

РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
КАФЕДРА РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ И ПАЛЕОНТОЛОГИИ
МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ. СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ

НОВОЕ В РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ РОССИИ И БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ

КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ ДОКЛАДОВ НА НАУЧНЫХ ЧТЕНИЯХ,
ПОСВЯЩЕННЫХ 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ
ПРОФЕССОРА МИХАИЛА ВЛАДИМИРОВИЧА МУРАТОВА

13 – 14 МАРТА 2008 Г.

Москва 2008

УДК 55(470+571)

НОВОЕ В РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ РОССИИ И БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ.
МАТЕРИАЛЫ СОВЕЩАНИЯ. М.: РГГРУ, 2008 – 95 с.

Рассматриваются общие и региональные вопросы стратиграфии, тектоники, палеогеографии, полезных ископаемых различных областей Северной Евразии, особенности строения и эволюции крупных структурных форм Восточно-Европейской, Сибирской платформ, Западно-Сибирской, Скифской и Туранской плит.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР: ПРОФЕССОР В.М. ЦЕЙСЛЕР.

М.В. МУРАТОВ – 100 ЛЕТ. ВМЕСТО ПРЕДИСЛОВИЯ.

13 марта 2008 г исполняется 100 лет со дня рождения Михаила Владимировича Муратова – выдающегося геолога, талантливого педагога, профессора, члена-корреспондента АН СССР (1962), дважды лауреата Государственной премии (1951, 1969), кавалера двух орденов Трудового Красного Знамени, председателя Междуведомственного тектонического комитета при ОНЗ АН СССР (1963-1982), главного редактора журнала «Геотектоника (1963-1982), заведующего кафедрой региональной геологии и палеонтологии МГРИ (1959-1982), члена МОИП (с 1937 г.), председателя секции геологии (с 1959 г), члена Президиума МОИП и члена редколлегии журнала Бюллетень МОИП.

После окончания геолого-почвенного отделения физико-математического факультета МГУ в 1930 г. М.В. Муратов до последних дней своей жизни проработал в МГРИ. Ассистент кафедр общей геологии и полезных ископаемых – доцент кафедры исторической геологии, профессор (1949), заведующий той же кафедры (1959-1982) – впоследствии переименованной в кафедру региональной геологии и палеонтологии. С 1957 г он сочетал эту работу с руководством лаборатории в ГИНе АН СССР.

За 52 года научной и педагогической деятельности Михаил Владимирович снискал заслуженную славу выдающегося педагога, ученого-геолога, тектониста. Им опубликовано более трехсот научных работ, посвященных широкому кругу вопросов: стратиграфии юры, палеогена, неогена, четвертичных отложений, геоморфологии, стратиграфии и тектонике докембрия, геологии и оценке месторождений строительных материалов, региональной геологии стран и континентов, тектонике континентов и океанов. Особое место в его исследованиях занимали проблемы геологии и тектоники Крыма, Черноморской впадины, Альпийской складчатой области в целом.

Его учителями была блестящая плеяда создателей московской школы геологов – А.П. Павлов, А.Д. Архангельский, Е.В. Милановский, Г.Ф. Мирчинк, Н.С. Шатский. Научной и педагогической деятельности способствовало окружение талантливых коллег – товарищей по работе: Н.И. Николаева, А.А. Богданова, Е.В. Шанцера, П.Н. Кропоткина, Б.А. Петрушевского, Н.А Штрейса, М.С. Нагибиной, А.Л. Яншина и многих других очень ярких исследователей.

Успешную научную деятельность он сочетал с большой педагогической работой в МГРИ. Он принял курс геологии СССР у Николая Сергеевича Шатского, и длительное время читал лекции. Он излагал материал чрезвычайно последовательно, логично и его лекции, суховатые по форме, были очень содержательны. В последние годы он активно разрабатывал и читал лекции по региональной геотектонике. Характерно, что его многие лекционные темы потом превращались в научные публикации. Он постоянно руководил дипломниками, выпустил множество аспирантов. М.В.Муратов был одним из создателей геологической практики в Крыму и учебная база МГРИ в Крыму по праву носит его имя.

О научной и педагогической работе М.В.Муратова мы неоднократно публиковали статьи в Бюллетене МОИП, в Известиях вузов.

Михаил Владимирович одновременно был крупным ученым и талантливым педагогом, воспитавшим множество учеников. Большой опыт полевых исследований, широкая общая эрудиция, большая целеустремленность и работоспособность, умение отвлечься от любых дел во имя решения научной проблемы, умение увидеть главное и просто изложить свою точку зрения – вот некоторые из качеств, которые позволили ему внести существенный вклад в развитие отечественной геологии. Все его исследования отличаются высокой тщательностью исполнения. Геологические карты, составленные им в середине 30-х годов, вполне отвечают современным требованиям. Они могут быть по иному интерпретированы, но фактический материал на них изображен полно и верно.

Кафедра с 1980 года систематически организует научные «Муратовские чтения» совместно с геологической секцией МОИП, которой руководил Муратов с 1950 года до своей кончины. Мы благодарны всем, кто откликнулся на наше приглашение участвовать в научных заседаниях и выступить с докладом. Участие в чтениях - это знак уважения и памяти выдающемуся геологу нашей страны – Михаилу Владимировичу Муратову.

Публикации о научной и педагогической деятельности М.В. Муратова:

1. Муратов М.В. Тектоника и история развития древних платформ и геосинклинальных поясов. Предисловие М.: Наука. 1986.
2. Петрушевский Б.А., Вартамян Г.С., Казмина Л.Б и др. К 70-летию Михаила Владимировича Муратова. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т.53(2), 1978.
3. Михаил Владимирович Муратов. Изв. вузов. Геология и разведка, 1983, № 11.
4. Петрушевский Б.А., Цейслер В.М., Архипов И.В. и др. Михаил Владимирович Муратов (1908-1982гг.) Бюлл. МОИП, отд. геологии, т.58. 1983.
5. Цейслер В.М. М.В. Муратов – один из главных организаторов студенческой геологической практики в Крыму. Бюлл. МОИП, отд. геологии. Т.58 (6).1983.
6. Цейслер В.М. Деятельность М.В. Муратова по подготовке геологических кадров в МГРИ. Изв. вузов. Геология и разведка. 1985.
7. Цейслер В.М К 90-летию Михаила Владимировича Муратова. Изв. Вузов. Геология и разведка. №2, 1998. Бюлл. МОИП, отд. геологии. №5. 1998.
8. М.В. Муратов – ученый и педагог. К 100–летию со дня рождения. М.: Геос, 2007, 162 с.

В.М.Цейслер

НЕЛИНЕЙНОСТЬ И КОЭВОЛЮЦИЯ ИЕРАРХИЧЕСКИХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ НИЖНЕПЛИТНОГО ЭТАЖА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО МЕГАБАССЕЙНА

В.П. Алексеев (УГГУ, Екатеринбург, Россия)

В отложениях нижнеплитного подкомплекса ($T_3 - J_2$, без келловоя) осадочного чехла Западно-Сибирской плиты (ЗСП) сосредоточены огромные ресурсы углеводородного сырья как в твердой (уголь), так и флюидной (преимущественно нефть) фазах. Именно с позиций комплексного подхода к их изучению нами выполнены реконструкции условий формирования тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (НГР), с их «вмонтированием» в общую историю раннемезозойской ($T_3 - J_2$) эпохи торфо(угле)накопления [8].

Общая картина развития нижнеплитного этажа для всей территории ЗСП, посредством последовательного расширения территории осадконакопления, сопровождающегося направленным сглаживанием рельефа, приведена на рис. 1, б. На рис. 1, а показано ее «зеркальное отражение» для Шаимского НГР. Отчетливо проявлена *редукция* нижней части тюменской свиты, чем подчеркивается нижнее положение толщи в тектоно-седиментационном цикле высокого порядка [8].

Известно, что привлекающая в последние десятилетия повышенное внимание (в т.ч. в геологии) *нелинейность* многих процессов априорно характеризуется *непредсказуемостью* их протекания при влиянии малого параметра. Это рассмотрено в ряде работ по геотектонике и геодинамике, в т.ч. с позиций иерархичности геосистем [3]. В работе [6] детально проанализированы *бифуркации* в тектонических процессах, следующие из *общей теории катастроф* [2]. Применительно к рассматриваемым геологическим объектам они в модельном виде изображены на рис. 2. Исходя из общей модели (рис. 2, а), которая для геодинамики описана в работе [6], на рис. 2, б мы предложили схему последовательного вовлечения в процессы седиментации отдельных участков или блоков ЗСП. Для всей ее территории (см. рис. 1, б) оно фиксируется несколькими последовательными «скачками», из которых наиболее значимо разрастание в шараповское время. Для Шаимского НГР такие импульсы присущи всем горизонтам – вымскому, леонтьевскому и мальшевскому (см. рис. 1, а). Существенно важно, что перемещение точек бифуркаций из исходной позиции 1 в конечную 4 инвариантно для обеих уровней геодинамических систем (ГС) [3]: ГС-4 для юрских горизонтов ЗСП в целом и ГС-5 для этих же горизонтов Шаимского НГР.

На рис. 2, в приведена модель процесса седиментации по отношению к последовательному вовлечению в него отдельных блоков, и отражающая коэволюцию с тектоническими импульсами. Здесь этапы $S_1 - S_3$ соответствуют литоциклам II порядка (1+2) – 3 – 4 (см. рис. 1, а), имеющим толщину 25-40 м [7]. Особенно важно, что время закрепления отложений в геологическом разрезе весьма мало по сравнению с геологическим. Время мелких перерывов

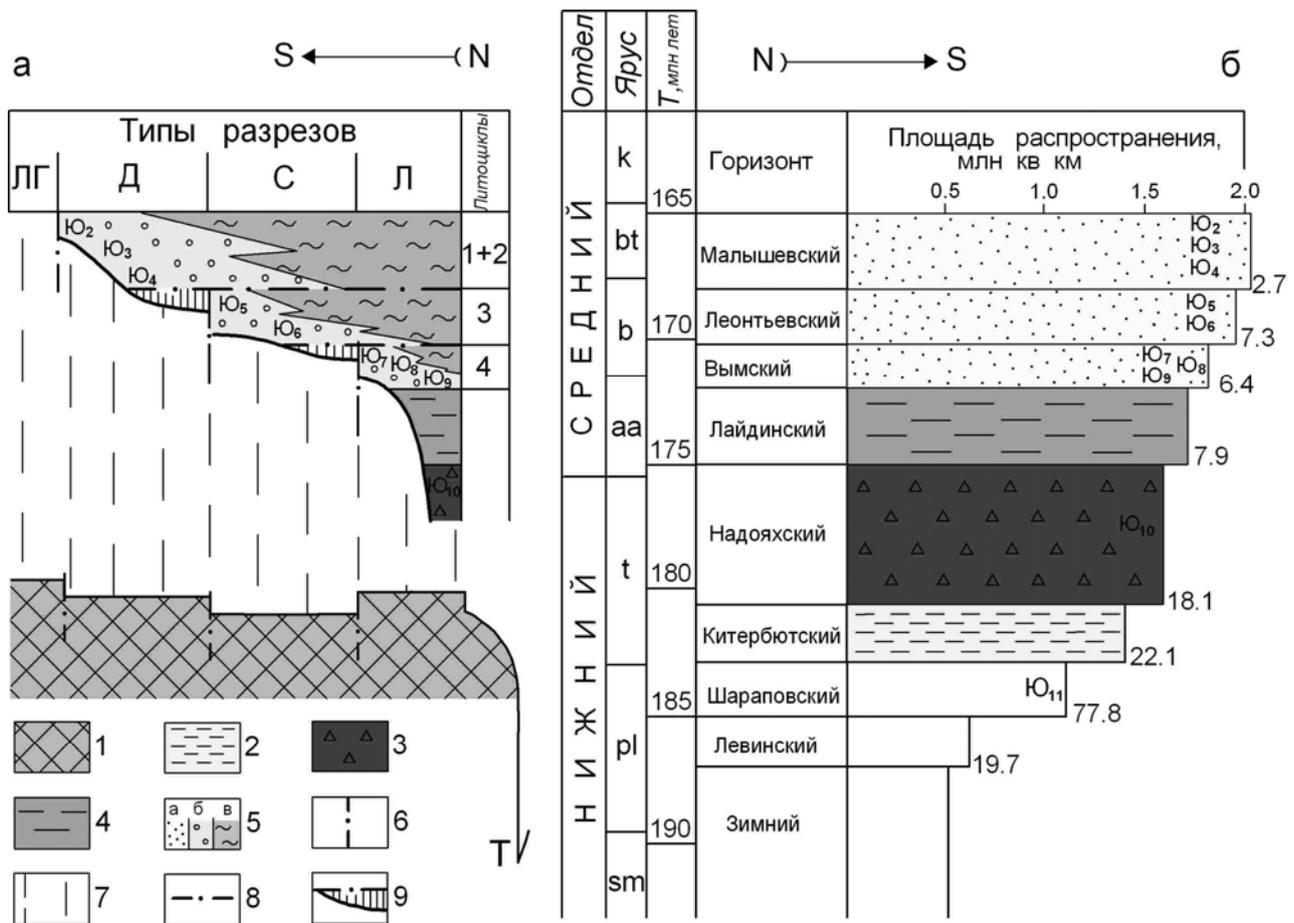


Рис. 1. Строение отложений нижнеплитного комплекса: а – Шаимского НГР (типы разрезов [7]: ЛГ – «лысых гор», Д – даниловский, С – сыморьяхский, Л – ловинский); б – ЗСП в целом, с приращением площади по горизонтам, в % [4]: 1 – нерасчлененные породы доюрского фундамента; 2-5: ниже-среднеюрские отложения Обь-Иртышской фациальной области: 2 – тогурская свита, 3 – шеркалинская свита, 4 – радомская пачка, 5 – тюменская свита (а – в целом, для части «б»; б – озерно-аллювиальные и в – бассейновые отложения для части «а»); 6 – границы тектонических блоков, 7 – стратиграфический перерыв; 8 – границы литоциклов; 9 – инициальные части разреза

соответствует диастемам Дж. Баррелла, а «затягивания» – «циклитовым» перерывам высокого ранга [1]. Принципиальная коэволюционность тектонических и седиментационных процессов отражена в модельном виде на рис. 2, б, в последовательным смещением синхронных точек бифуркаций 1, 2, 3 *внутри* одного иерархического уровня. На практике это четко верифицируется строением тюменской свиты в Шаимском НГР (см. рис. 1, а).

