При использовании фемического модуля, предложенного Я.Э. Юдовичем (1981), нередко исследователи забывают обратить внимание, что при его расчетах используется Mg, забывая, что этот элемент, кроме фемических минералов, входит в состав доломита. При присутствии в породе карбонатного цемента или обломков карбонатных пород, при использовании этого модуля, надо производить расчеты на бескарбонатную составляющую.

Выделенные на основе геохимических характеристик туфы всегда имеют более молодой Sm-Nd модельный возраст относительно всех других терригенных пород осадочной серии.

При геохимическом изучении карбонатных пород различной степени метаморфических преобразований основным требованием является содержание терригенной составляющей породы, которая не должна превышать 5%. При более высоких ее содержаниях, за исключением если она представлена только кварцем, невозможно разделить вклад морской воды и терригенной составляющей в формирование геохимического состава карбонатной породы, что не позволит в дальнейшем обоснованно судить об обстановках ее седиментации. Все геохимические исследования карбонатных отложений следует проводить в отдельных группах, выделенных на основе литологических и статистических методов исследований. Например, в пределах метаморфического комплекса Приольхонья выделяли три серии, указывая на их различный возраст и условия образования и различные геохимические характеристики. Проведенные исследования позволили показать, что во всех трех сериях присутствуют мрамора с близкими геохимическими характеристиками и после их сопоставления оказалось, что это единая осадочная толща, накапливающаяся одновременно в едином осадочном бассейне. Просто в силу фациальной изменчивости выделенные группы (мелководные, переходные и глубоководные) были в различных объемах представлены в выделенных ранних сериях, что искажало в них средние содержания элементов.

Более строгие подходы предъявляются при исследованиях изотопного состава Sr в карбонатных породах. Это жесткий геологический, литологический, петрографический и геохимический контроль. Без этих составляющих интерпретировать полученные данные нельзя. При сопоставлениях следует использовать изотопные характеристики только тех осадочных карбонатных комплексов, для которых получены кондиционные биостратиграфические данные, геохронологические датировки, а основой служат коллекции, прошедшие жесткий геохимический контроль.

Одним из новых изотопных методов исследований является U-Pb цирконометрия. Используя этот метод надо четко понимать, что мы получаем характеристики только для источников сноса содержащих крупные зерна цирконов, такие как граниты или метаморфические породы. Если предварительно не произведены петрографические и геохимические исследования изучаемых терригенных комплексов, то интерпретация может быть ошибочной. Так как возможными источниками сноса могли служить также не содержащие циркон мафические магматические или мелко-тонкозернистые осадочные породы. В выделенной популяции цирконов могут присутствовать несколько генераций и ограничения метода не позволят проанализировать мелкие зерна, который может характеризовать отдельный источник сноса. U-Pb цирконометрия должна быть завершающей в литологических и геохимических исследованиях, а не отдельно взятым исследованием. Так как случайно выбранные пробы могут не характеризовать основной источник сноса, а являться непредставительной или экзотической (пирокластик, тиллиты) породой для осадочного комплекса.

Геохимические и изотопные исследования осадочных пород различного генезиса дают значительное расширение возможностей при изучении процессов седиментогенеза и определении их возраста. Дискредитация этих методов обусловлена их некорректным применением и использованием в отрыве от литологических и петрографических исследований. Основная задача данного сообщения – эти призыв к всестороннему корректному использованию, успешно применяемых в современной мировой практике, геохимических и изотопных методов исследований при изучении осадочных комплексов России.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы РФФИ (грант 09-05-01003), ИП СО РАН 19.

НОВОЕ В СЕДИМЕНТОЛОГИИ

А.П. Лисицын

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Lisitzin@ocean.ru

За последние десятилетия исследования процессов осадкообразования и донных отложений Мирового океана значительно расширились. Получены донные осадки практически из всех морей и океанов вплоть до Центральной Арктики, получены пробы с глубин до 11 км, успешно продолжается программа глубоководного бурения и геофизических исследований, восторжествовали идеи мобилизма, которые возникли на базе океанских исследований.

Вместе с тем, данные седиментологических исследований морей и океанов пришли в противоречие с парадигмой литологии «...в океане геохимический процесс в целом есть, прежде всего, (на 90–93%) процесс физический, а еще точнее – механический, т. е. процесс механического разноса и фракционирования твердых фаз, поступивших с берега, аллохтонных в весьма малой степени (6–9,2%), этот физический процесс осложнен биогенным» [6]. Реально все оказалось не так.

Принципиальное значение для развития седиментологии имела разработка методов прямого изучения осадочного вещества в рассеянной его форме (во взвеси) [2–4]. Это дало возможность открыть не только новую, очень подвижную и тонкую форму осадочного вещества, но и применить это открытие для исследования реального, т. е. подтвержденного прямыми количественными и качественными инситу данными по взаимодействию взвесь-вода (лед, атмосфера, биота и др.) в ходе превращения рассеянных форм осадочного вещества (РОВ) в концентрированную форму – донный осадок, который далее превращается в осадочную породу.

Рассеянная форма существует с момента разрушения исходной горной породы в коре выветривания и почвах через рассеяние в речной или морской

воде (или атмосфере или криосфере), т.е. через стадию транспортировки реками, а затем через толщу морской воды.

Частицы осадочного вещества, имеющие значительную поверхность, контактируют со средой из атмосферы, морских льдов, со снегом, участвуют в биогенных процессах сорбции–десорбции, растворяются, набирают информацию о среде. Нередко это растягивается на сотни и тысячи километров от источника, и на сотни и тысячи метров по глубинам бассейна, т. е. места отложений обычно удалены от мест образования, не только в пространстве, но и во времени. Этот этап подготовки и транспортировки осадочного вещества выпадал при литологических исследованиях донных осадков, что не давало возможности понимания самих процессов осадкообразования, приводило к многочисленным ошибочным заключениям, хотя это можно изучить в пределах современного осадкообразования.

Рассеянная форма осадочного материала (взвесь), как было установлено работами Лаборатории физико-геологических исследований Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, это очень тонкий по гранулометрии материал (обычно $>70\%$ пелита), что удалось установить инситу измерениями. Степень рассеяния может быть охарактеризована содержанием: в среднем в водах Мирового океана содержится 0,1–1 мг/л, а в атмосфере около 1 мкг/м³, в морских льдах и снеге 1–20 мг/л. Это, таким образом, микро- и наночастицы, которые заметны только при сильном увеличении, а изучение их вещественного состава возможно только после разработки специальных методов выделения вещества.

Первые прямые (инситу) исследования рассеянного в морской воде и атмосфере над океаном вещества удалось начать в 1955–56 гг. во время экспедиций на «Витязе» в Дальневосточных морях [2, 3]. За прошедшие годы удалось изучить в разные сезоны года количественное содержание, состав и свойства рассеянного осадочного вещества во всех частях Мирового океана на всех глубинах от поверхности до дна, в сопоставлении с веществом речного стока в разных природных зонах и веществом донных осадков.

Метод изучения рассеянного вещества получил значительное развитие далее и в зарубежных экспедициях. Далее в ИО РАН были применены спутниковые и гидрооптические, гидрофизические, лазерные и флуоресцентные методы. Это позволило дополнить прямые (инситу) определения (в мг/л) дистанционными: прозрачность (m^{-1}), мутность (в нефелях), содержание хлорофилла, углеводов и др. В целом это дает возможность видеть и извлекать микро- и наночастицы для детальных исследований, которые по единой программе и методике сейчас развиваются не только в Мировом океане, но и во всех взаимодействующих с океаном геосферах.

Открылся новый мир осадочных частиц в океане тесно связанный с многими океанологическими параметрами (стратификация водной толщи, фитопланктон и зоопланктон, ледовый покров и др.). В целом удалось показать, что РОВ – это ценный источник информации о среде (а также о палеосреде при изучении осадков) на твердом носителе, а главное открылся мир процессов, которые управляют осадкообразованием.

Важным этапом стал переход на четырехмерные исследования осадочного процесса с применением комплекса новых подходов и приборов. Изучение процессов не только в пространстве (по широте, долготе и глубине, т.е. 3-D), но и во времени – непрерывно на протяжении суток-месяцев-сезонов-лет [4].

Это стало возможным после разработки седиментационных ловушек – конусов для сбора оседающего осадочного вещества, установленных на заданных глубинах на заданное время. Ловушки с многостаканными приемниками, которые управляются процессором, могут устанавливаться на разные выдержки, т.е. открылись возможности также и для седиментационных инситу экспериментов. Удастся выделять нужное количество РОВ с разных глубин, впервые получить прямую характеристику вертикальных потоков осадочного вещества на разных глубинах (абсолютных масс в мг/м²/сутки или месяц, год).

Осаждение в толще воды идет в поле течений, поэтому вместе с ловушками устанавливаются также гидрологические вертушки (непрерывное изучение горизонтальной составляющей потоков вещества).

Обычно такие подводные обсерватории прямого изучения осадочных процессов на глубинах устанавливаются на 1–2 года. Они работают автономно под покровом льдов, в штормовую погоду, при сильных обрастаниях морскими организмами и др.

В настоящее время кроме ловушек и вертушек на таких станциях устанавливаются также приборы ADCP (доплеровские системы) для трехмерного определения течений, а также дистанционных определений взвеси на глубине в слое в несколько десятков метров. Седиментационная обсерватория таким образом – это платформа для размещения на глубинах многих приборов, непрерывно работающих длительное время (год и больше) в отличие от работ на океанологических станциях, дающих только моментальное состояние среды. Это несколько часов из общего времени год и больше, т. е. для основной части времени процессы не изучаются.

На мегаполигонах Белое море и Каспий при наших исследованиях за последние 10 лет круглогодично работали до 5–10 седиментологических обсерваторий, получено огромное количество новых данных, которые частично освещаются в докладах сотрудников.

Сходный комплекс исследований рассеянного осадочного вещества удалось разработать и для других взаимодействующих с океаном геосфер со своими особенностями РОВ (таблица).

Таблица

Геосферы (оболочки Земли с особым рассеянным осадочным веществом)

<i>Внешние</i>
1. Атмосфера
2. Криосфера
3. Гидросфера (на коре континентальной)
4. Гидросфера (на коре океанской)
5. Биосфера
6. Седиментосфера
7. Антропосфера
<i>Внутренние</i>
Вулканизм наземный и подводный (гидротермы, лавы, пеплы, газы)

Для атмосферы применены методы ультрафильтрации, электронные счетчики частиц, импакторы, спутники и др. В этих работах впервые широко использованы данные об аэрозольном веществе, которое собирается в природных ловушках аэрозолей. Это ледники, на поверхность которых осаждаются со снегом частицы (как горные на высотах до 7–8 тыс. м, так и покровные – Гренландия, Антарктида). Это позволяет определить потоки и перенос аэрозолей на разных высотах. Сборы снега в конце зимы позволяют судить о вертикальных потоках аэрозолей зимой. Еще одна из природных ловушек – острова в океане, которые возвышаются над уровнем моря. Здесь почвообразование идет только за счет местного материала (обычно базальт или карбонатные рифовые постройки), а также за счет принесенных с континентов аэрозолей. Например, для Гавайских островов удалось построить разрезы для последних десятков тысяч лет, восстановить историю потоков аэрозолей и их состав и свойства. Аэрозоли сегодняшнего дня отбирают также нейлоновыми сетями, которые получают заряд статического электричества при обдувании ветром. Высотные потоки (стратосферные и выше) изучаются при полетах высотных самолетов, в горных обсерваториях и дистанционно (с помощью лидаров, спутниковых наблюдений, определений светимости Солнца и звезд и др.). Эти исследования особенно важны в аридных зонах океана (которые запрещены по теории океанского седиментогенеза). Сейчас такие зоны не только выделяются, но и используются для палеореконструкций.

В высоких широтах главный вид рассеянного осадочного вещества – криозоли. Их изучают в толщах льдов бурением, причем не только покровных ледников (Гренландия и Антарктида), но и морских и речных льдов [7]. Именно этот тип рассеянного осадочного вещества определяет ледовый тип седиментации (который почему-то существует на суше, но запрещен – по теории в море).

Рассеянный осадочный материал характерен для всех оболочек (геосфер Земли). Он различается по количеству, составу и свойствам. Внешние и внутренние геосферы находятся во взаимодействии с осадочным веществом и

это смешенное в разных пропорциях осадочное вещество, в конце концов, осаждается на дне морей и океанов. Процессы смешения осадочного вещества почему-то не отмечались ранее на фоне исследований по дифференциации.

Нужно отметить еще огромную роль биогенных процессов (биосфера), в ходе которых идет образование аутигенного (биогенного) осадочного вещества за счет перевода во взвесь растворенных биогенов и фотосинтеза. Органическое вещество, входящее в состав рассеянного взвешенного вещества морской воды, становится первопищей для организмов океана. Они выделяют его безвыборочной фильтрацией и связывают в пеллетные комки – контейнеры, которые быстро осаждаются на дно и вновь перерабатываются бентосом.