Перечисленное полностью укладывается в концепцию *синергетического мирозидения* [5]. Во-первых, поскольку между бифуркациями система находится в *автоколебательном* режиме (см. рис. 2, а, в), ее поведение здесь определяется неким притягивающим множеством – *аттрактором*. Попадая в поле притяжения некоторого аттрактора, среда неизбежно эволюционирует к этому относительно устойчивому состоянию, что определено свойством

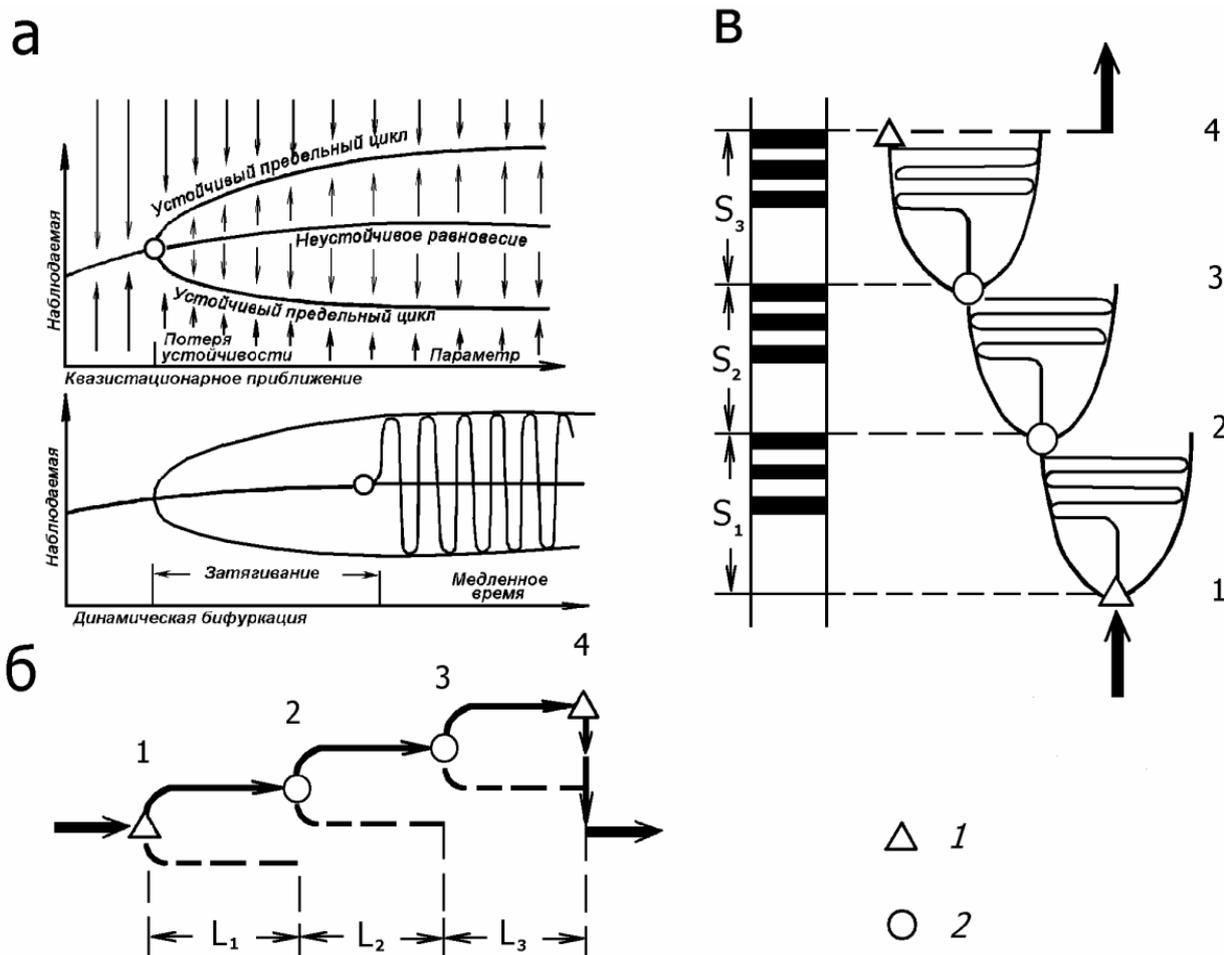


Рис. 2. Бифуркации в процессе текто- и седиментогенеза нижнеплитного подкомплекса ЗСП:

а – схема бифуркации (вверху) и затягивание процесса устойчивости при динамической бифуркации (внизу) [2];

б – последовательное вовлечение блоков в процесс осадконакопления, с шагом L_n ;

в – последовательное наращивание разреза с формированием комплексов отложений (литоциклов) S_m . В колонке зачернены отрезки с закрепленными в разрезе отложениями (в соответствии со схемой Дж. Баррелла [1]).

1 – переход на более высокий иерархический уровень, 2 – точки бифуркации

эквифинальности (по Л. фон Берталанфи): способностью достигать одинакового конечного состояния независимо от вариаций в некоторых пределах начальных условий. Во-вторых, через рассмотрение инвариантов создается «...возможность отыскивать элементы прошлого и будущего в наличных структурах нелинейного мира» [5, с. 153]. При выявлении черт «предстоящего будущего» мы вновь неизбежно приходим к заключению о том, что «...за процесс «воспоминания» системы ответственно некоторое циклическое возвращение на структуру-аттрактор» [5, с. 155].

С региональных позиций одним из следствий изложенного является изначальная предопределенность четко выраженной границы нижнеплитного и

собственно плитного комплексов ЗСП, в соответствии с эквивиальностью, присущей всей эпохе раннемезозойского торфо(угле)накопления [1, 7]. С позиций практического значения это реализовано в регионально распространенном горизонте с коллектором Ю₂, «запечатанном» в Шаимском НГР глинистой покрывкой абалакской свиты (см. рис. 1, а). Импульсом более высокого порядка определяется бифуркация в точке 4 (см. рис. 2, б, в), приводящая к коэволюционному изменению режима осадконакопления и формированию вогулкинской толщи с коллектором П.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев В.П. Литологические этюды. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 149 с.
2. Арнольд В.И. Теория катастроф. М.: Наука, 1990. 128 с.
3. Введение в тектонофизику: Учебное пособие / М.А. Гончаров, В.Г. Талицкий, Н.С. Фролова. М.: КДУ, 2005. 496 с.
4. Геологическое строение и нефтегазоносность нижней – средней юры Западно-Сибирской провинции / Ф.Г. Гурари, В.П. Девятков, В.И. Демин и др. Новосибирск: Наука, 2005. 156 с.
5. Князева Е.Н., Курдюмов С.П. Основания синергетики. Синергетическое мировидение. М.: КомКнига, 2005. 240 с.
6. Пушаровский Ю.М., Соколов С.Д. Нелинейная тектоника // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 476-508.
7. Угленасыщенность, петрографический состав и метаморфизм углей тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) / В.П. Алексеев, В.И. Русский, Ю.Н. Федоров и др. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 158 с.
8. Цейслер В.М. Угленосные формации и эпохи торфонакопления // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 4. С. 3-7.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ)

В.А. Аристов, С.В. Руженцев (ГИН РАН, Москва, Россия)

На протяжении последних нескольких лет нами проводились исследования в Западном Забайкалье (Бурятия) в Икат-Багдаринской зоне, где широко развиты гранитоиды Ангаро-Витимского батолита и метаморфические породы не установленного возраста. Стратифицированные толщи зоны представлены терригенными, карбонатными и вулканогенными отложениями, сохранившимися в виде отдельных участков в кровле батолита. Как правило, это относительно слабо метаморфизованные породы, возраст которых до недавнего времени определялся [1, 2] в интервале неопротерозой–кембрий (возможно, ранний ордовик). Наиболее крупный такой участок (Багдаринская синформа) расположен в бассейне рек Багдарин и Усой и протягивается в СВ направлении на расстояние до 100 км, при ширине в 30-40 км. В структурном

отношении это покровно-складчатая структура, в пределах которой тектонически совмещены следующие вещественные комплексы [3].

Точерский комплекс включает породы сивоконской, усойской и точерской свит. Они образуют нижнюю пластину (относительный автохтон). В основании его разреза вскрыты альбит-эпидот-актинолитовые сланцы (сивоконская свита), включающие тела габбро, диоритов и плагиогранитов.

Усойская свита в виде отдельных тектонических клиньев в верховьях р. Усой представлена риолитами, трахириолитами, дацитами, реже андезитами, базальтами и их туфами.

Полученные данные по изотопным датировкам свидетельствуют о неопротерозойском возрасте этих двух свит.

Точерская свита несогласно с базальным конгломератом (до 20 м) залегает на указанных выше породах. Конгломераты крупногалечные, вплоть до валунных. Галька представлена гранитоидами, жильным кварцем, амфиболитами, зелеными сланцами, кислыми вулканитами, песчаниками, редко мраморами. Разрез свиты имеет трехчленное строение. В его основании залегает толща (300-350м) темно-серых сланцев, филлитизированных граувакк, содержащих тонкие прослой глинистых известняков. По левому борту р. Ауник из прослоя таких известняков выделены конодонты *Palmatolepis* ex. gr. *triangularis* Sann, P. cf. *perlobata* Ulrich et Bass., *Polygnathus* sp. (D₃fm₁). Выше по разрезу следуют песчано-сланцевая флишоидная толща (900-1000м) и толща преимущественно грубослоистых граувакк (до 800-900м). Учитывая большую мощность свиты, мы допускаем, что верхняя часть ее разреза имеет каменноугольный возраст.

Ороченский комплекс включает отложения сивоконской, ороченской и якшинской свит. Сивоконская свита представлена граувакковым флишем. Ее возраст не ясен; условно мы относим ее к верхнему неопротерозою – нижнему палеозою. На флише несогласно с базальным конгломератом (до 50м) залегает ороченская свита. Конгломерат содержит гальку подстилающих граувакк, а также гальку зеленых сланцев, кислых вулканитов, гранитоидов. По составу галек он схож с базальным конгломератом в основании точерской свиты.

Ороченская свита (200-800м) образована доломитами, содержащими прослой известняков, местами углеродисто-глинистых и кремнистых сланцев с фосфатами. Возраст свиты до сих пор определялся в интервале поздний рифей-ранний кембрий [1, 2].

Якшинская свита (Є₁₋₂) включает отложения двух толщ (подсвит). Нижняя (250-300м), залегающая с постепенным переходом на доломитах, представлена известняками с прослоями глинистых сланцев, верхняя (до 800м) – глинистыми сланцами и филлитизированными граувакками.

В ороченских доломитах широко распространены водорослевые разности. Здесь представлены остатки сине-зеленых водорослей (*Rothpletzella devonica* Masl., *Ortonella* sp.), сифоновых (*Lancicula* sp.), а также харовых. По мнению В.А.Лучининой, изучавшей коллекции, состав водорослей свидетельствует о девонском (скорее раннедевонском) возрасте вмещающих отложений. Кроме того, в ряде мест (ручьи Большой Киро и Крутой) в доломитах присутствуют

остатки строматопорид (*Stromatopora*? sp., *Amphipora* sp.; определение Р.В.Горюновой), не противоречащие девонскому возрасту ороченских доломитов. В нижнеякшинских известняках (ручей Большой Киро) собраны остатки мшанок *Ceramopora* sp. (O₂-D, определение Р.В.Горюновой), табулят *Gracioloropora* sp. и *Pachypora*? sp. (S₂-D, определение Т.Т.Шарковой). Здесь же отмечается присутствие остатков плохо сохранившихся колониальных ругоз (определение Р.В.Горюновой и Л.В.Улитиной). В шлифах образцов, отобранных по ручью Короткая Якша, Р.В.Горюновой обнаружены остатки корралов *Chaetetes* sp. (D-P). Из якшинских известняков, обнажающихся по ручьям Крутой и Полютковский, были выделены конодонты *Palmatolepis* cf. *transitans* Mull. (D₃f₁) и *Spathognathodus* sp. (D₃-C₁). Следует сказать также, что в некоторых микрофаунистических и палинологических пробах из различных частей разреза нижнеякшинской толщи были выделены хитинозои (*Conochitina* sp., *Rhabdochitina* sp., *Desmochitina* sp., O-D), фрагменты фораминифер, гастропод, остракод, спикулы губок, радиолярии. Характерен также обильный растительный детрит, присутствуют фрагменты переотложенной фауны.

Анализ многочисленных палинологических проб показал (Л.Н. Неберикутина, О.Р.Минина), что комплекс микрофоссилий здесь соответствует интервалу средний девон – нижний карбон; наиболее полно представлен верхнедевонский палинокомплекс.

Верхнеякшинская терригенная толща фаунистически не охарактеризована. Выделенный из нее комплекс микрофоссилий в целом аналогичен таковому из нижней толщи. Условно с верхнеякшинской мы сопоставляем терригенную толщу приводораздельной части хребта Шаман. Здесь в выемках дороги Багдарин – Троицкое обнажаются глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, филлитизированные граувакки, прослоенные черными битуминозными известняками. Из одного такого прослоя (средняя часть разреза толщи) выделен конодонт *Neopolygnathus communis* (Brans. et Mehl.) - D₃fm₂ - C₁t.

Таким образом, возраст ороченских доломитов мы считаем силурийско?-девонским, якшинских известняков – позднедевонским (в основном франским), якшинской терригенной толщи – фаменско-раннекаменноугольным. По возрасту, строению и составу терригенных отложений верхнеякшинская толща (подсвета) сопоставима с точерской свитой.

Багдаринский комплекс – мощная серия терригенных пестроцветных отложений, возраст которой определялся в интервале кембрий – ранний ордовик [1]. Слагающие ее отложения залегают на породах ороченской и якшинской свит. Однако контакты везде, где удавалось их наблюдать, имели тектонический характер. Отложения комплекса максимально широко распространены в пределах Багдаринского района. Повсеместно их разрез имеет трехчленное строение.

Нижняя (красноцветная) толща (до 600м) представлена переслаиванием гравелитов, грубозернистых песчаников, переходящих вверх по разрезу в среднезернистые известковистые песчаники и песчанистые известняки. В устье ручья Большая Якша (левый приток р. Багдарин) из песчаников собраны остатки флоры, которые, по заключению С.В.Наугольных, обладают

морфологическим сходством с побегами проптеридофитов (риниофитов), указывающих скорее на позднесилурийско-девонский возраст вмещающих пород. Средняя (сероцветная) толща (200-300м) – переслаивание песчаников и глинистых сланцев, обычно ритмично наложенных, присутствуют единичные пласты (до 3м) оолитовых известняков. Комплекс микрофоссилий, выделенных из отложений средней толщи, характерен для временного интервала средний девон – ранний карбон. Верхняя (красноцветная) толща (до 500м) образована песчаниками и алевропелитами, более или менее известковистыми.

Верхняя толща охарактеризована фаунистически. Отсюда (ручьи Большая Якша, Алексеевский и др.) собраны остатки мшанок *Rhombotrypella* sp., *Ascoropa* sp., *Rhabdomeson* sp., *Primorella* sp., *Fistulipora* sp., *Fenestella* sp. (определение Р.В.Горюновой). Таксономический состав мшанок позволяет отнести вмещающие их отложения к карбону, возможно, среднему-верхнему. Здесь же, по мнению Э.Я.Левена, присутствуют (ручей Большая Якша) перекристаллизованные раковины фузулинид (?). Если это так, то верхняя толща багдаринской свиты может быть отнесена к среднему карбону–перми. Соответственно возраст всей свиты мы принимаем во временном интервале девон-поздний карбон.

На севере Икат-Багдаринской зоны выделяются два структурных этажа: байкальско-каледонский и герцинский [4]. Первый объединяет структурно-формационные комплексы неопротерозоя–нижнего палеозоя. Герцинский структурный этаж включает отложения ороченской, якшинской, точерской и багдаринской свит. Они выполняют обширный Точерский прогиб [3]. Предполагается, что закрытие Точерского прогиба и его трансформация в покровно-складчатое сооружение происходило во временном интервале поздний карбон-ранняя пермь.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 08-05-00409)

ЛИТЕРАТУРА

1. Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 133 с.
2. Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской складчатой области. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1996. 151 с.
3. Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.Р. и др. Тектоника Икат-Багдаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 171-198.
4. Руженцев С.В., Минина О.Р., Голионко Б.Г., Некрасов Г.Е. Тектоника Джидино-Багдаринской герцинской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Области активного тектогенеза в современной и древней истории. Т. II. М.: ГЕОС, 2006. С. 165-169.

ИНФРАЗОНАЛЬНАЯ СХЕМА БЕРРИАСКОГО ЯРУСА ГОРНОГО КРЫМА

В.В. Аркадьев (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Берриасские отложения в Горном Крыму прослеживаются широкой полосой с юго-запада на северо-восток, обнажаясь в пределах Главной и второй гряд Крымских гор. Они представлены морскими преимущественно терригенными и в меньшей степени карбонатными осадками с разнообразной морской фауной. Отличительными особенностями отложений являются: 1) фациальная изменчивость, 2) существенные различия в мощностях пород, 3) неполнота геологических разрезов. В большинстве районов Горного Крыма берриасские отложения залегают на подстилающих образованиях со стратиграфическим либо угловым несогласием.