Об огромной мощности биофильтрации говорит то, что по подсчетам В.Г. Богорова (подтвержденными нашими новыми данными) организмы океана отфильтровывают всю воду Мирового океана всего за 0,5-1 год, а во всей толще вод (особенно в деятельном слое) идет борьба за взвесь – главный источник пищи.

В самом верхнем слое донных осадков (седиментосферы) идут процессы диагенеза с отжимом иловых вод в придонные слои, а также с взмучиванием верхнего, очень рыхлого слоя осадков. Это подтверждается увеличением содержания взвеси и потоков осадочного вещества (по данным седиментационных ловушек и гидрооптики).

Поступление продуктов наземного и подводного вулканизма достаточно изучено, однако масштабы подводного вулканизма (по крайней мере, в 10 раз превышающие масштабы надводного) удивительны. Главные исследования подводных вулканов и гидротерм сделаны в последние годы с помощью подводных обитаемых аппаратов. Удалось не только увидеть осадочный процесс на границе рассеянной (взвесь) и концентрированной (осадок) форм вещества, но и вести геологическое и литологическое картирование на глубинах до 5 км с прицельным отбором проб.

Удалось также провести исследования рассеянного вещества – флюидов гидротерм, факелов «черных курильщиков» и связанных с ними металлоносных осадков, процессы хемосинтеза и образования хемосинтетической органики [1, 5].

Нет возможности хотя бы перечислить открытия, которые удалось сделать при многолетнем целенаправленном исследовании этих седиментационных царств со своими законами развития. Надеемся это показать в отдельных докладах сотрудников Лаборатории физико-геологических исследований.

Литература

1. *Леин А.Ю., Пименов Н.В.* Роль бактериальной продукции на активных гидротермальных полях в общем балансе органического углерода в океане. – Биология гидротермальных систем. Ред. А.В. Гебрук. М.: КМК Press, 2002. – С. 320–328.
2. *Лисицын А.П.* Атмосферная и водная взвесь как исходный материал для образования морских осадков. – Труды Института океанологии АН СССР. 1955. Т. 13. – С. 16–22.
3. *Лисицын А.П.* Методика изучения взвеси с геологическими целями. – Труды Института океанологии АН СССР. 1956. Т. 19. – С. 96–105.
4. *Лисицын А.П.* Новые возможности четырехмерной океанологии и мониторинга второго поколения. – М.: Наука, 2003. – С. 503–556.
5. *Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г.* Гидротермальные образования рифтовых зон океана. – М.: Наука, 1990. – 256 с.
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.

ЛИТОГЕНЕЗ ГЛОБАЛЬНЫХ ЭПОХ ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ

Т.В. Литвинова, А.А. Аббясов

ГИН РАН, Москва *Litvinova-geo@rambler.ru*

Глобальные эпохи фосфатогенеза фанерозоя приурочены к пограничным толщам венда-кембрия, позднего мела-палеогена и к перми. С помощью компьютерной программы MINLITH [9] были обработаны многочисленные анализы по месторождениям мира, возникшим в бассейнах этих времен. В результате пересчета данных по древним фосфоритам [5] были выявлены кремнезем, полевые шпаты, глинистые и карбонатные минералы, фторкарбонатапатиты, на основании их распределения выделены 3 группы. Фосфориты первой группы (рис.1) характеризуются карбонатностью и магниальностью, во второй доминируют кремнезем, полевые шпаты, глины. Сопоставление данных по составу доломита–апатита показывает те же 3 группы (рис. 2). Разброс данных по фторкарбонатапатиту для каждого из бассейнов незначителен, но по количеству доломита-анкерита в каждой из групп наблюдаются существенные расхождения. Так, отложения Хубсугула соответствуют обстановкам полузамкнутого гиперсоленого магниально-карбонатного бассейна, а Каратау – осадкам бассейна открытого типа со значительным привнесом терригенного материала. Фосфориты Джорджины отличаются наибольшим количеством глинистых минералов, а Удско-Шантарские – высокой кремневой составляющей. Фосфориты третьей группы, Янцзы и пермской Фосфории, на обоих графиках занимают промежуточное положение. Формирование каждого из бассейнов происходило в водоемах различной конфигурации, рельефа, состава областей питания, однако среднее содержание P_2O_5 в них существенно не отличается. Принципиальные различия минерального состава в однотипных фосфоритах указывают на то, что не условия осадконакопления играли основную роль в их возникновении. На рубеже венда-кембрия поступало огромное количество фосфора [1], заполнившего все доступные для него водоемы. Это подтверждается

возникновением многочисленных фосфатопроявлений и общей «зараженностью» фосфором осадочных пород этого времени [8].

В результате анализа мел-палеогеновых фосфоритов [4] выявлено 4 типа: безглинистые, бескремнистые, кремнистые и чистые фосфориты. Во всех группах отсутствует корреляции между количествами кремнезема и апатита, а также глини и апатита. Бескремнистые фосфориты характеризуются возрастанием количества апатита при незначительном уменьшении отношения терригенных пород к сумме карбонатов. Фосфориты кремнистой и безглинистой групп отличаются прямопропорциональной зависимостью этих величин (рис. 3). Сопоставление данных по количественному составу суммы кремнезема и полевых шпатов (рис. 3) к отношению доломита к сумме всех известняков показывает, что для кремнистой и безглинистой групп мы видим прямопропорциональную зависимость этих величин, а для бескремнистого характерна обратная зависимость: при уменьшении суммарного количества кремнезема и полевых шпатов объем доломитов в карбонатных породах падает. В четвертой группе корреляционная связь этих величин отсутствует. Несмотря на то, что бассейны фосфатонакопления расположены на достаточно большом расстоянии друг от друга, почти в каждом из них можно встретить почти все выделенные типы, что говорит о существенной роли апвеллингов в их формировании и отличает их от вендско-кембрийских и пермских фосфоритов, в которых отчетливо просматривается индивидуальность каждого из бассейнов, также включающих ряд месторождений. В формировании последних существенную роль играли питающие провинции.