Взгляды на геологическое строение Горного Крыма претерпели существенные изменения. Складчато-блоковая модель строения этого региона М.В. Муратова, основанная на геосинклинальной теории развития, сменилась в современных публикациях многих геологов (В.В. Юдина и других) складчато-надвиговой, базирующейся на мобилистских построениях. Изучение автором настоящей работы разрезов берриасских отложений Горного Крыма в ряде случаев подтверждает складчато-надвиговую концепцию.

Схемы берриасского яруса Горного Крыма разрабатывались многими исследователями – В.В. Друщицем, И.В. Кванталиани и Н.И. Лысенко, Т.Н. Богдановой, А.Ю. Глушковым. В.В. Аркадьевым совместно с Т.Н. Богдановой проведена ревизия основных стратиграфически значимых родов берриасских аммонитов – *Dalmasiceras*, *Berriasella*, *Delphinella*, *Jabronella*, *Fauriella*, *Pseudosubplanites*, *Malboliceras*, *Pomeliceras*, *Neocosmoceras*. Уточнены видовой состав родов, стратиграфическое распространение примерно 60 видов. Итогом работ стала схема зонального расчленения берриасского яруса Горного Крыма, основные положения которой доложены В.В. Аркадьевым на третьем Всероссийском совещании по меловой системе в г. Саратове в 2006 году. За прошедшее после совещания время автором уточнен ранг некоторых биостратиграфических подразделений. В предлагаемой автором схеме многие из выделявшихся ранее “слоев с фауной” переведены в подзоны (таблица).

В берриасе Горного Крыма выделены фрагменты всех трех стандартных зон – *jacobi*, *occitanica* и *boissieri*, установлено наличие всех зональных видов-индексов аммонитов. В Восточном Крыму в разрезе двукорной свиты по аммонитам обоснован титонский ярус, намечена граница между юрой и мелом. Зона *jacobi* уверенно прослеживается в Восточном и Центральном Крыму. В разрезе в окрестностях г. Феодосия зона разделена на две подзоны – *jacobi* и *grandis*. В составе зоны *jacobi* в ее верхней части в Центральном Крыму впервые выделены слои с *Malboliceras charperi*, в схеме Т.Н. Богдановой трактуемые как нижняя часть слоев с *Malboliceras* (?) sp. в составе зоны *occitanica*.

В составе зоны *occitanica* установлены слои с *Tirnovella occitanica* и *Retowskiceras retowski*. Вид *T. occitanica* ревизован Т.Н. Богдановой, И.И. Сей и Е.Д. Калачевой из коллекции О.И. Ретовского, собранной в окрестностях Феодосии. К сожалению, его точная стратиграфическая привязка неизвестна. Ретовскицерасы описаны из разреза Заводской балки около Феодосии, находящегося не в единой последовательности с нижележащей зоной *jasobi*. По этим причинам стратон выделен в ранге “слоев с фауной”. Выше слоев с *T. occitanica* – *R. retowski* выделяется подзона *Dalmasiceras tauricum*, ранее именуемая как “слои с фауной”. Этот биостратон надежно следится во всех районах Горного Крыма, на Северном Кавказе, сопоставляется с подзоной *dalmasi* Средиземноморского стандарта, что позволяет рассматривать его в ранге подзоны.

Верхняя часть разреза берриаса Горного Крыма выделена как зона *Fauriella boissieri*. Находки вида-индекса зафиксированы в Центральном Крыму и на Чатыр-Даге. Нижнее подразделение зоны *boissieri* – подзона *Neocosmoceras euthymi*, ранее выделявшееся как “слои с *Euthymiceras* и *Neocosmoceras*”. В результате проведенной ревизии автор считает род *Euthymiceras* синонимом *Neocosmoceras*. Биостратон хорошо выделяется в разрезах Юго-Западного и Центрального Крыма, и может рассматриваться как подзона. Она соответствует аналогичной подзоне на Северном Кавказе. Между ней и подзоной *tauricum* в ряде разрезов зафиксирован “немой” интервал.

Следующий выше стратон ранее обозначался как слои с *Tauricoceras crassicostatum*. Автор настоящей работы считает род *Tauricoceras* синонимом рода *Riasanites*. Это подразделение достаточно надежно следится в разрезах Центрального Крыма и также может рассматриваться в качестве подзоны.

Верхняя часть разреза берриасского яруса в Горном Крыму находками аммонитов обоснована слабо. Выше подзоны *crassicostatum* в Центральном Крыму присутствует так называемый губковый горизонт и слои без характерной фауны. В губковом горизонте содержатся многочисленные брахиоподы *Symphothyris arguinensis*, по которым выделены одноименные слои. В верхней части зоны *boissieri*, в изолированном разрезе на Чатыр-Даге, выделены слои с *Jabronella* cf. *raquieri* и *Berriasella callisto*. По комплексу аммонитов они сопоставляются с верхней частью подзоны *picteti* стандартной шкалы и с одноименным подразделением на Северном Кавказе.

Самая верхняя часть разреза берриаса в Горном Крыму аммонитами не обоснована. Берриасский возраст предполагается условно, по залеганию ниже отложений с аммонитами зоны *otopeta*. В стандартной шкале области Тетис подзона *otopeta* в настоящее время помещена в берриас на основании того, что в ряде разрезов виды *Tirnovella alpillensis* и *Fauriella boissieri* обнаружены в подзоне *otopeta*. Валанжинские отложения Горного Крыма аммонитами охарактеризованы плохо. Неизвестно ни одного разреза, где бы наблюдались палеонтологически доказанные пограничные верхнеберриасские-нижневаланжинские отложения. В Горном Крыму виды *Tirnovella alpillensis* и *Fauriella boissieri* пока не зафиксированы в отложениях вместе с аммонитами

зон оторета или pertransiens, считающихся нижеваланжинскими. По этой причине автор настоящей работы сохраняет зону оторета в валанжине.

Таблица. Схемы расчленения берриаса Горного Крыма

Средиземноморский стандарт (Reboulet et al., 2006)		Горный Крым				Северный Кавказ Сей, Калачева, 2000
		Кванталиани, Лысенко, 1979	Богданова и др., 1981	Глушков, 1997	Аркадьев и др., 2006; в настоящей работе	
Thurmanniceras otopeta	Timovella alpillensis	?	?	?	Зона оторета	?
Berriasella picteti	Fauriella boissieri	?	Слой с Symphythyris arguimensis	Fauriella simplicicostata	Слой с Symphythyris arguimensis	Слой с Jabronella raquieri и Berriasella callisto
Malbosiceras paramimounum	Euthymiceras euthymi	Слой с Euthymiceras и Neocosmoceras	Слой с Euthymiceras - Balkites	Euthymiceras - Balkites	Подзона Neocosmoceras euthymi	Euthymiceras euthymi
Dalmasiceras dalmasi	Spiticeras spitense	Слой с Malbosiceras (?) sp.	Dalmasiceras khimichavili	?	Подзона Dalmasiceras tauricum	Dalmasiceras tauricum
Berriasella privasensis	Subthurmannia subalpina	Зона P. grandis - B. jacobii	Pseudosubplianites ponticus - P. grandis	Delphinella janus	Слой с Malbosiceras chaperi	Timovella occitana
Berriasella jacobii	Pseudosubplianites grandis	Зона P. grandis - B. jacobii	Pseudosubplianites grandis	Pseudosubplianites subrichteri	Pseudosubplianites grandis	Berriasella jacobii

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ, СТРАТИГРАФИИ, ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПОЗДНЕГО МЕЛА ЮЖНЫХ ЧАСТЕЙ ПРЕДУРАЛЬЯ И ЗАУРАЛЬЯ

В.Н. Беньямовский (ГИН РАН, Москва, Россия)

Летом 2003 года коллективом уфимских, московских и екатеринбургских биостратиграфов были изучены экспонированные разрезы верхнего мела в предгорной (хутор Суракай) и зауральской частях Южного Урала (Каин-Кабак на берегу р. Туратки, Таналык-Баймакский прогиб). Эти разрезы являются стратотипическими для новых свит верхнего мела предгорной и зауральской частей Башкортостана – накасской (нижний-верхний кампан), суракайской и каин-кабакской (нижний маастрихт).

В обнажении Суракай накасская свита снизу вверх представлена мергелями (видимая мощность 1,8 м) глинистыми, светло-белесовато-серыми с зеленым оттенком, глауконитовыми, с частыми желваками мелких фосфоритов, с обломками ростров *Belemnitella* sp. и фосфоритизированными губками. Над ними залегает пачка глин (видимая мощность 1,8 м) карбонатных, светло-серых с зеленоватым оттенком, с мелкими желваками фосфоритов, рострами *Belemnitella* sp. и фосфоритизированными губками. Завершается накасская свита пачкой мергелей (видимая мощность более 6 м) зеленовато-серых, глауконитовых, нашпигованных желваками фосфоритов с частыми рострами белемнитов *Belemnitella mucronata* и *Paractinocamax* ex gr. *grossouveri*. Эти белемниты распространены в нижне-верхнекампанских отложениях Европейской палеобиогеографической области – ЕПО (Найдин, 1964, 1973; Christensen, 1997), которая протягивалась от Англии до Закаспия (Найдин и др. 1984; Беньямовский, 2005). В отложениях накасской свиты наряду с белемнитами встречаются разнообразные комплексы бентосных фораминифер. В нижней и средней частях свиты присутствуют комплексы нижней подзоны LC13a и верхней подзоны LC13b зоны *Cibicidoides temirensis/Bolivonoides decoratus* LC13 нижнего кампана. В верхней части свиты содержится комплекс бентосных фораминифер нижней подзоны LC14a зоны *Brotzenella monterelensis* низов верхнего кампана. Эти биостратоны являются зональными подразделениями верхнемеловой шкалы по бентосным фораминиферам Восточно-Европейской провинции ЕПО (Беньямовский, 2007). Следует также отметить, что в сантон-нижнекампанских отложениях бассейна р. Усы Печорского Предуралья отмечены представители рода *Paractonocamax* ex gr. *grossouveri* и некоторые фораминиферы – например, *Praebulimina carseyae* (Маринов и др., 2002), которые встречены в накасской свите предгорий Залаирского плато. Эти данные свидетельствуют о существовании Предуральского моря-пролива, изображающегося на ряде палеогеографических карт (Герасимов и др., 1962; Литолого-палеогеографические карты..., 1968; Christensen, 1997; Найдин, 2007). Однако, по мнению Г.Н. Папулов (1971) существование такого моря-пролива вряд ли возможно. Последние данные по Поволжским разрезам позднего кампана убедительно свидетельствуют о

влиянии Палеоарктического бассейна на Саратовско-Ульяновский участок Восточно-Европейского моря, осуществлявшегося в кампане через Предуральский море-пролив (Найдин, 2007). Полученные данные по накасской свите предуральской части Башкортостана также весомо говорят в пользу долготного Предуральского морского пути между Печорским водоемом Палеоарктического бассейна и акваторией Башкирского Предуралья в кампанское время. Нельзя не отметить также, что полученные данные подтверждают предположение о двух проливах, рассекавших тело Уральского горного сооружения (Амон, 2001; Беньямовский и др., 2006). В средней части Уральских гор помещался Башкирский (Среднеуральский) пролив. В южной части Большого Урала на месте Орского грабена (между Мугоджарами и Магнитогорским антиклинорием) “действовал” Орский (Аятский) пролив. Существование Башкирского пролива, большая часть которого располагалась в пределах территории Башкортостана, подтверждается моллюсками, распространенными по обе стороны от этого пролива – как в Западно-Сибирском бассейне, так и в Восточно-Европейском море (Архангельский, 1915; Безруков, 1938; Вахрушев, 1940; Щеглова-Бородина, Чернявская 1963). С его вероятным существованием соглашался Г.Н. Папулов (1971), а его ученик – Э.О. Амон (2001) изобразил этот пролив на палеогеографической карте позднего кампана, назвав его Среднеуральским. О существовании Орского пролива убедительно свидетельствует наличие видов фораминифер в накасской свите *Cibicidoides temirensis gankinoensis*, *Angulogavelinella sibirica*, *Anomalinoides globigeriniformis*, обитавших в зауральском Западно-Сибирском море.

На размытой неровной поверхности накасской свиты залегает суракайская свита нижнего маастрихта. Она представлена 4-х метровым пластом светло-серовато-зеленоватого мергеля с гнездами и включениями мелких желваков фосфоритов с базальным (0,3 м мощности) слоем сильно глауконитового мергеля со сгруженными желваками фосфоритов (фосгоризонтом). По всей толщине встречаются ростры белемнеллы – *Belemnella lanceolata*, широко распространенной в нижнем маастрихте по всей ЕПО от Германии на западе до Мангышлака на востоке (Найдин и др., 1984; Christensen, 1997). В свите присутствует два комплекса бентосных фораминифер нижней подзоны LC20a и верхней подзоны LC20b нижнемаастрихтской зоны *Falsoplanulina multicamerata* (= *Brotzenella complanata*) зональной шкалы верхнего мела Восточно-Европейской провинции. Эта зона с двумя подзонами прослежены по всей Восточно-Европейской провинции ЕПО (Беньямовский, 2007).

Каинкабакская свита выделена в разрезе Каин-Кабак в правом борту реки Туратка в Таналык-Баймакский прогибе, располагающемся в Зауральской части Южного Башкортостана (к востоку от Залаирского плато). Свита представлена пачкой ритмичного чередования мергелей и опок. Видимая мощность 4,5 м. Мергели белесые, светло-серые, с пятнами ожелезнения, мучнистые, участками глинистые, загипсованные, мощностью от 0,3 до 0,8 м. Опoki плотные, плитчатые, серовато-голубые, биотурбированные, мощностью от 0,2 до 0,4 м. Интересной деталью разреза является попарное соединение мергеля и опoki.

Каждая пара – мергель и опока отделены от подобных пар горизонтом “твердого дна”, по которому развита система нор и ходов роющих организмов. Эти ходы и норы заполнены мучнистым мергельным материалом. Каждая пара отражает повторяемость двух разных фаз палеогеографической обстановок, как то: сменяемости течений или влияния субтетических (восточно-европейских) и бореально-арктических (западно-сибирских) водных масс, климатических флуктуаций, а также орбитальных циклов. Д.П. Найдин (1999, 2004, 2005) связывает поздне меловую ритмичность с астрономическими циклами прецессии, наклона эклиптики и эксцентриситета орбиты. Четкая попарная ритмичность (мергель-опока) каинкабакской свиты – прекрасный объект для изучения цикличности и ее генезиса в маастрихтском бассейне южного Зауралья. В опоках изредка встречаются ростры белемнеллы *Belemnella lanceolata*. В микрофаунистических пробах из мергелей нижней части свиты определен комплекс бентосных фораминифер нижней подзоны LC20a и верхней подзоны LC20b нижнемаастрихтской зоны *Falsoplanulina multicamerata* (= *Brotzenella complanata*) зональной шкалы верхнего мела Восточно-Европейской провинции. В зауральских комплексах фораминифер каинкабакской свиты отмечается присутствие маастрихтских западно-сибирских форм, таких как *Anomalinoides globigeriniformis*, *A. gankinoensis*, *A. pinguis neckaya*, *Valvulineria umovi*, *Ceratobulimina cretaceae*, *Bolivinoides senonicus*, *Brotzenella pseudopappilosa* (= ? *Anomalinoides ukrainicus*). Большой интерес представляют полученные данные по береславской свите из скважины 28, пробуренной в 60 км к северу от Волгограда. В толще карбонатных серовато-зеленых мелкозернистых песков, алевролитов и алевролитов обнаружен комплекс фораминифер, одной из ярких особенностей которого является встречающиеся западно-сибирские виды, отмеченные в каинкабакской свите Зауралья – *Anomalinoides gankinoensis*, *A. pinguis neckaja* и *A. globigeriniformis*. Они указывают на связи западно-сибирского моря с поволжским бассейном, осуществлявшимся через Орский пролив. Отмеченные западно-сибирские виды широко распространены в маастрихтских отложениях восточной части ЕПО (Мангышлакско-Прикаспийский район, Поволжье, Днепровско-Донецкая впадина, Польша), где они являются характерными или используются в качестве зональных видов-индексов (Липник, Люльева, 1981; Акимец и др., 1991; Gawor-Biedowa, 1992).