Возникновение эпох фосфатонакопления в достаточно узкие стратиграфические интервалы не могло происходить за счет внутренних ресурсов Земли. Поступление мощной энергии и вещества осуществлялось извне [1], поэтому время активизации тектонических процессов и глобального фосфатонакопления совпадают [6]. Так, в венде-кембрии произошли резкие изменения атмосферы и солевого состава морской воды, распад Родинии и таяние ледников, изменение состава питающих провинций, возникли колебание

количества свободного кислорода в атмосфере и изменение в осадках изотопных составов углерода, серы и стронция [7]. Поступление фосфора на Землю привело к всплеску жизни и возникновению многочисленных фосфатоносных водоемов [2]. В результате сформировались близкие по геологическому строению бассейны с высоким содержанием фосфора, но с индивидуальной петрохимической характеристикой. Формирование мел-палеогеновых фосфоритов осуществлялось в условиях тектонически активизированных окраин Африканско-Аравийской платформы и Атласской эпиплатформенной области [3]. Петрохимическая характеристика месторождений в пределах каждого из бассейнов показывает существенное различие в их составах, что объясняется действием апвеллингов. Последние следует рассматривать как механизм реализации фосфатного материала, но не источник фосфора. Космическая гипотеза непротиворечиво объясняет расположение на земной поверхности и миграцию во времени фосфатоносных бассейнов из Азии в вендско-кембрийскую эпоху на запад в пермскую и на юго-восток в мел-палеогеновую эпохи [2]. Источник фосфора для всех трех эпох был один, а механизмы накопления различные, что хорошо видно при проведении комплексного компьютерного анализа петрохимического состава фосфоритов.

Литература:

1. Баренбаум А.А., Литвинова Т.В. Периодичность эпох фосфатонакопления и ее возможные космические причины // ДАН. 2002. Т. 385. №2. С. 220-222.
2. Баренбаум А.А., Литвинова Т.В. О механизме возникновения палеозойских фосфатов и солей // ДАН, 2005. Т. 405., № 4. С. 501-506.
3. Батулин Г.Н., Покрышкин В.И. // Океанология, 1990. Т. 20. Вып. 1. С. 87-96.
4. Литвинова Т.В., Аббясов А.А. // Комплексный анализ данных по петрохимии фосфоритов Аравийско-Африканской материковой платформы и Средиземноморья. ДАН. 2010. Т.4 33. № 1.
5. Литвинова Т.В., Аббясов А.А. Происхождение пластовых фосфоритов и геохимико-минералогические особенности их накопления. // ДАН 2009. Т. 428. № 1. С. 93-95.
6. Соколов А.С., Еганов Э.А., Краснов А.А., Школьник Э.Л. Проблемы фосфоритогеогенеза // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С. 569-583.
7. Хаин В.Е.. Основные проблемы геологии. М.: Наука. 2003. 347 с.
8. Яншин А.Л. Эволюция геологических процессов в истории Земли. Л.: Наука, 1983. 39 с.
9. Rosen O.M., Abbyasov A.A. // Computers and Geosciences, 2004, Vol 30, No. 6, P. 647-661.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПОТОКИ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В МОРЯХ И ОКЕАНАХ

В.Н.Лукашин

ИО РАН, Москва, lukashin@ocean.ru

Вертикальные потоки вещества являются важной характеристикой при изучении осадкообразования, которая позволяет в динамике изучать процессы седиментации осадочного материала в море, преобразования его при прохождении водной толщи, оценить количество и состав вещества, поступающего на дно. Вертикальные потоки вещества определяют с помощью седиментационных ловушек разного типа, установленных на притопленных буйковых станциях или дрейфующих на определенных горизонтах в водной толще.

Осадочный материал, поступающий в моря, является продуктом денудации материковых горных пород. Он выносится с речным стоком, в результате абразии берегов, а также через атмосферу. Максимальные потоки вещества на дно отмечаются вблизи устьев рек, на первом глобальном уровне лавинной седиментации [1]. В Карском море при исследовании маргинальных фильтров Оби и Енисея, были получены значения вертикальных потоков более $22000 \text{ мг м}^{-2}\text{сут}^{-1}$ до изохалины 15 промилле, тогда как в открытом море они составляли $9-65 \text{ мг м}^{-2}\text{сут}^{-1}$ [2]. Материал, осажденный в седиментационных ловушках, представлен в основном терригенным веществом.

На континентальном склоне потоки значительно меньше. Наши исследования на континентальном склоне в Норвежском море показали значения $11-18 \text{ мг м}^{-2}\text{сут}^{-1}$ в верхнем горизонте водной толщи, причем осаждающийся материал представлен в основном биогенными компонентами. В придонном слое потоки составляют $61-270 \text{ мг м}^{-2}\text{сут}^{-1}$ в 5-50 м от дна, а собранный материал – преимущественно литогенный. Здесь проходит придонное течение с нефелоидным слоем и потоки у дна обусловлены

выпадением осадочного материала из этого слоя. Кроме того, здесь развиты склоновые процессы и увеличение значений может быть вызвано турбидитными потоками. Подтверждением тому служит резкое увеличение (на порядок величины) вертикального потока в феврале 1995 г. по сравнению с потоками в январе и марте. Еще более высокие значения потоков, полученные иностранными учеными и нами [3] внизу континентального склона Северной Америки в зоне действия Западного пограничного глубинного течения ($244-543 \text{ мг м}^{-2}\text{сут}^{-1}$). Осаждающийся материал над континентальными склонами в верхней части столба воды - существенно биогенный, а в придонных слоях – в основном литогенный, но имеет значительную примесь (до 45%) биогенных частиц, кремнистых и карбонатных.

Исследование, проведенное в зоне Бенгельского апвеллинга показало также очень высокие потоки вещества (до $432 \text{ мг м}^{-2}\text{сут}^{-1}$) во всем столбе воды [7]. В отличие от маргинальных фильтров и континентальных склонов осаждающийся материал представлен в основном биогенными компонентами – детритом диатомовых водорослей.

В абиссальной части океанов потоки осаждающегося вещества обычно незначительны по сравнению с потоками в маргинальных фильтрах и на континентальных склонах. Поток на дно формируется в эвфотическом слое и основу его составляет биогенный материал. Литогенная часть в основном поставляется из атмосферы посредством сухого осаждения аэрозолей в аридных зонах и с атмосферными осадками в гумидных. Главным фактором формирования вертикальных потоков является первичная продукция органического вещества, которая определяет интенсивность развития жизни в океане. Первичная продукция $C_{\text{орг}}$ распределяется в соответствии с климатической зональностью – ее высокие значения отмечаются в гумидных зонах, особенно в экваториальной, минимальные величины – в аридных зонах, внутри антициклональных круговоротов. Транспорт осадочного материала в глубины океана осуществляется только за счет биогенных процессов. Дисперсные терригенные компоненты, находящиеся в морской воде во

взвешенном веществе, при фильтрации воды зоопланктоном включаются в состав пищевых комков и фекальных пеллет, а также налипают на слизистые поверхности биогенных агрегатов. Именно эти процессы позволяют тонкому терригенному веществу в составе крупных биогенных агрегатов сравнительно быстро достигать морского дна.