Фазы морского накопления и перерывов между ними в Южном Предуралье и Зауралье отражают стадии эвстатических трансгрессий и эпейрогенических движений, прослеживающихся на Восточно-Европейской платформе, в Уральском регионе и в пределах Западно-Сибирской плиты (Папулов, 1971; Найдин, 1995; Захаров и др., 2003). Первая стадия отвечает времени накопления накассайской свиты раннего и начала позднего кампана. Перед второй стадией (суракайско-каинкабакской) раннего маастрихта был значительный подъем территории, в результате которого не накапливались (или размывались) морские отложения второй половины позднего кампана и начала раннего маастрихта.

Работа поддержана грантами РФФИ № № 06-05-64127 и 06-05-65172.

СТРУКТУРНЫЕ ФАКТОРЫ КАК ПОИСКОВЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СЕЛЕННЯХСКОЙ СТРУКТУРНО - ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЕ

Р.А. Бобков (РГГРУ, Москва, Россия)

Изученная территория представляет собой сложное сочетание разновозрастных покровно-складчатых и взбросо-надвиговых структур, в строении которых принимают участие самые разнообразные по составу и генезису образования, возраст которых варьирует от раннего ордовика до голоцена включительно.

Территория расположена в пределах зоны чешуйчато-надвиговых дислокаций. Зона надвигов состоит из серии кулис северо-восточного простирания, имеющих восток юго-восточное падение плоскостей сместителей. Среди надвигов выделяются разломы, разделяющие относительно крупные тектонические пластины, вторые осложняют строение пластин. В период внедрения позднемеловых даек габбро и габбродолеритов, зона надвигов осложнилась сбросами, имеющими преимущественно северо-восточное простирание; часть даек приурочена к этим сбросам. Крутопадающие разрывные нарушения северо-западного и субширотного простирания, часто имеющие сдвиговую кинематику, разбивают надвиговые пластины на отдельные блоки. На неотектоническом этапе развития территории проявилась рельефообразующая роль сбросов, что подчеркивается простиранием тыловых швов и уступов сохранившихся фрагментов поверхностей выравнивания. На площади района следует отметить наличие четко выраженных на топографических картах и фотосхемах дугообразных и кольцевых линеаментов. Обращает внимание, что рудопоявление «Пологое» расположено на восточном фланге сложно построенной кольцевой структуры.

Сбросы и разрывные нарушения, оперяющие надвиги, контролируют минерализованные зоны дробления, в которых локализовано золото-сурьмяно-ртутное оруденение. В большинстве случаев зоны дробления приурочены к крутопадающим зонам межслоевых срывов, имеющих крутое восток юго-восточное падение плоскости сместителя ($105-120^{\circ}$ $\angle 60-80^{\circ}$). Часть минерализованных зон, по отношению к вмещающим породам, связана с секущими разрывными нарушениями. Параметры зон дробления: мощность 2-7 м, достигая в раздувах 25-40 м; протяженность 10-700 м, единичные до 2,5-4 км.

Структурные особенности золоторудных объектов, относящихся к гидротермальному типу, были сформированы в результате длительного, сложного, а главное, многоэтапного процесса тектонического развития территории. Согласно классической схеме, в качестве факторов регионального структурного контроля следует рассматривать крупные шовные зоны глубокого заложения, разделяющие области с различным типом осадконакопления. В пределах рассматриваемой территории это Нижне-Уяндинская, Калгынская, Нальчанская и Сеймчанская шарьяжные зоны. Они определяют границы и

положение минерагенических и рудных зон. Себикчанский и Инариндинский шарьяжи, Верхне- и Средне-Калычанский взбросо-надвиги контролируют расположение рудных узлов и полей.

Региональный контроль осуществляется глубинным крутопадающим Селлях-Томмотским разломом, контролирующим рифтогенный магматизм и, связанные с ним процессы гидротермальных и метасоматических преобразований. Таки образом, факторы регионального контроля имеют первостепенную значимость и предают общий структурно-минерагенический облик территории. Факторы локального структурного контроля оруденения в процессе рудогенеза также имеют немаловажное значение. Им принадлежит рудораспределяющая и рудолокализирующая роль. Разрывные нарушения, обладающие подобными факторными свойствами, представлены очень широко и характеризуются различной кинематикой, широким диапазоном времени заложения и развития. Они контролируют положение рудных полей минерализованных зон дробления, гидротермально-метасоматического преобразования пород и линейных кор выветривания.

Древнейшими являются надвиги, взбросо-надвиги и шарьяжи, образование которых связано со средне-позднеюрскими субдукционными процессами и наложившимися на них структурами раннемеловой коллизии. В зонах шарьяжей, надвигов и взбросо-надвигов сосредоточено более 60% всех золоторудных объектов. Пологим деформациям принадлежит, в первую очередь, рудораспределяющая роль. Наиболее четко общий чешуйчато-надвиговый стиль территории проявлен на водоразделе Томмот – Тарынг-Юрях. Основное направление простирания надвигов северо-восточное. Среди них выделяются две разновидности: дуплексы и чешуйчатые вееры. Первые разделяют относительно крупные пластины, вторые - осложняют их строение. Плоскости сместителей надвигов в большинстве своем имеют восток-юго-восточное падение. Вблизи сместителей отмечаются зоны катаклаза, милонитизации и метасоматоза. За период формирования оруденения происходила неоднократная активизация этих тектонических нарушений, о чем свидетельствует наличие кварц-карбонатных прожилков разных генераций и их взаимоотношения в зонах дробления. Большинство золоторудных объектов Моголохской и многие объекты Олындынской рудной зоны напрямую связаны с системами надвиговых структур северо-восточного простирания, по которым в периоды тектоно-магматической активизации происходило поступление гидротермальных растворов. На площади Хатыннах-Салинского золоторудного поля Олындынской рудной зоны в надвиговых пластинах, благодаря наличию среди известняков глинистых прослоев, широко развиты межслоевые срывы. Чешуйчато-надвиговое строение участка осложнено крутопадающими субмеридиональными нарушениями. Эти нарушения, пересекая надвиговые чешуи, разбивают их на отдельные блоки. Блоки смещены и развернуты в плане относительно друг друга.

Надвиги и субмеридиональные нарушения обычно сопровождаются зонами дробления, нередко сульфидизированными содержащими золоторудные тела. Благодаря катаклазу и милонитизации по плоскостям межплоскостных

срывов образовывался экранирующий слой для подстилающих снизу гидротермальных растворов, за счет чего резко возрастала рудолокализирующая роль надвигов. Примером рудолокализации под надвиговыми экранами является Моголохский рудный узел, где золотая минерализация сосредоточена перед фронтальными частями мелких надвигов.

Среди рудораспределяющих факторов локальной значимости большое значение имеют крутопадающие разрывные нарушения системы Селлях-Томмотского разлома, рудоконтролирующая роль которого уже отмечалась выше. К ним относятся как меридиональные и субмеридиональные разломы, простирание которых соответствует общему расположению рифтовой зоны, так и широкая сеть поперечных к этому направлению оперяющих структур субширотного и северо-восточного простирания. В кайнозой, в период развития Момской рифтовой системы, большинство из них были подновлены. Типичной чертой долгоживущих разломов является неоднократная смена роли в процессе рудообразования: в периоды растяжений они имели рудораспределяющие функции, а на этапах сжатия выполняли рудолокализирующую роль. Длительность развития рудоконтролирующих структур обеспечила многократное перераспределение и регенерацию золота в толще рудовмещающих пород.

Серия подобных разломов северо-восточного простирания выявлена в пределах Олындинской рудной зоны. Разломы прослежены в толще карбонатных пород на 20-40 км. Рудораспределяющие функции этих разломов установлены для большинства наиболее крупных рудопроявлений этой зоны и для множества более мелких золоторудных объектов, рудные тела которых представлены минерализованными зонами дробления и брекчирования, зонами прожилкования, кварц-карбонатными, нередко сульфидизированными жилами. Зоны дробления, как правило, имеют мощность 1-2 м, достигая в раздувах 40 м; протяженность 10-700 м, единичные до 1,5 км. Сеть оперяющих разрывных нарушений Селлях-Томмотского разлома несет также функцию контроля распределения рудных формаций и внутри Олындинской рудной зоны. Для большей части этой зоны, при отсутствии проявлений дайкового рифтогенного магматизма, характерно оруденение золото-кварц-сульфидной формации.

Локальный контроль оруденения характерен также для узлов пересечения тектонических нарушений, формирующих зоны повышенной трещиноватости пород. Благодаря высокой проницаемости эти зоны наиболее благоприятны для формирования оруденения штокверкового типа (рудопроявления "Малыш", "Сосед-II", "Останцовое"), способствуют развитию полей гидротермально-метасоматического преобразования пород и мощных глубоко проработанных инфильтрационных кор выветривания (рудопроявление "Хатыннах-Сала").

Таким образом, было установлено, что основными благоприятными факторами размещения золоторудных объектов являются:

- древние надвиги и шарьяжи, определяющие положение минерализованных зон дробления
- крутопадающие сбросы и разрывные нарушения, осложняющие надвиги
- зональные кольцевые структуры.

КОНОДОНТЫ РАННЕГО КАРБОНА И ДРУГИЕ МИКРОФОССИЛИИ В ГАЛЬКАХ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД ИЗ ВЕРХНЕЮРСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ ГОРЫ ЮЖНАЯ ДЕМЕРДЖИ (КРЫМ)

Н.Ю. Брагин, В.А. Аристов (ГИН РАН, Москва, Россия)

Мощная толща верхнеюрских (нижнеоксфордских) конгломератов горы Южная Демерджи неоднократно исследовалась на предмет состава и происхождения обломочного материала. Конгломераты нижнего оксфорда широко распространены в Крыму – от Судакского синклиория до Гурзуфского седла, но наиболее ярко они представлены на г. Южная Демерджи. Здесь эти конгломераты несогласно залегают на породах таврической серии и слагают толщу мощностью до 2000 м [4]. В составе гальки доминируют песчаники и сидериты таврической серии, но, кроме них, встречаются более древние красноцветные песчаники, известняки с фауной карбона, перми, триаса и лейаса, а также различные гранитоиды палеозойского и докембрийского возраста, наконец, протерозойские гнейсы [5]. Ранее было установлено, что снос обломочного материала в основном происходил с юга на север, благодаря чему высказывались предположения о наличии в позднеюрскую эпоху орогенного сооружения в пределах Черноморской впадины [4, 5].

В последнее время привлекли интерес гальки кремнистых пород, спорадически встречающиеся среди конгломератов Южной Демерджи, и не изучавшиеся ранее детально. Благодаря успехам стратиграфических исследований кремнистых толщ, для датировки которых сейчас используются конодонты и радиолярии, в настоящее время появилась возможность изучить этот материал, датировать его и высказать предположения о его происхождении. В этой работе использованы результаты сборов Н.Ю.Брагина, а также литературные данные [3], основанные на материалах сборов В.В.Юдина. Во всех случаях микрофоссилии выделялись из кремневых пород по стандартной методике с применением разбавленной плавиковой кислоты [7], изучение же их и фотографирование проводилось с использованием сканирующего электронного микроскопа.

В результате проведенных работ удалось получить данные по составу и возрасту кремневых галек. Среди кремнистых пород в гальке нижнеоксфордских конгломератов г. Южная Демерджи встречаются три основных типа:

1. Массивные, тонкослоистые, темно-серые и черные, обогащенные углеродом кремни. Встречаются в базальных слоях толщи конгломератов к югу от г. Южная Демерджи. В этих гальках недавно обнаружены представительные комплексы радиолярий верхнего триаса [3].

2. Красные глинистые яшмы, слабо метаморфизованные, рассланцованные, с многочисленными остатками деформированных и перекристаллизованных, неопределимых радиолярий. Эти гальки встречаются в средней части разреза на юго-западном склоне г. Южная Демерджи.

3. В той же части разреза встречены редкие, хорошо окатанные гальки серых и зеленовато-серых кремней, в которых содержатся конодонты *Gnathodus delicatus* Branson et Mehl (определение В.А.Аристов), многочисленные рамиформные элементы конодонтов, сферические радиолярии неудовлетворительной сохранности и трехосные спикулы кремневых губок. Возраст этих галек – верхняя часть нижнетурнейского подъяруса нижнего карбона; *Gnathodus delicatus* относится к видам-космополитам широкого географического распространения. Он известен в Западной Европе, на Южном и Полярном Урале, на Северо-Востоке Сибири, в Казахстане, Узбекистане, Киргизии, Таджикистане, Азербайджане, Иране, Южной Монголии, Китае, Индии, Тайланде, США, Британской Колумбии, Австралии. Его ареал на палинспастической реконструкции турнейского века охватывает палеошироты 25⁰ с.ш., 61⁰ ю.ш. Этот вид входит в зональный комплекс конодонтовой зоны *isosticha – crenulata* стандартной шкалы, а также является видом-индексом местной конодонтовой схемы Омолонского массива [1, 2].

Нижний карбон в кремнистых фациях нигде в Крыму не известен, более того, ранее не отмечались и кремневые гальки такого возраста. Поэтому представляется интересным их происхождение. Прежде всего, состав микрофоссилий изученного образца вполне типичен для палеозойских кремнистых толщ – в них, как правило, в изобилии содержатся планктонные кремневые организмы (радиолярии), нектопланктонные конодонты, а из бентосных – остатки кремневых губок. Нижнекаменноугольные кремнистые породы могут быть встречены в пределах герцинских складчатых сооружений.

Возможны два источника палеозойских кремневых галек. Во-первых, это герцинский фундамент Скифской плиты. Известно, что в мезозое Крыма, прежде всего, в нижнеюрских отложениях эскиординской свиты, встречаются отторженцы и экзотические глыбы древних пород – от нижнего карбона до триаса включительно. Однако среди них известны лишь карбонатные и терригенные блоки, кремнистые же никогда не обнаруживались. Нет к настоящему времени и данных о присутствии кремнистого нижнего карбона в составе фундамента Скифской плиты.

Во-вторых, источником кремневых галек могли быть герцинские сооружения, располагающиеся к югу от Крымского полуострова. Кремнистые толщи этого возраста встречаются в Западных и Центральных Понтидах (Турция). В районе г. Стамбула известна формация Балталимани, имеющая турнейский возраст и представленная серыми и черными радиоляриевыми кремнями с фосфатными стяжениями [6]. Исходя из сделанных предшествующими исследователями выводов о том, что конгломераты г. Южная Демерджи формировались преимущественно за счет южных источников сноса, представляется вероятным предположение о том, что гальки нижнекаменноугольных кремней были транспортированы с Понтид, или их возможных аналогов, располагавшихся на месте нынешней Черноморской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аристов В.А. Конодонты девона – нижнего карбона в глубоководных и мелководных палеобассейнах Евразии: сообщества, зональное расчленение, корреляция разнофациальных отложений. Тр. ГИН РАН, вып. 484. М.: Наука, 1994. 192 с.
2. Гагиев М.Х. Конодонты верхнефаменских и турнейских отложений северо-восточной части Омолонского массива: Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: 1982. 25 с.
3. Д.В.Курилов, В.В.Юдин, В.С.Вишневская. Триасовые радиолярии – реликты триасового океана в Южном Крыму? // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи: Зб. наук. праць ІГН НАН України / П.Ф.Гожик, відпов. Ред. – К.: Нора-прінт, 2007. – С. 115 – 116.
4. М.В.Муратов. Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Том II. Геология Крымского полуострова. – М.: Недра. 1973 – 192 с.
5. Чернов В.Г. О составе верхнеюрских конгломератов горы Демерджи в Крыму. // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1971. № 2. С. 18-28.
6. Holdsworth B. K. The Radiolaria of the Baltalimani Formation, Lower Carboniferous, Istanbul. // Paleozoic of Istanbul, Ed. by Q. Kaya. Ege Univ. Fen. Fakult. Kitaplar. 1973. Ser. i, No. 40, pp. 117–134.
6. Pessagno E.A., Jr., Newport R.I. A technique for extracting Radiolaria from radiolarian cherts. // Micropaleontology. 1972. Vol. 18. № 2. P. 231-234.