Исследования, проведенные в экваториальной зоне Атлантики, показали значения потоков под эвфотической зоной (240 м) 72 и 116 мг м⁻²сут⁻¹. На горизонте 1000 м поток уменьшился в два раза. В составе осаждающегося материала преобладают биогенные компоненты морского происхождения (фекальные пеллеты и неоформленные пищевые комки зоопланктона, раковинный детрит), которые в процессе осаждения частично деградируют и растворяются. Именно за счет деградации биогенных компонентов поток уменьшается. Литогенная часть представлена преимущественно терригенным материалом, приносимым в район исследования пассатными ветрами из африканских пустынь и саванн, о чем свидетельствуют близкие величины потоков аэрозолей на поверхность океана и литогенного вещества во всем столбе водной толщи, а также соотношения минералов в аэрозолях и осадочном веществе [5, 7].

В северно аридной зоне в Атлантике потоки из эвфотического слоя составляют 6-20 мг м⁻²сут⁻¹ [4, 6]. Осаждающееся вещество представлено главным образом биогенными компонентами, доля литогенного материала составляет менее 5%. С глубиной потоки значительно убывают за счет деградации биогенов, а поток литогенного вещества одинаков во всем столбе воды.

В районах активной гидротермальной деятельности, в зонах спрединга океанского дна к материалу, осаждающемуся из продуктивного слоя океана, добавляется материал, поставляемый из недр гидротермальными растворами. Эти кислые растворы, истекая из труб «курильщиков», при взаимодействии с морской водой образуют рудные и другие минералы, которые формируют гидротермальные плюмы.

Гидротермальный плюм состоит из восходящей части, видимой визуально как дым «курильщика», и плюма нейтральной плавучести, определяемого инструментально по высокой мутности, концентрациям метана, растворенного марганца, взвешенного железа. Из всплывающей части плюма осаждаются в основном рудные минералы, а потоки их, определенные нами в седиментационных ловушках, поставленных на дно вблизи «курильщиков» на гидротермальных полях Брокен Спур и ТАГ составляют $1800-5200 \text{ мг м}^{-2}\text{сут}^{-1}$ [6]. Осажденный материал представлен в основном рудными минералами, которые отлагаются вблизи гидротермальных источников, образуя рудные залежи. Материал из гидротермального плюма нейтральной плавучести включается в естественный поток сверху. При этом потоки в два и более раза увеличиваются, и изменяется состав осадочного материала в них. Прежде всего, значительно возрастает содержание железа в веществе и ряда рудных микроэлементов.

Таким образом, распределение потоков осадочного вещества подчиняется прежде всего циркумконтинентальной зональности: максимальные потоки приурочены к окраинам континентов – шельфу, где отлагаются терригенные осадки, выносимые реками, и континентальному склону. Осадочный материал здесь практически целиком литогенный. С удалением от континентов потоки осадочного материала уменьшаются и контролируются климатической зональностью, определяющей развитие биоса. В гумидных зонах потоки значительно выше, чем в аридных зонах. Вещество, осаждающееся в толще воды, существенно биогенное, с глубиной поток его уменьшается. Литогенный материал поступает в океаны преимущественно через атмосферу с аэрозолями, в эвфотической зоне он поглощается биосом и в составе метаболитов зоопланктона проходит водную толщу, причем потоки литогенного материала постоянны во всей толще. В районах гидротермальной деятельности к естественному потоку добавляется гидротермальный материал, увеличивая потоки и изменяя состав вещества.

Литература

1. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. - М.: Наука, 1988. – 309 с.
2. *Лисицын А.П., Шевченко В.П., Виноградов М.Е. и др.* Потоки осадочного вещества в Карском море и в эстуариях Оби и Енисея // *Океанология*. 1994. Т. 34. № 5. С. 748-758.
3. *Лукашин В.Н.* Седиментация на континентальных склонах под влиянием контурных течений. – М.: ГЕОС, 2008. 250 с.
4. *Лукашин В.Н., Алейник Д.Л., Исаева А.Б. и др.* О геохимии плюма нейтральной плавучести над гидротермальным полем Рэйнбоу и потоках осадочного материала из него // *Геохимия*. 2004. № 5. С. 488-592.
5. *Лукашин В.Н., Исаева А.Б., Серова В.В., Николаева Г.Г.* // *Геохимия осадочного вещества и его потоки в восточной части экваториальной Атлантики*. *Геохимия*. 2002. № 3. С. 306-318.
6. *Лукашин В.Н., Русаков В.Ю., Лисицын А.П. и др.* Потоки осадочного вещества, его минеральный и химический состав в районе гидротермального поля Брокен Спур (Срединно-Атлантический хребет, 29° с.ш.) // *Геохимия*. 2000. № 3. С. 370-382.
7. *Лукашин В.Н., Шевченко В.П., Романкевич Е.А. и др.* Потоки осадочного вещества в Юго-Восточной Атлантике // *Докл. РАН*. 1993. Т. 330. №5. С. 638-641.