РАДИОЛЯРИИ И БИОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКИХ ГОР (НАЙБИНСКИЙ ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ)

Л.Г. Брагина (ГИН РАН, Москва, Россия)

Найбинский разрез находится на территории Западно-Сахалинских гор и является опорным для отложений верхнего мела Дальневосточного региона России (Верещагин, 1977). Разрез расположен на юге Сахалина и приурочен к осевой части Западно-Сахалинского антиклинория. Повторное изучение верхнемеловой части Найбинского опорного разреза на радиолярии выявило множество не встреченных ранее таксонов (Bragina, 1999; Брагина, 2001, 2003а, 2003б). Эти новые данные, а также результаты, опубликованные Л.И.Казинцовой (1993, 2000), позволяют в интервале сеноман – коньяк выделить 8 радиоляриевых биостратонов. Нижние границы проводятся по появлению видов-индексов и характерных видов.

1. Верхняя часть нижнего сеномана. Слои с *Cromyomma* (?) *nodosa* - *Amphirondax* sp. A. Выделены в объеме верхов нижней – средней частей IV пачки найбинской свиты. Соответствуют нижней части региональной зоны *Inoceramus tychljawajamensis* нижнего сеномана (Зонова, 1993). Из двенадцати видов слоев четыре – известны в Калифорнии (причем, *Dictyomitra multicostata* - в кампане), а два – в Средиземноморье (J'Dogherty, 1994).

2. Верхняя часть нижнего сеномана – нижняя часть среднего сеномана. Слои с *Lipmanium sacramentoensis* - *Archaeodictyomitra squinaboli*. Ранее (Казинцова, 2000) одноименные слои выделялись в полном объеме IV и V пачек найбинской свиты. В данной работе объем этих слоев - верхняя часть IV пачки и V пачки (без самых верхов) найбинской свиты. Соотносятся верхней частью региональной зоны *Inoceramus tuchljawajamensis* (нижний сеноман) (Зонова, 1993) и с нижней - средней частями региональной зоны *Inoceramus pennatulus* (средний сеноман) (Зонова, 1993). Слои охарактеризованы 22 видами (Казинцова, 1993). По общим видам слои коррелируются с зоной *Rotaforma hessi* сеномана Калифорнии (Pessagno, 1976): *Orbiculiforma cachensis* Pessagno, *O. maxima* Pessagno, *Lipmanium sacramentoensis* Pessagno. Слои коррелируются с зоной *Dactyliosphaera silviae* сеномана Средиземноморья (O'Dogherty, 1994) по четырем общим видам: *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *A. ellipticus* Nakaseko et Nishimura, *Archaeodictyomitra squinaboli* Pessagno, *Stichomitra communis* Squinabol.

3. Средний сеноман. Слои с *Cuboctostylus kasinzovae* - *C. sakhalinensis*. Выделены в объеме верхней части V пачки найбинской свиты. Соотносятся с верхней частью региональной зоны *Inoceramus pennatulus* (Зонова, 1993). Слои содержат 29 видов (Брагина, в печ.), из которых - 14 видов известны в Калифорнии, 7 – в Средиземноморье. По ряду общих видов коррелируются с зоной *Rotaforma hessi* сеномана Калифорнии (Pessagno, 1976): *Cromyomma* (?) *nodosa* Pessagno, *Orbiculiforma cachensis* Pessagno, *O. maxima* Pessagno, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Archaeodictyomitra squinaboli* Pessagno, - и с зоной *Dactyliosphaera silviae* сеномана Средиземноморья (O'Dogherty, 1994): *Hexapyramis pantanellii* Squinabol, *Amphipyndax mediocris* (Tan), *A. stocki* (Campbell et Clark), *Stichomitra communis* Squinabol, *S. insignis* (Squinabol), *Xitus spicularius* (Aliev).

4. Верхняя часть среднего - верхний сеноман. Слои с *Cuboctostylus trifurcatus* - *Cassideus yoloensis*. Выделяются в объеме I и II пачек быковской свиты, отвечают средней и верхней части зоны *Inoceramus aff. tenuis* (средний - верхний сеноман) (Зонова, 1993). Ранее (Казинцова, 2000) в объеме I и II пачек быковской свиты выделялись слои с *Haliomma sachalinica* – *Dictyomitra multicostata* (Казинцова, 2000). Однако первый из видов-индексов - *Haliomma sachalinica* – довольно редок, а второй вид – индекс - *Dictyomitra multicostata* - в Найбинском опорном разрезе встречается уже в IV и V пачках найбинской свиты (Брагина, в печ.), поэтому в данной работе предлагается новое название слоев: *Cuboctostylus trifurcatus* - *Cassideus yoloensis*. Эти слои совпадают с таковыми, выделенными ранее Казинцовой, по объему, но включают значительно более таксономически разнообразный комплекс, полученный при доизучении сеномана Найбинского разреза (Брагина, в печ.). Слои содержат 49 видов, из которых: 23 вида широко известно в Калифорнии, а 13 – характеризуют радиоляриевые сообщества Средиземноморья. Слои сопоставляются с зоной *Rotaforma hessi* сеномана Калифорнии (Pessagno, 1976) по общим видам: *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Archaeodictyomitra squinaboli* Pessagno, *Cassideus yoloensis* Pessagno, *Microsciadiocapsa sutterensis*,

Saturniforma abastrum Pessagno. Слои коррелируются по общим видам с радиоляриевой зоной *Dactyliosphaera silviae* сеномана Средиземноморья (O'Dogherty, 1994): *Cavaspongia euganea* (Squinabol), *Cyclastrum satoi* (Tumanda), *Dactylodiscus lenticulatus* (Jud), *Savaryella quadra* Foreman, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Saturniforma abastrum* Pessagno, *Xitus spicularius* (Aliev).

5. Нижний турон. Нижняя часть зоны *Alievium superbum* (ранее - слои с *Crucella cachensis* - *Alievium superbum*; Казинцова, 2000). Прослеживается в отложениях III и IV пачек быковской свиты. Соотносится с зоной *Mytiloides aff. labiatus* (Matsumoto, 1959) (нижний турон) и *Inoceramus hobetsensis* (Matsumoto, 1959) (средний турон). Зона *Alievium superbum* характеризует турон Калифорнии (Pessagno, 1976). В Найбинском разрезе зона *Alievium superbum* представлена видом-индексом и характерными для нее в разрезах Калифорнии видами (Казинцова, 1993): *Actinomma (?) davisensis* Pessagno, *Praeconocaryomma lipmanae* Pessagno, *Crucella cachensis* Pessagno, *Archaeodictyomitra squinaboli* Pessagno.

6. Верхний турон – (возможно) нижний коньяк. Слои со *Spongodiscus concentricus* – *Multastrum robustum*. Выделены в объеме верхней части V и самых низов VI пачки быковской свиты. Соотносятся с верхней частью зоны *Inoceramus teshioensis* (Matsumoto, 1959) (верхний турон - (возможно) нижний коньяк). Слои содержат 39 видов (Брагина, в печ.), из них: 18 видов – известны в Калифорнии, 12 видов - в Средиземноморье. Отвечают верхней части зоны *Alievium superbum* (Pessagno, 1976).

7. Нижний коньяк. Слои с *Orbiculiforma quadrata* - *O. vacaensis*. Выделяются в объеме верхней части VI пачки быковской свиты. Соотносятся с зоной *I. uwajimensis* (Matsumoto, 1959) (нижний коньяк – (возможно) средний коньяк). Соответствуют верхней части выделяемых ранее (Казинцова, 2000) слоев с *Orbiculiforma quadrata* – *O. monticelloensis*. Слои представлены обедненным комплексом радиолярий из 10 видов с преобладанием представителей рода *Orbiculiforma*. Слои коррелируются с подзоной *Orbiculiforma vacaensis* (верхняя часть зоны *Alievium praegallowayi*) коньяка Калифорнии (Pessagno, 1976) по присутствию вида-индекса и общим видам: *Orbiculiforma persenex* и *Orbiculiforma quadrata*.

8. Верхний коньяк. Слои с *Patellula planoconvexa* - *Squinabolella putahensis* (ранее (Казинцова, 2000) - слои с *Orbiculiforma vacaensis* - *Squinabolella putahensis*). Слои охватывают VII пачку быковской свиты. Соотносятся с зоной *Inoceramus mihoensis* (Matsumoto, 1959) (верхний коньяк). Слои включают 30 видов, из которых: 50% - известны в Калифорнии, а 25% - характерны для тропиков (Tan Sin Hok, 1927; Empson-Morin, 1984).

Анализ ассоциаций Найбинского опорного разреза установил, что виды, распространенные в Тетисе, составляют не более 20-30% таксономического разнообразия радиоляриевых сообществ сеномана - коньяка. Напротив, в сообществах радиолярий указанного стратиграфического интервала Западно-Сахалинских гор преобладают виды, первоописанные из верхнемеловых отложений Калифорнии. Биостратиграфические подразделения, предложенные в данной работе для сеномана, из-за отсутствия общих видов-индексов могут

коррелироваться с одновозрастными им калифорнийскими зонами лишь по общим видам. Биостратиграфические подразделения, выделенные по радиоляриям для интервала нижний турон – коньяк, хорошо сопоставляются с зонами, разработанными для Калифорнии. В отложениях Сахалина отчетливо прослеживаются зоны, предложенные для Калифорнии: 1) зона турона - *Alievium superbum* и 2) зона коньяка - *Alievium praegallowayi* (Pessagno, 1976).

РЕЗУЛЬТАТ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ АРКОЗОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ РАУЧУАНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЧУКОТКА, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Е.В. Ватрушкина (ГИН РАН, Москва, Россия)

Изучаемая территория расположена в пределах Олойско-Чукотского орогенного пояса, структуры которого возникли в результате взаимодействия Сибирского континента с Новосибирско-Чукотским континентальным блоком в конце раннего – в начале позднего мела (Соколов и др., 2001; Бялобжеский, Горячев, 2004), благодаря чему был закрыт Южно-Аньюский палеоокеан. В состав этого пояса входят террейны Чукотской пассивной континентальной окраины и разновозрастных дуг и зон субдукции. В сложном Чукотском террейне по особенностям строения палеозойских и мезозойских образований выделяется Аньюский и Чаунский субтеррейны. В отдельных впадинах и по южной периферии террейна распространены вулканогенно-терригенные отложения верхней юры-нижнего мела. Северная часть террейна скрыта под водами и донными осадками Восточно-Сибирского и Чукотского морей, на юго-западе он граничит с Южно-Аньюским террейном, а на юге и юго-востоке перекрыт верхнемеловыми вулканитами Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Впервые присутствие на Северо-Востоке отложений верхней юры и нижнего мела, было доказано находками ископаемой фауны из коллекции П.И. Полевого в 1912г. (определения А.П. Павлова). В 50-е гг. систематические геологические исследования продолжились на всей территории Северо-Востока СССР. В это время К.В. Паракецов, Г.И. Паракецова, М.Е. Городинский установили широкое площадное развитие верхнеюрских и нижнемеловых отложений в районе Чаунской губы. Однако до настоящего времени стратиграфическое обоснование верхнеюрских и нижнемеловых отложений Чаунского субтеррейна остается недостаточным. Наиболее спорно положение толщи аркозовых песчаников (погынденской и раучуанской свиты).

В 1966г. К.В. Паракецов, М.Е. Городинский в статье «К вопросу о возрасте аркозовых песчаников в районе Чаунской губы» (К.В.Паракецов, М.Е.Городинский, 1966) делают вывод о существовании двух разновозрастных литологически сходных толщ аркозовых песчаников. Возраст погынденской свиты, слагающей верхнюю часть осадочного комплекса Раучуанской впадины,

определен как валанжинский, возраст раучуанской, развитой юго-западной – юрский. Данное утверждение принимается и на сегодняшний день.

Целью настоящего исследования являлось изучение и сравнение верхнеюрско-нижнемеловых песчаников, развитых в Раучуанской впадине, сопоставление их минерального состава и предполагаемых источников сноса.

Погынденская и раучуанская свиты состоят из довольно мощных массивных пачек песчаников, переслаивающихся с более тонкими пачками чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Подчиненную роль играют аргиллиты, алевролиты и тонкозернистые песчаники, иногда с примесью углистого материала. Песчаники средне- и мелкозернистые кварц-полевошпатовые, близкие к аркозовым.

Петрографически песчаники разнозернистые, размер зерен от 0,02 до 0,7 мм, с разной степенью окатанности зерен. Основные различия минерального состава зерен в породах погынденской и раучуанской свит заключаются в следующем:

1. Количественное соотношение зерен кварца, полевых шпатов и слюдистых минералов
2. Состав полевых шпатов
3. Форма и размер кварцевых зерен
4. Количество и состав обломков пород

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России, под ред. Ханчука А.И. – Владивосток, Дальнаука, 2006.-572с.
2. Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. – М.,Недра, 1989.-298с.
3. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Аннуйской сутуры (Западная Чукотка) // Доклады РАН. 2001. Т.376. № 1. С.80-84
4. Бялобжеский С.Г, Горячев Н.А. О происхождении Колымской структурной петли // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы всерос. совещания. Т.1.Новосибирск, 10-13 февраля 2004 г., Новосибирск: СО РАН, фил. «Гео». 2004. С. 73-75

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ – СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Е.А. Гаврюшова (ФГУП «Геоцентр-Москва», Москва, Россия)

М.В. Муратов в своих работах много внимания уделил причинам возникновения и особенностям строения различных структур осадочного чехла древних платформ, в том числе и Восточно-Европейской. Среди этих структур Московская синеклиза была одна из важнейших.

В дальнейшем в процессе проведения региональных работ и в частности геологической съемки масштаба 1:200 000(первое поколение выполнено в 50-

60-е г.г. и второе поколение – в 90-е г.г. 20 века), полученный фактический материал позволил существенно детализировать внутренне строение Московской синеклизы. Большое значение имели также работы по подготовке к изданию Государственных геологических карт масштаба 1:1 000 000, позволившие в региональном плане представить строение Московской синеклизы. Существенная информация была получена при проведении тематических работ, в том числе по составлению погоризонтных литолого-фациальных и структурных карт верхнепалеозойских отложений масштаба 1:500000 в пределах Московской синеклизы, выполненной сотрудниками ФГУП «Геоцентр-Москва»(2001г.). Полученные результаты были использованы в дальнейшем при решении вопросов водоснабжения важных в условиях высокого уровня заселенности территорий центра Восточно-Европейской платформы, геолого-экологических проблем, связанных с устойчивостью геологической среды к высокому уровню техногенной нагрузки, а также при решении вопросов минерагении региона, включая оценку перспектив его на нетрадиционные полезные ископаемые, в частности коренные источники алмазов.

Современный структурный план синеклизы прослежен по маркирующим горизонтам верхнего девона (западная часть синеклизы), нижнего, среднего и верхнего карбона (юго-западная и южная части), перми и нижнего триаса (центральная и восточная части). Для наиболее обоснованной интерпретации неравномерно распределенного по площади фактического материала были использованы результаты дешифрирования материалов космических съемок и морфоструктурного анализа разномасштабных топографических карт. Выделение маркирующих горизонтов в центральной части Московской синеклизы проводилось по каротажным материалам, так как скважины были пройдены с выборочным отбором керна. Изолинии маркирующих горизонтов проведены, как правило, через 20м, на отдельных участках, осложняющих локальные пликативные структуры и флексуры – через 10 и иногда 5м.

В результате построения серии палеотектонических и структурных карт установлено:

1.В строении Московской синеклизы – надпорядковой структуры – выделены структуры разных генетических типов и нескольких порядков. Среди блоково-складчатых структур – структуры I-го порядка (крылья синеклизы – Западное, Южное, Юго-восточное и Восточное), II-го порядка (моноклинальные зоны, осложняющие Южное крыло, т.ч. Смоленская, Тульская, Московско-Рязанская и Мещерская, а также валы, прогибы и выступы, развитые в основном в центральной часть синеклизы), III-го порядка (валы, прогибы и впадины, осложняющие структуры I и II порядков). Разрывные структуры, выделенные по комплексу признаков, включают крупные сбросы и взбросы, а также мелкие разрывные структуры – зоны повышенной трещиноватости, установленные и предполагаемые в породах верхнего палеозоя.

2.Блоково-складчатые структуры, в свою очередь осложнены структурными зонами, среди которых, например, в пределах Южного крыла развиты Юхновско-Уваровская и Серпуховско-Дугнинская структурные зоны.

3.Палеотектонический анализ верхнепалеозойской части разреза в пределах Московской синеклизы позволяет предположить, что именно в этот период был заложен современный структурный план, который в определенной мере «повторил» структурный план венда. При этом стержневыми структурами были Крестцовский и Солигаличский авлакогены. Влияние Подмосковского авлакогена проявлялось на более ранних этапах развития – в девонскую эпоху, когда над ним сформировалась главная область прогибания синеклизы и соответственно накопились наибольшие мощности девонских отложений.

4.Активизация линейных структур, ограничивающих авлакогены, проявилась в течение всего палеозоя и мезозоя в виде хорошо выраженных флексур с амплитудами в основном 25-35м и местами более.

5.Тенденции развития Московско синеклизы проявлены в следующем:

5.1. Западное крыло постепенно сдвигалось в восточном направлении, при этом более древнее его положение подчеркивалось пологими (2,6м/км) флексурами.

5.2. Зона сочленения Московской синеклизы с Волго-Уральской антеклизой по всем маркирующим горизонтам однотипна.

5.3. Восточная часть центра Московской синеклизы осложнена локальными структурами, размер которых в плане сокращается одновременно с уменьшением в раннем мезозое Восточного крыла синеклизы.

5.4. Центр синеклизы осложнен Рыбинско-Сухонским мегавалом, активно развивающейся структурой: например, поперечник его несколько расширяется в предтриасовое время, что, по-видимому, повлияло на проявление тектономагматической деятельности в этом регионе.

5.5. Прослеженные структурные зоны предопределяли положение эрозионных врезов, формирующихся на поверхности длительных континентальных перерывов. Так, на поверхности погребенного карбонатного «фундамента» эти зоны предопределили морфологию палеодолин, что важно учитывать при выделении палеодолин бобриковского возраста, с которыми связано урановое оруденение инфильтрационного типа.

5.6. В пределах Московской синеклизы выделяются субширотные - восток-северо-восточные региональные структурные зоны, играющие, по-видимому, определяющую роль в строении и формировании этой структуры. Зоны отстоят друг от друга примерно на 150-160км. Северная зона, наиболее изученная, развита над Крестцовским и Солигаличским авлакогенами и в верхнем палеозое представлена инверсионными структурами - Овинищенским выступом и Рыбинско-Сухонским мегавалом, у которых наиболее четко выражен южный склон, контролируемый сбросами и взбросами с амплитудой до 200-250м. Центральная зона примерно проходит на широте $56^{\circ}40'$, контролирует ряд региональных структур, в частности контролирующую сочленение синеклизы и Волго-Уральской антеклизы. Южная зона проходит примерно от г. Смоленск на западе до г. Воскресенск – на востоке.

5.7. Субмеридиональные структурные зоны, осложняющие южное крыло синеклизы, развиты периодически. По направлению к центральной части структуры они сужаются; по более древним структурным планам они расширяются (видимо за счет постоянного подновления, а также за счет миграции в плане деформирующих напряжений).

6. Сложный структурный план Московской синеклизы сближает ее с другими аналогичными структурами и, в частности, с Тунгусской синеклизой на Сибирской платформе. Дальнейшее изучение Московской синеклизы видимо позволит выявить новые черты сходства. Наибольший интерес представляет изучение средне-позднегерцинского этапа развития, что, по-видимому, позволит выделить внутренние структуры, перспективные на проявления вулканизма и связанные с ним коренные источники алмазов. Причем не исключено проявление и более молодой тектоно-магматической активизации.

7. В процессе изучения Московской синеклизы было прослежено внутреннее строение своеобразной линейной структуры, разделяющей Московскую синеклизу и Воронежскую антеклизу–Горопец-Тульской структурной зоны (ТТСЗ) - сложно построенное образование, осложненное локальными структурами III и IV порядков, в подавляющем большинстве ориентированных вкрест ее северо-северо-западного простираения. Удалось установить чередование внутри зоны различных по напряженности участков, характеризующихся разными типами локальных структур и густотой разрывных нарушений. Вдоль ТТСЗ прослеживается уникальное геологическое образование башкирского века среднего карбона - так называемая «азовская палеодолина». Ее морфология и характер выполняющих отложений, свидетельствуют об активизации тектонической обстановки в предверейское время. А наличие многочисленных минералов-спутников алмазов предполагает проявление тектоно-магматической активизации на сопредельных территориях.

ОЛИСТОСТРОМЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО МЕЛА ВОСТОЧНОГО КРЫМА

*Т.И. Добровольская (Крымское отделение УкрГГРИ, Симферополь, Украина),
Г.Б. Сальман (Нью-Йорк, США)*

Проблема образования и распространения олистостромов широко обсуждается в геологической литературе. Наиболее дискуссионным остается вопрос о характере источников сноса для олистолитов. С целью изучения этого вопроса авторами были проведены исследования в Восточном Крыму. В результате сделан вывод, что распространенные здесь валунные конгломераты раннего мела (валанжин-готерив), выполняющие эрозионно-тектоническую Кутлук-Молбайскую котловину, представляют собой мощные олистостромовые горизонты с олистолитами известняков верхней юры (рис. 1).

Наиболее полный разрез валанжин-готеривских отложений представлен по долине р. Тонас. Здесь в толще морских глин (1000 м) выделено два горизонта конгломерато-брекчий с крупными глыбами известняков (олистолитов).

Нижний горизонт состоит из блоков, глыб и гальки верхнеюрских известняков. Редко встречаются гальки кварца и песчаников. Глыбы в диаметре достигают 10-15 м. Цементом служит мелкообломочная карбонатная масса, состоящая из обломков верхнеюрских известняков. Конгломерато-брекчии с размывом залегают на глинах берриасового возраста, а в западном направлении переходят на размытую поверхность известняков верхней юры. Мощность горизонта довольно непостоянна и увеличивается от 50 до 300 м при приближении к известняковым массивам.

На западе распространение нижнего конгломерато-глыбового горизонта ограничивается северо-западным склоном Кутлук-Молбайской котловины. Здесь в узком ущелье обнажается толща, состоящая из округлых глыб и валунов известняков верхней юры, которые залегают беспорядочно в виде глыбового навала. Только с трудом можно установить грубую слоистость. Валуны сцементированы обломочной массой, состоящей из мелких угловатых обломков известняков. Иногда пространство между глыбами заполнено зеленовато-серой, хорошо слоистой глиной. Несколько западнее на склоне г. Медием отчетливо видно налегание грубообломочной толщи на размытую поверхность известняков верхней юры, которые слагают отроги Караби-Яйлы (рис. 2). В восточном направлении верхняя часть грубообломочной толщи клиновидно выклинивается в толщу глин и уже в долине р. Тонас грубообломочные отложения сохраняются только в основании разреза. Этот горизонт хорошо прослеживается в рельефе, поскольку слагает высокий моноклиальный гребень.

Наиболее полно валунный горизонт обнажен в окрестностях с. Алексеевка. На размытой поверхности темно-серых глин с фауной барриаса залегают мелкозернистые полимиктовые песчаники с карбонатно-глинистым цементом мощностью до 5 м и прослойками каменного угля. В основании пласта песчаников залегает небольшой прослой конгломерата, состоящий из кварцевой и известняковой гальки и обломков берриасовых глин. В песчаниках имеются отдельные линзы конгломератов, содержащие гальки известняков, реже кварца и кварцитов, и редкие глыбы известняков. Верхняя часть разреза представлена крупно-глыбовой конгломерато-брекчией, состоящей из крупных глыб и валунов известняков, некоторые из которых достигают 10-15 м. Это органогеннообломочные известняки, в которых были обнаружены титонские кораллы. Межглыбовое пространство заполнено мелкими обломками тех же известняков, служащих цементом. Пласт конгломерато-брекчий вверх по разрезу сменяется песчанистыми глинами мощностью 7 м, а затем залегает еще один пласт конгломерато-брекчий мощностью до 5 м, который сменяется полимиктовыми песчаниками. Общая мощность грубообломочной толщи составляет 60-70 м.

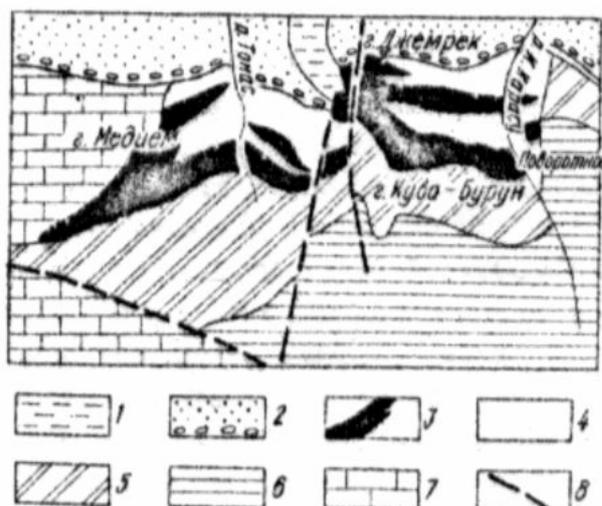


Рис. 1. Геологическая схема Кутлук-Молбайской котловины

1 – апт, глина; 2 – верхний готерив-баррем, конгломераты; 3 – валанжин-готерив, олистостромовые горизонты; 4 – валанжин-готерив, глины; 5 – берриас, глины; 6 – титон, карбонатно-глинистый флиш; 7 – верхняя юра, известняки; 8 – разломы.

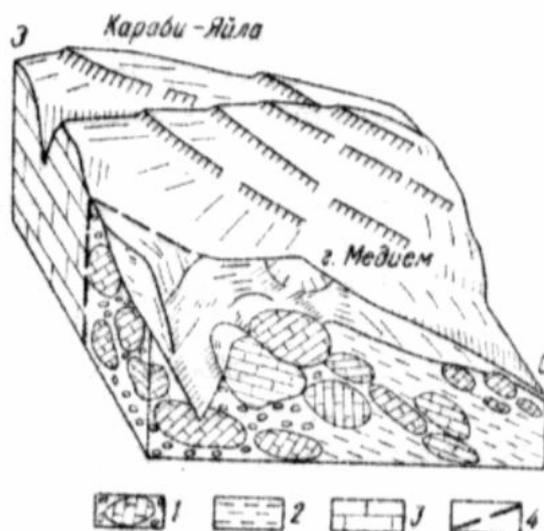


Рис. 2. Схема залегания олистостромового горизонта на г. Медием

1 – олистолиты известняков, верхняя юра; 2 – вмещающие глины нижнего мела; 3 – известняки верхней юры; 4 – разлом.

Восточнее глыбовый горизонт ограничен разломом и обнажен севернее у подножья г. Джемрек. Здесь развиты исключительно крупные глыбы известняков, а прослой песчаников и глин отсутствуют. К востоку этот пласт прослеживается до вершины г. Куба-Бурун, а затем пересекает долину р. Кучук-Карасу севернее с. Поворотное. На склонах долины р. Кучук-Карасу глыбовые горизонты постепенно выклиниваются.

Второй валунный горизонт выделен в средней части разреза валанжин-готеривских глин. В его строении наблюдаются те же особенности, что и в нижнем горизонте, т.е. постепенное уменьшение роли грубообломочного материала в восточном направлении, а на западе этот горизонт прислоняется к известняковому массиву Караби-Яйлы. Кроме того, в толще глин распространены многочисленные линзы известняковых конгломерато-брекчий, достигающие мощности 10-12 м (рис. 3).

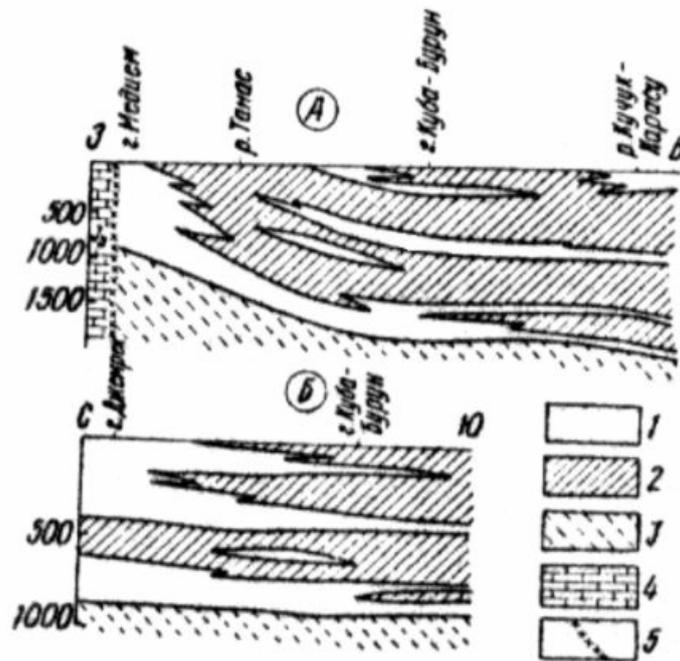


Рис. 3. Схема строения олигостромовой формации нижнего мела
 1 – олигостромовые горизонты; 2 – морские глины нижнего мела; 3 – карбонатно-глинистый флиш верхней юры; 4 – известняки верхней юры; 5 – эрозионно-тектонический обрыв.

Образование валунных горизонтов среди основной массы морских глинистых отложений может быть только следствием широкого развития процессов оползания крупных масс горных пород в морской бассейн. Это в свою очередь требует наличия достаточно расчлененного рельефа как суши, так и морского бассейна. Этот тип осадков, связанных с явлениями оползания, был впервые описан Ж. Флоресом (Flores, 1955) на примере палеогеновых отложений Италии. Он же дал и определение понятия олигострома как аккумуляции в результате оползания.

Анализ изменения состава конгломерато-брекчий и их распространения позволяет предположить, что накопление грубообломочных толщ происходило в узком, глубоком, остаточном морском бассейне, который образовался в результате замыкания обширного флишевого прогиба, существовавшего в поздней юре. В конце берриасового века флишевый прогиб был расчленен на ряд мелких узких депрессий, разделенных кордильерами. Амплитуда рельефа несомненно превышала 1000 м (современная мощность валанжин-готеривских отложений). Реликты северной кордильеры в настоящее время прослеживаются по останцовым массивам известняков верхней юры от севера Караби-Яйлы на западе до г. Агармыш на востоке. Такие поднятые хребты подвергались интенсивному разрушению и громадные блоки известняковых массивов обрушивались к подножьям и затем сползали по склону морского дна в более глубокие зоны бассейна. Образование Кутлук-Молбайской котловины носило эрозионно-тектонический характер, т.е. по мере эрозионного разрушения

окружающих кордильер, их рельеф постоянно омолаживался за счет движений блоков по разломам.

Обвальное-оползневая природа горизонтов конгломерато-брекчий, отсутствие сортировки обломочного материала, распространение крупных блоков пород, образовавшихся за счет дезинтеграции коренных массивов на суше, - все это позволяет определить конгломерато-брекчиевые горизонты, залегающие в толще морских глин валанжин-готерива как олистостромовую формацию. В рассматриваемом нами районе олистостромовая формация принадлежит к сугубо осадочным образованиям и влияние тектонических движений сказалось в возникновении эрозионно-тектонического рельефа.