Содержание

<i>Япаскурт О. В.</i> Концептуальные проблемы литологических исследований в России: вводные пояснения к постановке проблемы, ее сути и обсуждению на 6-м Всероссийском литологическом совещании.....	3
<i>Аксенова Т. П.</i> Состав и условия формирования нижнеюрских отложений (юг и юго-восток Западной Сибири).....	17
<i>Алексеев В. П.</i> О синергетическом мировидении в седиментологии.....	21
<i>Алексеев В. П., Амон Э. О.</i> О рамочных границах применения принципа актуализма в седиментологии.....	25
<i>Алексеева Т. Н.</i> Факторы, механизмы и следствия перераспределения осадочного материала в пелагическом литогенезе.....	29
<i>Амбросимов А. К.</i> Каналы на дне Каспийского моря.....	33
<i>Антонов В. А., Беляев Е. В.</i> Эволюция осадочного рудообразования юга России.....	37
<i>Антоновская Т. В.</i> Современные условия карбонатного осадконакопления	41
<i>Антошкина А. И.</i> Бактериальный литогенез.....	47
<i>Анфимов А. Л., Сорока Е. И.</i> Условия формирования надрудной толщи известняков месторождений Североуральского бокситового рудника.....	51
<i>Анциферова Г. А., Шевырев С. Л., Калашиников А. О.</i> Закономерности осадконакопления в межледниковых и современных озерах бассейнов верхнего и среднего Дона.....	55
<i>Арефьев М. П., Кулешов В. Н.</i> Исследование изотопного состава углерода и кислорода в пограничных отложениях перми и триаса Московской синеклизы.....	59
<i>Арефьев М. П., Шкурский Б. Б., Григорьева А. В.</i> Влияние Балтийской и Уральской питающих провинций на осадконакопление на рубеже перми и триаса в северо-восточной части Московской синеклизы	63
<i>Аржавитина М. Ю., Бабаева С. Ф.</i> Литолого-фациальные обстановки седиментации флишеидной толщи Южного Урала.....	68
<i>Астаркин С. В., Гончаренко О. П., Мусатов В. А.</i> Литолого-фациальная характеристика бобриковских отложений предбортовой зоны Прикаспийской впадины.....	71
<i>Астахов С. М.</i> Модель седиментации юго-восточной части Туапсинского прогиба.....	74
<i>Аулова Д. Ю.</i> Литологическое строение и фациальные особенности туронских и сеноманских отложений на примере одного из месторождений Надым-Пурской НГО.....	78
<i>Аухатов Я. Г.</i> Осадочный рудогенез и нефтегенез в областях опускания некомпенсированного типа.....	81
<i>Афанасьев Ю. В.</i> Модель эпигенеза вмещающих залежи нефти и газа продуктивных комплексов в связи с прогнозом.....	86
<i>Афанасьева Н. И., Зорина С. О., Жабин А. В.</i> Структурно-химические особенности глауконита меловатской свиты (сеноман, восток Русской плиты).....	91

<i>Ахлестина Е. Ф.</i> Литофации верхнемеловых отложений Нижнего Поволжья.....	96
<i>Бабаева С. Ф., Аржавитина М. Ю.</i> Литологические особенности флишоидной толщи Зилаирского мегасинклинория.....	100
<i>Байбатша А. Б., Бекботаев А. Т.</i> Условия формирования и источники сноса терригенной Жесказганской рудоносной толщи.....	103
<i>Байбатша А. Б., Бекботаева А. А.</i> Литолого-фациальный фактор контроля оруденения Жесказганского медно-полиметаллического месторождения.....	107
<i>Бахтин А. И., Кольчугин А. Н.</i> Геохимия карбонатакопления.....	111
<i>Бейзель А. Л.</i> Тектоно-седиментационный комплекс - основная надпородная единица строения осадочного чехла.....	115
<i>Беленицкая Г. А.</i> «Флюидное» направление в литологии: состояние, объекты, задачи.....	119
<i>Бетелев Н. П.</i> Концепция растущей Земли и некоторые вопросы литологии.....	123
<i>Бигун И. В.</i> Критерии выявления вторичной доломитизации и окремнения карбонатных толщ серпуховского яруса.....	126
<i>Богатырев Б. А.</i> Эволюция бокситообразования в истории Земли.....	129
<i>Бойко Н. И.</i> О металлогеническом потенциале рифогенных образований юга России.....	134
<i>Боровский М. Я., Борисов А. С., Богатов В. И., Фахрутдинов Е. Г.</i> Типы геоэлектрических разрезов верхней части осадочного чехла территории Республики Татарстан.....	138
<i>Бружес Л. Н., Изотов В. Г., Ситдикова Л. М., Изотов П. В.</i> Литолого-фациальные условия формирования юрского нефтеносного комплекса Тевлинско-Русскинского месторождения УВ.....	141
<i>Будников И. В.</i> Закономерности осадконакопления верхнего палеозоя Сибири.....	145
<i>Булгакова М. Д.</i> Седиментологические индикаторы тектонических событий раннего кембрия северо-восточной Азии.....	150
<i>Бяков А. С., Ведерников И. Л.</i> Глубоководный седиментогенез в пермских задуговых бассейнах Охотско-Тайгоносской вулканической дуги (северо-восток Азии).....	154
<i>Вакуленко Л. Г., Дульцева О. В.</i> Палеогеографические реконструкции в береговой зоне позднебат-оксфордского бассейна Западной Сибири.....	158
<i>Валидов М.Ф.</i> Использование геолого-статистического анализа для прогноза фациальной характеристики разреза на примере месторождения Самарской области.....	162
<i>Вараксина И. В., Хабаров Е. М., Пушкарева М. М.</i> Седиментогенез и постседиментационные изменения пород парфеновского горизонта венда центральной части Ангаро-Ленской ступени.....	167
<i>Вахрамеева П. С., Большиянов Д. Ю., Костыгов С. А., Кузнецов В. Л., Молодьков А. Н.</i> Осадконакопление в глубоководном антарктическом озере (на примере озера Радок, горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида).....	170

<i>Вилесов А. П., Боброва О. В.</i> Фациальные типы песчаных и гравелитово-песчаных тел непского горизонта Верхнечонского нефтегазового месторождения (Восточная Сибирь).....	174
<i>Вилесов А. П., Лапшиманова А. А., Горбань Н. Н.</i> Литолого-фациальное строение верхнефранского карбонатно-терригенного комплекса Вахитовского месторождения (Оренбургская область)	179
<i>Вишневская И. А., Кочнев Б. Б., Кузнецов А. Б., Прошенкин А. И.</i> Sr-изотопные характеристики карбонатных отложений верхнего рифея Енисейского кряжа.....	184
<i>Вялов В. И., Кузеванова Е. В.</i> Редкометалльно-угольные месторождения в осадочных бассейнах Приморья.....	188
<i>Вялов В.И., Неженский И.А., Балахонова А. С.</i> Рудные месторождения диктионемовых сланцев и фосфоритов Прибалтийского бассейна.....	192
<i>Гайнетдинов Р. Х., Изотов В. Г., Ситдикова Л. М., Садрлиманов А. Р.</i> Литолого-технологическое картирование нефтяных залежей – основа выбора стратегий воздействия на пласт с целью оптимизации коэффициента извлечения нефти.....	196
<i>Ганелин В. Г.</i> Особенности позднепалеозойского био- и седиментогенеза северо-востока Азии.....	201
<i>Гептнер А. Р., Петрова В. В., Фан Донг Фа, Нгуен Суан Хуен, Ле Тхи Нгинь, Нгуен Минь Куанг</i> Строматолиты – индикаторы седиментационной обстановки.....	205
<i>Гептнер А. Р., Ивановская Т. А., Горькова Н. В., Савичев А. Т.</i> Микробиолиты в глауконитовых песчано-глинистых отложениях хайпахской свиты (средний рифей, Оленёкское поднятие).....	209
<i>Гладков Е. А., Гладкова Е. Е.</i> Явление деформационно-метасоматического преобразования пород как следствие их онтогенеза.....	213
<i>Гнидец В. П., Григорчук К. Г.</i> Обстановки терригенного седиментогенеза среднемайкопских отложений Каркинитско-Северокрымского прогиба....	217
<i>Голубева И. И., Махлаев Л. В.</i> Геохимические особенности ильменитсодержащих метапелитов кейвской серии (Кольский по-в).....	220
<i>Голубова Н. В., Талпа Б. В.</i> Реликтовые глины в аргиллитах башкирского яруса среднего карбона Восточного Донбасса.....	224
<i>Голубовская Е. В.</i> Эфемерные триоктаэдрические железистые смектиты - индикаторы условий образования осадочных оолитовых железных руд....	228
<i>Гончаренко О. П., Писаренко Ю. А., Московский Г. А., Астаркин С. В., Шелепов Д. А.</i> Перспективы бороносности галогенной формации Прикаспийской впадины и ее обрамления.....	232
<i>Гордеев В. В., Шевченко В. П.</i> Сезонные и межгодовые изменения работы маргинального фильтра Северной Двины, бассейн Белого моря.....	236
<i>Горожанин В. М., Горожанина Е.Н.</i> Эпигенетическая мобилизация вещества в терригенно-эвапоритовом разрезе кунгура (восточный борт Предуральяского прогиба).....	240

<i>Горожанина Е. Н., Пазухин В. Н., Крылова Е. А.</i> Обстановки осадконакопления в верейское время (средний карбон) на юго-востоке Русской плиты.....	244
<i>Горьковец В. Я., Раевская М. Б.</i> Эволюция осадочного процесса в неoarхейской истории Фенноскандинавского щита.....	249
<i>Григорчук К. Г.</i> Флюидодинамическая модель катагенеза (теоретические и прикладные аспекты).....	253
<i>Грунт Т. А.</i> Пермская палеогеография, лито- и биостратиграфия Баренцевоморского шельфа и сопредельных бассейнов.....	256
<i>Губаева Ф. Р.</i> Условия формирования песчаных пластов в шельфовой части неокомских клиноформ Западной Сибири.....	260
<i>Гудельман А. А., Данилов В. Н., Еременко Н. М., Жерлыгин А. Л., Журавлев А. В.</i> Седиментационная модель формирования отложений позднего силура – раннего девона Адакской площади (центральная часть поднятия Чернышева).....	264
<i>Гутак Я. М.</i> Яшкинский органогенный массив (северо-западное обрамление Кузбасса): положение, относительный возраст, корреляция....	268
<i>Демина Л. Л., Лисицын А. П.</i> Роль биологических фильтров в геохимической миграции микроэлементов в океане.....	271
<i>Дмитриева Н. В.</i> Петрохимия неопротерозойских осадочных образований Северо-Муйской глыбы (Байкало-Муйский пояс). Геодинамические реконструкции.....	275
<i>Дронов А. В., Зайцев А. В.</i> Холодноводные карбонаты в верхнем ордовике Сибирской платформы.....	280
<i>Енгальчев С. Ю.</i> Роль газовой-флюидных потоков в формировании пород и руд плитных комплексов платформ – проблема XXI века.....	285
<i>Еремеев В. В.</i> Влияние процессов динамотермальной активизации недр на постседиментационные преобразования терригенных комплексов.....	289
<i>Еремеев В. В.</i> Формирование нефтегазоносного потенциала мезозойских осадочных бассейнов Атлантики и Западной Сибири.....	291
<i>Ероцев-Шак В. А., Богатырев Б. А.</i> Размерность и форма минералов семейства каолинита разного генезиса и возраста.....	293
<i>Жуковская Е. А., Вакуленко Л. Г., Ян П. А.</i> Карбонатные септарии в оксфордских отложениях Западной Сибири.....	298
<i>Зайцев А. В.</i> Карбонатные микрофации биллингенско-азерских (дапинский-дарривильский ярусы) отложений северо-запада Русской плиты.....	302
<i>Замирайлова А. Г., Занин Ю. Н.</i> Строение и литохимические особенности формирования яновстанской свиты верхней юры - нижнего мела (северо-восточная часть Западно-Сибирского бассейна).....	305
<i>Зарицкий П. В.</i> Новая специализация – литология впервые в Украине в Харьковском национальном университете им. В. Н. Каразина.....	308
<i>Здобин Д. Ю.</i> Минеральный состав современных отложений бухт заливов моря Лаптевых.....	314

<i>Зинатов Х. Г.</i> Неогеодинамика образования месторождений неметаллов и лигнитов в озерах окраинно- и внутриконтинентальных орогенов Северной Америки, Ближнего и Среднего Востока.....	318
<i>Зинатов Х. Г.</i> Влияние палео- и неогеодинамики юго-восточной части Волжско-Камской антеклизы на формирование литофаций, фаций и месторождений углеводородов.....	322
<i>Зинчук Н. Н.</i> Особенности мобилизации вещества при формировании древних россыпей алмазов.....	327
<i>Зинчук Н. Н.</i> О генетической взаимосвязи условий накопления мезозойских алмазоносных отложений Сибирской платформы с источниками сноса материала.....	331
<i>Ибламинов Р. Г.</i> Минерагеодинамика осадочных бассейнов древних платформ.....	335
<i>Ивановская Т. А.</i> Глауконититы в отложениях разного возраста.....	339
<i>Ивенсен Г. В., Кутыгин Р. В.</i> Изменение химического состава пород как функция возраста.....	343
<i>Изотов П. В., Ситдикова Л. М., Изотов В. Г., Сидорова Е. Ю.</i> Литолого-фациальные особенности отложений уфимского яруса в пределах востока Волго-Уральской провинции.....	347
<i>Ионов В. Ю., Калинин Э. В.</i> Оползни на Кавказском шельфе Черного моря и оценка их устойчивости.....	351
<i>Кадыров Р. И., Сунгатуллин Р. Х.</i> К проблеме формирования «геологических бенаров» в осадочных бассейнах.....	355
<i>Канева Н. А.</i> Характеристика нижнефаменских отложений (скв. 50 Восточно-Колвинская, Хорейверская впадина).....	359
<i>Карнаухова Г. А.</i> Седиментосфера водохранилищ Ангарского каскада	363
<i>Катаев В. Н., Ермолович И. Г.</i> Структурно-текстурные ассоциации, трещиноватость и закарстованность карбонатных пород.....	367
<i>Кокшина Л. В., Мизенс Г. А.</i> Аутигенные минералы и характер постседиментационных преобразований песчаников доюрского фундамента на юго-западе Западно-Сибирской плиты.....	372
<i>Колокольцев В. Г., Ларичев А. И., Скачек Д. К.</i> Метасоматиты в мезозойских нефтеносных отложениях Западно-Сибирского бассейна...	376
<i>Кольчугин А. Н., Корчагин А. Г.</i> Вторичные изменения карбонатных пород-коллекторов и их связь с физико-химическими характеристиками нефтей (на примере месторождений нефти юго-востока Республики Татарстан).....	380
<i>Конищев В. Н.</i> Специфика состава минерального вещества криогенной зоны.....	384
<i>Коновальцева Е. С.</i> Литологические особенности и условия формирования базальных отложений венда склонов Непско-Ботубинской и Байкитской антеклиз.....	388
<i>Конюхов А. И.</i> Окраины фанерозойских континентов – глобальные пояса нефтегазонакопления.....	392