В последнее время рядом исследователей (Щерба, 1975; Леонов, 1975-1976) развиваются представления о том, что появление олистостромовых толщ в разрезе свидетельствует о широком развитии горизонтальных движений, а сами олистостромовые тела формируются за счет разрушения фронта тектонического покрова. Исследования валанжин-готеривских отложений Восточного Крыма показывают, что формирование мощных толщ обвальное-оползневого генезиса определяется, прежде всего, палеогеоморфологической обстановкой в осадочном бассейне и в области сноса вне зависимости от того, в результате каких тектонических движений (горизонтальных или вертикальных) был сформирован палеорельеф.

ЛИТЕРАТУРА

1. Леонов М.Г. Дикий флиш альпийской области. – М.: Наука, 1975, 139 с.
2. Леонов М.Г. Тектонический режим эпох образования олистостромов. – Геотектоника, 1976, № 3. С. 26-39.
3. Щерба И.Г. Олистостромы в неогене Дарвазского хребта. – Геотектоника, 1975, № 5, С. 97-108.
4. Flores G. Discussion World Petrol. Congr., 4th, Rome, 1955.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ОРДОВИКА ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

А.В. Дронов (ГИН РАН, Москва, Россия)

На территории России расположены два крупных палеоконтинента, которые в раннем палеозое располагались на значительном удалении друг от друга. Сравнительный анализ строения разрезов ордовика этих двух палеоконтинентов может помочь решить вопрос о глобальной (эвстатической) или региональной (тектонической) природе зафиксированных в этих разрезах колебаний уровня моря в ордовике. На решение этой задачи направлены работы по проекту «Корреляция биотических и абиотических событий в ордовикских эпиконтинентальных бассейнах Русской и Сибирской платформ», начатые в 2007г. В результате проведенных летом этого года полевых исследований опорных разрезов ордовика Ангарской и Верхоленинской зон в южной части (в современных координатах) ордовикского эпиконтинентального

бассейна Сибирской платформы, был сделан ряд новых выводов, касающихся палеогеографии, фаций, эволюции осадконакопления и колебаний уровня моря. Выводы эти следующие:

1. Ордовикские отложения Иркутского амфитеатра относятся к самостоятельному эпиконтинентальному бассейну на Сибирской платформе, связи которого с другими бассейнами той же платформы в течение большей части ордовикского периода были, в значительной степени, ограничены. Об этом свидетельствуют как самостоятельный характер эволюции осадконакопления в этом бассейне, так и своеобразие, и эндемичный характер развитых в нем фаунистических комплексов. Последнее обстоятельство затрудняет корреляцию ордовикских отложений Иркутского бассейна с одновозрастными отложениями Сибирской платформы и других регионов Мира.

2. Многочисленные измерения азимутов падений косых слойков в косослоистых сериях, а также характер механоглифов в подошве ряда песчаных пластов в бадарановской свите и мамырской серии свидетельствуют о направлении придонных течений с северо-запада на юго-восток. В этом же направлении, судя по изменению мощностей, гранулометрического состава осадков и фаций, происходит увеличение глубины бассейна. Таким образом, источник сноса силицикластического материала для ордовикского бассейна Иркутского амфитеатра располагался на севере и северо-западе в области Енисейского кряжа и Катангской суши, а не на юге, в Алтае-Саянской и Байкало-Витимской складчатых областях, как это предполагалось ранее (Тесаков и др., 1975; Каныгин и др., 2006).

3. Толща зеленовато-серых аспидных сланцев криволуцкой свиты, развитая на крайнем востоке Иркутского амфитеатра, в Верхоленской структурно-фациальной зоне не характерна для платформенных формаций и представляет собой скорее продукт размыва островодужной ассоциации. Появление такого типа пород на юго-восточной (в современных координатах) окраине Сибирской платформы и их связь с углублением бассейна, свидетельствует о прогибании пассивной окраины Сибирского палеоконтинента на границе среднего и верхнего ордовика и появлении в это время источника сноса вовне платформы, в пределах Байкало-Витимской складчатой области. Возникновение изолированного бассейна с повышенной соленостью в верхнем ордовике Иркутского амфитеатра, возможно, связано с формированием в это время полосы поднятий на краю платформы.

4. Кровля усть-кутской свиты в ордовикском бассейне Иркутского амфитеатра представляет собой региональную эрозионную поверхность несогласия и интерпретируется как граница осадочных секвенций. Эта граница отмечена резкой сменой карбонатного типа осадконакопления силицикластическим, произошедшей, вероятно, в результате резкого падения уровня моря, сопровождавшегося уничтожением мелководной «карбонатной фабрики». Этот уровень соответствует границе пакерортской и латорпской осадочных секвенций в ордовикском бассейне Балтоскандии.

5. Граница ийской и бадарановской свит в Ангарской структурно-фациальной зоне Иркутского амфитеатра представляет собой трансгрессивную поверхность и границу осадочных секвенций. Она отмечена поверхностью со следами эрозии подстилающих отложений, которая перекрыта пачкой пород (0,6м), обогащенных карбонатными биокластами и зернами глауконита. Ниже и вышележащие отложения представлены косослоистыми кварцевыми песками. Обогащенная глауконитом пачка соответствует конденсированному разрезу, и формировалась во время быстрого подъема уровня моря, когда снос силицикластического материала с ближайшей суши подавлялся. На Русской платформе этот уровень соответствует границе латорпской и волховской секвенций.

6. Подошва криволицкой свиты в Верхнеленской структурно-фациальной зоне на востоке Иркутского амфитеатра представляет собой трансгрессивную поверхность (поверхность затопления) и границу осадочных секвенций. В Ангарской структурно-фациальной зоне на западе Иркутского амфитеатра этому уровню соответствует поверхность затопления в кровле бадарановской свиты. На Русской платформе этому рубежу соответствует граница кундаской и таллиннской осадочных секвенций.

7. Подошва чертовской свиты и чертовского горизонта в Верхнеленской структурно-фациальной зоне Иркутского амфитеатра представлена поверхностью затопления со следами эрозии подстилающих отложений, которая интерпретирована как граница осадочных секвенций. В западной части Иркутского амфитеатра, в Ангарской структурно-фациальной зоне, эта поверхность представлена так называемым внутримамырским несогласием. На Русской платформе она соответствует границе таллиннской и кегельской осадочных секвенций.

8. В ордовикском эпиконтинентальном бассейне Иркутского амфитеатра могут быть распознаны осадочные секвенции, соответствующие пакерортской, латорпской, волховской и таллиннской осадочным секвенциям ордовикского бассейна Балтоскандии. Это обстоятельство может указывать на эвстатическую природу отвечающих этим секвенциям колебаний уровня моря.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 07-05-01035а.

КОСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ РАЙОНА СЕЛЕННЯХ – УЯНДИНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (РЕСП. САХА (ЯКУТИЯ))

А.Н. Журавлёв (РГГУ, Москва, Россия)

Селеннях-Уяндинское междуречье представляет собой мозаику фрагментов и структур, которые возникали и преобразовывались субгоризонтальным движениям коры, следствием чего стали явления раздвигания и тектонического сжатия. В структурном отношении район весьма сложный. Северная часть отвечает Полоусненско-Улахан-Сисской зоне

тектонического сгущивания, представленной дислоцированными породами верхнего триаса и юры. Южная часть захватывает Момо-Селенняхскую рифтовую зону, сложенную карбонатными формациями палеозоя. В олигоцене территория испытала значительную перестройку структурного плана, связанную с процессами кайнозойского рифтогенеза. Перестройка выразилась в смене генерального простирания с древнего субширотного на северо-западное и образовании молодых вытянутых поднятий и впадин дискордантных по отношению к древним структурам. Новейшие движения характеризуются большими амплитудами (300 – 800 м) и значительной контрастностью, что обусловлено, вероятно, тектонической гетерогенностью исследованной территории.

Сложность и многостадийность геологических процессов затрудняет проведение тектонических реконструкций. Космотектоническое моделирование основано на использовании современных материалов космических съёмок в комплексе с геолого-геофизическими данными, методами геодинимического анализа и результатах геологосъёмочных работ предшественников. Технология создания модели предполагает дешифрирование мелко- и среднемасштабных космических американских сканерных снимков LANDSAT ETM+ и отечественных снимков КФА-1000, оказавшихся наиболее информативными для данной территории. На снимках выделены космообъекты: линейные и кольцевые структуры, вещественно-структурные комплексы, которые нашли отражение в разнообразии рисунков и аномалий изображения. Так как для каждого космообъекта свойственно единообразие рельефа, то признаки площадного объекта могут быть выражены через характеристику рельефа. Комплексный анализ характеристик рельефа, проявленных на спектрональных космоснимках, позволил установить дешифровочные признаки вещественно-структурных комплексов, отличающихся по составу, степени дислоцированности и находящихся в различной неотектонической обстановке. В основу космотектонической модели положены также приёмы геодинимического анализа, который даёт возможность выделить вещественно-структурные комплексы с учётом геодинимической обстановки формирования горных пород, состава и возраста дислокаций.

Космотектоническое моделирование является заключительной стадией геодинимического анализа вещественно-структурных комплексов, которые были выделены на космоснимках. Интерпретация собственных материалов проводилась с учётом широкого спектра информации, существующей по этой проблеме в настоящее время. Модель опирается на принцип идентификации космообъектов с вещественно-структурными комплексами с одной стороны, и на концепции тектонического анализа генетически связанных между собой ассоциации горных пород - формаций, являющихся индикаторами геодинимических обстановок, с другой. В процессе создания модели были использованы данные по смежным территориям, так как без этого было бы невозможно определить место каждой из формаций в общей структуре северо-восточного обрамления Сибирской платформы.

Селеннях-Уяндинское междуречье входит в состав Черско-Полоусненской тектонической зоны, протягивающейся вдоль всего восточного края платформы [Натапов, Сурмилова, 1992]. В её строении выделяется ряд крупных объектов, различающихся рисунком изображения, возрастным интервалом и геодинамической характеристикой слагающих их формаций.

Селенняхский блок является самой древней структурой простирающейся широкой полосой с юго-запада на северо-восток и входит в состав Колымо-Омолонского микроконтинента. Сложен карбонатными, терригенно-карбонатными и карбонатно-терригенными формациями краевого поднятия шельфа Сибирской платформы, возраст которых варьирует от раннего ордовика до раннего карбона. Отложения претерпели несколько периодов тектонической активности и осложнены многочисленными разрывными нарушениями различного возраста и кинематики. С северо-запада и севера блок ограничен крупной Тирехтяхской надвиговой зоной, с юго-востока его границей служит Нижне-Уяндинский разлом, восточная и западная окраины блока перекрыта четвертичными ледниковыми отложениями.

Туостахский прогиб является частью Адыча-Тарынского (Оймяконского) [Оксман, 1998] глубоководного рифтового бассейна с океанической, или утонённой континентальной корой. Блоки каменноугольных и пермских кремнисто-терригенных толщ, нередко со значительным количеством вулканитов основного состава с резким угловым несогласием залегающих на шельфовых терригенно-карбонатных образованиях раннего и среднего палеозоя [Прокопьев, Оксман, 1997], известны также к югу от исследуемой площади. Фрагменты раннеюрских осадков этого бассейна, представленных флишоидной кремнисто-терригенной формацией, обнажаются в серии тектонических окон трассирующих крупную надвиговую зону северо-восточного простиранья. Рифтогенез в Адыча-Тарынской зоне сопровождался развитием листрических разрывных нарушений.

Тирехтяхский прогиб заложен во второй половине средней юры в краевой части Адыча-Тырынской рифтогенной зоны как тыловой бассейн Уяндино-Ясачненской островодужной системы. В процессе субдукции океанической коры под палеозойские блоки происходило, вероятно, откалывание их краевых частей и захоронение в качестве разнообразных по форме и размерам олистолитов в толще батской олистостромы. По мере своего развития тыловой бассейн мелел, и в поздней юре на смену олистостромосодержащим образованиям пришла моласса, прекрывшая с размывом глубоководные поздне триасовые и среднеюрские склоновые образования Адыча-Тарынского бассейна.

В Уяндино-Тас-Хаяхтахская зоне Уяндино-Ясаченской островной дуги выделяется две вулканические формации, с угловым несогласием перекрывающие карбонатные шельфовые осадки Селенняхского блока, который является основанием островной дуги. Интрузивный магматизм островодужного генезиса проявлен в виде даек коханахского тоналит-гранодиоритового комплекса. Образовавшаяся в батском веке зона субдукции положила начало формированию многочисленных надвигов и шарьяжей,

существенно преобразовавших конседиментационные структуры Селенняхского блока.

В альбское - поздне меловое время на востоке территории происходит образование и развитие крупной Джахтардахской рифтогенной зоны, положение которой определяется меридиональным простираем Селлях-Томмотского разлома. С этой рифтогенной структурой связано формирование сети разломов, имеющих субширотную и северо-восточную ориентацию и секущих более древние шарьяжно-надвиговые структуры.

Кайнозойские рифтогенные наложенные впадины - Уяндинская, Селенняхская и Томмотская частично унаследовали положение меловых рифтовых структур. Впадины представляют собой структуры типа сложно построенного грабена и выполнены полифациальными кайнозойскими осадками, залегающими на разнообразных комплексах палеозоя и мезозоя.

При создании космо тектонической модели было проведено дешифрирование спектрзональных космоснимков, обобщён геолого-геофизический материал и выполнена его интерпретация на основе геодинамического анализа. Это позволило в той или иной степени выявить основные закономерности строения и истории развития междуречья Селеннях и Уяндины. Анализ смены геодинамических обстановок в пространстве и во времени позволил раскрыть некоторые особенности формирования земной коры и предпринять попытку тектонического районирования. В дальнейшем космо тектоническая модель, в которой нашли отражение определённые закономерности приуроченности оруденения к различным космообъектам, может служить основой карты закономерностей размещения полезных ископаемых или геолого-прогнозной карты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Натапов Л.М., Сурмилова Е.П. Геологическая карта СССР м-ба 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-53(55) – Депутатский. Объяснительная записка. СПб, 1992, 105 с.
2. Оксман В.С., Прокопьев А.В., Карякин Ю.В. и др. Фрагмент Оймяконского палеоокеана в коллизии поясе Черского (Северо-Восток Азии). /Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М., ГЕОС, 1998, т. 2, с. 69-72.
3. Прокопьев А.В., Оксман В.С. Тектонические покровы Восточной Якутии (Северо-Восток России). /Отечественная геология, 1997, № 8.

ДАННЫЕ ПО КРУПНЫМ И ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ,
ДОПОЛНЯЮЩИЕ И УТОЧНЯЮЩИЕ ЗОНАЛЬНУЮ СХЕМУ ЭОЦЕНА
КРЫМСКО-КАВКАЗСКОЙ ОБЛАСТИ (ПО МАТЕРИАЛАМ РАЗРЕЗА НА Р.
ГУБС АДЫГЕЙСКОГО ПОДНЯТИЯ)

Е.Ю. Закревская (ГГМ РАН, Москва, Россия), В.Н. Беньямовский (ГИН РАН,
Москва, Россия)

Значение опорного разреза по р. Губс, расположенного в центральной части Адыгейского поднятия Северного Кавказа, трудно переоценить. Именно в этом разрезе появилась уникальная для Крымско-Кавказской области возможность сопоставления зональных подразделений по крупным фораминиферам (КФ) и планктонным фораминиферам не только для второй половины ипрского (кюизского) яруса, но главное - для всего лютетского яруса. Корреляция планктонных и бентосных шкал лютета в данной области остро нуждается в уточнении. В рассматриваемом разрезе КФ, параллельно с мелкими планктонными, распространены в черкесской свите, сложенной четырьмя пачками, а также в пятой пачке, представленной породами кумской свиты. Для крупных фораминифер использована шкала палеогена Средиземноморской области, где зоны имеют символику SBZ (Serra-Kiel et al., 1998). В зонации по мелким планктонным фораминиферам использована детализированная шкала палеогена по планктонным фораминиферам Крымско-Кавказской области (Беньямовский, 2001), в которой зоны обозначены как PP. Поскольку Крымско-Кавказская область находилась на периферии океана Тетис, стало возможным применение стандартных шкал палеогена по планктонным фораминиферам низко-среднеширотного пояса Земли (Berggren et al., 1995; Berggren and Pearson, 2005; Atlas..., 2006), в которой зоны обозначены как P=E.