<i>Копорулин В. И.</i> Литология, фации и условия накопления нижнемеловых отложений северной части Ленского угольного бассейна.....	395
<i>Коркошко А. В., Чефранов Р. М.</i> Позднеплиоценовые титан-циркониевые россыпи Таманского полуострова.....	399
<i>Корницкий П. М.</i> Бейсугское месторождение как возможный пример смешанного генезиса УВ.....	403
<i>Коробов А. Д., Коробова Л. А.</i> Палеотемпературы вторичного минералообразования нефтегазоносных отложений мезозоя Западной Сибири.....	407
<i>Коробов А. Д., Коробова Л. А., Колотухин А. Т., Мухин В. М.</i> Рифтогенно-осадочный нефтегазоносный комплекс платформ как порождение гидротермально-метасоматических процессов в породах фундамента и чехла...	410
<i>Королев Э. А., Морозов В. П., Леонова Л. В.</i> Литогенетические маркеры путей миграции углеводородсодержащих флюидов.....	414
<i>Кос И. М., Осадчий И. В., Золотов А. П.</i> Литолого-фациальные особенности среднеюрских отложений Быстринско-Вачимского вала (Сургутский свод, Западная Сибирь)	418
<i>Костылева В. В.</i> Обстановки осадконакопления среднеюрских отложений юго-запада Республики Татарстан.....	421
<i>Кошелева В. А., Каминский Д. В., Школа А. И., Сергеева Э. И.</i> О развитии седиментологической науки на примере Арктического шельфа России.....	425
<i>Кравчишина М. Д.</i> Биогенная и абиогенная часть рассеянного осадочного вещества в морях различных природных зон России.....	430
<i>Крайнов А. В., Савко А. Д., Татьяначенко Т. В., Базиков Н. С., Дмитриев Д. А.</i> Установление генезиса тугоплавких глин на основе химического и электронно-микроскопического анализов на примере участка Черкасские Дворики (Елецкий район, Липецкая область)	434
<i>Кринари Г. А.</i> Механизмы формирования и история нефтяных залежей по минералого-литологическим данным.....	438
<i>Крупенин М. Т., Воронина Л. К., Хиллер В. В., Гуляева Т. Я., Петрищева В. Г.</i> Метасоматическая инфильтрационно-рассольная модель образования кристаллических магнезитов (Саткинское месторождение, Южно-Уральская провинция)	442
<i>Крупенин М. Т., Прохаска В.</i> Особенности генезиса гидротермальных флюоритов месторождения Суран (Башкирский мегаантиклинорий) по данным изучения флюидных включений.....	446
<i>Крылов А. А., Миролобова Е. С.</i> Вещественный состав и проблема происхождения донно-каменного материала южной части поднятия Менделеева (СЛО).....	450
<i>Кузнецов В. Г.</i> Эволюционное направление в литологии – возникновение, состояние, перспективы развития.....	454
<i>Кулешов В. Н., Седаева К. М., Строганова Ю. Ю.</i> Изотопные особенности ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) мелководных карбонатных отложений верхнего палеозоя (на примере пород севера России и Предуралья)	458

<i>Курносое В. В., Блинова Е. В.</i> Глинистые минералы гидротермально измененных терригенных осадков в рифтовой впадине Гуямас, Калифорнийский залив.....	462
<i>Лазур О. Г.</i> О важном источнике металлов для формирования металлоносных высокоуглеродистых сланцев, железо-кремнистых накоплений и стратиформных месторождений руд металлов в осадочных бассейнах, формирующихся на отмирающих вулканических зонах.....	465
<i>Лаломов А. В., Берто Г.</i> Реконструкция палеогидродинамических параметров среднепермского осадочного бассейна Прикамья.....	469
<i>Лаломов А. В., Таболич С. Э.</i> Механизмы формирования концентраций титан-циркониевых минералов прибрежно-морских россыпей сублиторальной зоны.....	472
<i>Левитан М. А., Кузьмина Т. Г., Рощина И. А., Русаков В. Ю., Сыромятников К. В., Шпильхаген Р.</i> Отражение четвертичной истории Баренцево-Карского ледового щита в отложениях континентальной окраины Северной Евразии.....	476
<i>Леин А. Ю., Ульянова Н. В.</i> Аутигенное карбонатообразование на метановых сипах в океане.....	480
<i>Леонова Л. В., Главатских С. П., Галеев А. А., Королёв Э. А.</i> Новые данные о микроструктурах бактериолитов из верхнеказанских доломитов (Среднее Поволжье).....	483
<i>Летникова Е. Ф.</i> Геохимические и изотопные методы исследований в осадочной геологии: возможности и ограничения.....	488
<i>Лисицын А. П.</i> Новое в седиментологии.....	492
<i>Литвинова Т. В., Аббясов А. А.</i> Литогенез глобальных эпох фосфатонакопления.....	499
<i>Лукашин В. Н.</i> Вертикальные потоки осадочного материала в морях и океанах.....	502

КОНЦЕПТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РОССИИ

Материалы

VI Всероссийского литологического совещания

(Казань, 26-30 сентября 2011 г.)

Том I

Выходит в авторской редакции

Подписано в печать 8.09.11.

Бумага офсетная. Печать ризографическая.

Формат 60x84 1/16. Гарнитура «Times New Roman». Усл.печ.л. 29,88

Уч.-изд.л. 22,83. Тираж 300 экз. Заказ 5/9

Отпечатано с готового оригинала-макета в типографии
Казанского (Приволжского) федерального университета

420008, г. Казань, ул. Профессора Нужи́на, 1/37

Тел. (843) 233-73-59, 292-65-60

ISBN 978-5-98180-946-0