Пачка 1 (неполная мощн. 5м). Чередование глинистых известняков и карбонатных глин через 0,8 м в нижней и 1-1,2 м в верхней части. Нуммулитиды из верхнего прослоя известняков представлены *Nummulites praelucasi*, *N. aff. laxus*, *N. aff. bombitus*, *Operculina karreri*. Более разнообразные ортофрагминиды включают *Discocyclina dispansa ganensis*, *D. archiaci bartholomei*, *Nemkovella evae*, *N. cf. rota*, *Orbitoclypeus varians* ssp., *O. schopeni crimensis*, *Asterocyclina taramellii*, *A. stellata adourensis*. Данный комплекс характеризует конец раннего – начало среднего кюиза (зоны SBZ10-11) Средиземноморской и Крымско-Кавказской областей (Закревская, 2005). В кровле слоя в глинах появляются типично среднекюизские *Nummulites nitidus* и *Nemkovella fermonti*. Датировка по планктонным фораминиферам полностью совпадает с возрастной оценкой по КФ. В нижнем обр. 4615 присутствует *Morozovella aragonensis*, появление которой является основанием для выделения нижней подзоны M. aragonensis (s. str) PP10a зоны M. aragonensis (s. l.) среднего-верхнего ипра нижнего эоцена. В следующем обр. 4616 появляется *Morozovella caucasica* и *Acarinina pentacamerata* – зональные формы средней подзоны PP10b, а в расположенном выше обр. 4617 комплекс обогащается

появлением *Turborotalia boweri*, что дает основание наметить верхнюю подзону PP10с зоны *Morozevella aragonensis*. Начиная с обр. 4618 и до верхней границы рассматриваемой пачки (обр. 4621а) комплекс принадлежит зоне *Acarinina bullbrooki* PP11 Крымско-Кавказской шкалы палеогена по планктонным фораминиферам. Помимо зональной формы характерным является появление в образце 4621а другого вида акаринин *A. boudreauxi*. Встреченные акаринины составляют ядро комплекса зоны P8 = E7, которыми в низко-среднеширотном поясе Земли завершается ипрский ярус нижнего эоцена.

По резкой границе карбонатно-глинистая пачка перекрыта органогенно-детритовыми, фораминиферовыми известняками пачки 2 мощностью 1-1,5м. В комплексе КФ нижнего прослоя известняков кроме транзитных нижнеэоценовых *Nummulites praelucasi*, *N. leupoldi*, *N. pustulosus*, *Orbitoclypeus schopeni crimensis* и др., присутствуют средне-верхнекюизские *Nummulites nitidus*, *N. anomalus*, *Nemkovella fermonti*, а также типично верхнекюизские *Asterocyclina alticostata gallica*. В нуммулитовых известняках верхнего прослоя количество верхнекюизских форм увеличивается, появляются *Nummulites* aff. *polygyratus*, *Orbitoclypeus schopeni schopeni* зоны SBZ 12 верхов нижнего эоцена Среднеземноморской и Крымско-Кавказской областей. В кровле известняков отмечаются первые среднеэоценовые (нижнелютетские) *Asterocyclina schweighauseri* и виды, распространенными в переходном ипрско-лютетском интервале: *Nemkovella bodrakensis* и *Discocyclina stratiemanuelis*.

Пачка 3 (мощность около 2м) представлена карбонатными зеленовато-серыми глинами с примесью глауконита, окислов железа, пирита, многочисленными планктонными и бентосными фораминиферами, остатками иглокожих, рыб, литотамний (обр. 4624 и 4623). В отличие от комплекса подстилающих известняков здесь нет видов из группы *N. distans*, но появляется *N. formosus* – вид, известный из вернего кюиза и нижнего лютета, а также формы из группы *N. pustulosus* с более крупным нуклеоконхом и развернутой спиралью по сравнению с типичными. В комплексе ортофрагминид преобладают *Orbitoclypeus douvillei* ssp. n. Gibret, *O. varians angoumensis*, *O. marthae*, *Asterocyclina taramellii*. Менее многочисленны здесь дискоциклиниды (*D. dispansa taurica*, *D. dispansa nussdorfensis*, *D. stratiemanuelis*, *Nemkovella bodrakensis*), единичны *Asterocyclina stella praestella*, *A. alticostata gallica*. Этот комплекс характерен для интервала зон SBZ 13-14 нижнего - начала среднего лютета Средиземноморской и Крымско-Кавказской областей (Закревская, 2005). Планктонные фораминиферы также свидетельствуют о начале среднего эоцена. На это указывает массовое появление турбороталий *Turborotalia frontosa*, свойственной среднеэоценовой зоне *Acarinina rotundimarginata* PP12 шкалы планктонных фораминифер палеогена Крымско-Кавказской области. Данный вид характеризует самый конец ипра раннего эоцена и начало лютета среднего эоцена (верхи зоны P9 = E7 и зона P10 = E8) низко-средширотного пояса Земли. Начало среднего лютета фиксируется в верхней части пачки по появлению в комплексе КФ вида *Discocyclina discus discus*, характерного для зоны SBZ14 Средиземноморья.

Пачка 4 (мощность около 5 м) составлена двумя слоями зеленоватых глин (обр. 4603 – нижний слой, обр. 4605 и 4605а - верхний слой), разделенными слоем коричневатых глин (обр. 4604). В образце 4603 комплекс планктонных фораминифер резко меняется. Он характеризуется появлением разнообразных ханткенин, среди которых доминирует *Hantkenina liebusi* и единичны *H. lehneri* и *H. dumblei*, глобигеринатек – массовых, очень мелких *Globigerinatheka subconglobata*, крупных единичных *G. korotkovi*, а также турбороталий *Turborotalia passagnoensis*. Данная ассоциация отвечает нижней подзоне *Globigerinatheka subconglobata* PP13a зоны *Hantkenina alabamensis* керестинского горизонта Крымско-Кавказской области. Охарактеризованный комплекс однозначно соответствует второй половине зоны P11 = E8 середины лютета низко-средширотного пояса Земли. Появление ханткенин свидетельствует о повышении температуры поверхностных водных масс. Комплекс КФ рассматриваемой пачки слабо отличается от комплекса КФ пачки 3. Однако, в ее верхнем слое следует отметить первое появление характерных для среднего лютета-бартона Европейской палеобиогеографической области нуммулитов (*N. variolarius*), а также появление или распространение типичных для верхней части среднего лютета (зона SBZ15) Средиземноморской области ортофрагминид: *Nemkovella strophiolata strophiolata*, *Orbitoclypeus varians roberti*, *O. douvillei chudeaui*, *Discocyclusina dipansa aff. sella*.

Пачка 5 (мощность около 1 м) сложена коричневато-серыми, карбонатными, слоистыми глинами облика кумской свиты с примесью крупнозернистого кварца и глауконита (обр. 4606). В комплексе ортофрагминид впервые появляются верхнелютет-бартоновские *Orbitoclypeus douvillei pannonicus*, а также *Asterocyclusina alticostata alticostata* (подвид, известный в Средиземноморье только в бартонове). Разнообразие нуммулитид увеличивается: здесь вновь появляются крупные виды из групп *N. distans* (*N. polygyratus* и *N. alponensis*), *N. pratti* (*N. aff. pratti*), *N. nitidus* (*N. formosus*), *N. irregularis* (*N. aff. irregularis*) и *N. pustulosus*, а также среднелютет-бартоновская *Operculina schwageri*. Комплекс ортофрагминид пачки свойственен зоне SBZ 16 верхнего лютета Средиземноморской области. В образце 4606 состав комплекса планктонных фораминифер резко меняется – исчезают ханткенины, а среди глобигеринатек появляются типичные (крупные) *Globigerinatheka subconglobatus*, а также *G. index*, что свойственно средней подзоне *Globigerinatheka index* PP13b зоны *Hantkenina alabamensis* керестинского яруса. Появление и начало распространения *G. index* характеризует терминальную часть зоны P9=E8 и зону P10=E9 второй половины лютетского яруса низко-среднеширотного пояса Земли.

Итак, на основании сравнительного анализа зональных комплексов КФ и мелких планктонных фораминифер по разрезу Губс впервые для Крымско-Кавказской области произведена тесная увязка зонального деления по этим группам и уточнена их датировка в пределах лютетского яруса среднего эоцена. В разрезе Губс, также как и в Бахчисарайском разрезе Крыма и на разрезе Хеу Минераловодской зоны Северного Кавказа, появление коричневатых глин

кумского облика начинается в пределах зоны *Hantkenina alabamensis* (Beniamovski et al., 2003).

Данное исследование поддержано проектом РФФИ № 06-05-65172.

О НАХОДКЕ ГЛЫБЫ ВЕРХНЕТОАРСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ В ОКРЕСТНОСТЯХ Г. СИМФЕРОПОЛЯ И ЕЕ ЗНАЧЕНИИ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ГОРНОГО КРЫМА

А.П. Ипполитов (МГУ, Москва, Россия), А.И. Тищенко (Крымское отделение УкрГГРИ, Симферополь, Украина), М.А. Rogov (ГИН РАН, Москва, Россия), А.С. Алексеев (МГУ, Москва, Россия), М. Беко (Резе, Франция)

В результате полевых работ, проведенных авторами (А.Т. и А.И.) летом 2007 года в щебеночном карьере «Лозовое», расположенном на правом берегу р. Салгир в верховьях Симферопольского водохранилища, был собран фаунистический комплекс, включающий обильные остатки аммонитов (ок. 40 экз.), белемнитов (ок. 625 экз.), двустворок (ок. 30 экз.), брахиопод, криноидей и наутилид (2 экз.), аулакоцерид (2 экз.), происходящий из глыбы вишнево-красных криноидных известняков, залегающих в толще тектонически переработанных темно-серых аргиллитов в восточной оконечности карьера. В настоящее время глыба почти полностью выработана и свезена в отвалы, в стенке обнажается лишь небольшой фрагмент размером 5×1,5 м. Во вмещающих отложениях фауны нами не обнаружено, ранее из карьера указывались исключительно триасовые ископаемые (Золотарев, 1968, Астахова, 1971, 1976 и др.).

Отложения, вмещающие глыбу, соответствуют так называемому «глыбовому горизонту», многократно изучавшемуся в выходах на левобережье р. Салгир. В настоящее время его причисляют к основанию разреза вулканогенно-осадочной толщи верхнего байоса (Заика-Новацкий и др., 1976, Панов, 2002 и др.). В некоторых работах «глыбовый горизонт» интерпретируется как зона меланжа, подстилающая вулканогенную толщу байоса (Спиридонов и др., 1989).

Возраст ископаемого комплекса. Обнаруженный комплекс аммонитов близок к верхнетоарским комплексам других регионов, относящихся к западотетической (средиземноморской) провинции (Венгрия, Италия). Примерно половина всех найденных аммонитов относится к океаническим филло- и литоцератидам (*Calliphylloceras supraliasicum* (Pomp.), *Lytoceras* cf. *cornucopia* (Young & Bird)). Остальные аммониты довольно разнообразны, они относятся к Grammocerotinae (*Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle)), Dumortieriinae (*Dumortieria brancoi* Benecke, *Pleydellia* (*Cotteswoldia*) *paucicostata* (Buckm.), *Pleydellia* spp.), Hammatoceratidae (*Hammatoceras* cf. *victorii* Bon., *Pseudammatoceras clocheri* Rulleau et Elmi), Erycitidae (*Erycites barodiscus* (Gemm.)). Большинство этих видов характерны для терминальной зоны тоара Aalensis (*Pleydellia*, *Erycites*, *Pseudammatoceras*), тогда как

единичные находки говорят о присутствии здесь элементов более низких уровней тоара (зон Thouarsense, Dispensum и Pseudoradosa).

Белемнитовый комплекс отличается высоким разнообразием (что обычно для верхов средиземноморского верхнего тоара) и насчитывает 20 видов, относящихся к родам *Acrocoelites* s.str., *A. (Odontobelus)*, *Megateuthis*, *Mesoteuthis*, *Brevibelus*, *Rhabdobelus*, «*Catateuthis*» и *Holcobelus*. Хорошим стратиграфическим маркером являются представители рода *Rhabdobelus*. В Южной Германии они встречаются только в верхнем тоаре (от зоны Thouarsense до верхов Aalensis), причем один из видов, найденных нами, *R. serpulatus* (Quenst.), ранее был встречен исключительно в зоне Aalensis (Riegraf, 1980; Schlegelmilch, 1998). Во Франции акмезона рода *Rhabdobelus* приурочена к самой верхней части подзоны *Acrocoelites bobeti* белемнитовой шкалы (Combémourel, 1997), соответствующей зонам Dispansum и Aalensis, хотя есть указания на находки представителей рода и в нижнем аалене (Rulleau, 2006). Для обоснования возраста могут использоваться *A.(A.) stimulus* (Dum.), *A. (O.) ernsti* (Schleg.), *A.(O.) curtus* (d'Orb.), встречающиеся только в зоне Aalensis верхнего тоара в Германии. Подтвердить или опровергнуть заключение о наличии в составе комплекса форм из других зон верхнего тоара (см. выше) по белемнитам невозможно.

Обсуждение. Фаунистический комплекс верхнетоарских головоногих из красно-коричневых известняков описывается впервые, однако, аналогичные по возрасту глыбы ранее уже находили на территории Горного Крыма. Так, Р.С. Фурдуй и П.А. Загороднюк (1987) в Новом Петропавловском карьере указывают наличие обломков вишнево-красных тонкозернистых известняков размером до 1 м со скорлуповато-комковатой текстурой, с многочисленными остатками аммонитов, белемнитов, брахиопод в толще аргиллитов, причем белемниты были определены В.М. Нероденко как верхнелейасовые. Указание на наличие в «глыбовом горизонте» известняков тоарского возраста имеется в работах М.В. Муратова (1973) и В.И. Славина с соавторами (1983), но из-за отсутствия в них литологической характеристики глыб сопоставление невозможно. Дехтяревой с соавторами (1978) в статье, посвященной строению глыбового горизонта и развивающих представления о его тектонической природе, упоминаются глыбы известняков красно-бурого цвета с многочисленными рострами белемнитов, определенными как *Mesoteuthis longissima* Miller, *M. ex gr. tripartita* (Schlotheim), *M. sp.*, *Passaloteuthis sp.*, *Nannobelus sp.* и «ряд новых форм», причем возраст комплекса определен авторами как верхний тоар. Хотя ростры белемнитов не были изображены, сходство морфотипов ростров дает основания для заключения об идентичности комплексов. В 1980 году студентами Геологического факультета МГУ на северном склоне г. Малый Кермен на правом берегу р. Бодрак была обнаружена небольшая глыба коричнево-красных пелитоморфных известняков с остатками двустворок, криноидей и белемнитов. Впоследствии она была описана В.С. Милеевым (1989), а возраст известняков был определен как нижнемеловой (под вопросом валанжинский). Это заключение было основано на находке белемнита с характерным восьмерковидным сечением, определенного как

Pseudobelus bipartitus (Blainv.). Принадлежность к берриасу была, по-видимому, установлена на основании отсутствия фаций, представленных в глыбе, в более молодых валанжин-готеривских отложениях Горного Крыма, в которых также встречаются *Pseudobelus*. Ростры указанного рода сложно спутать с представителями других родов нижнемеловых белемнитов, но идентичной формой обладают верхнетоарские *Rhabdobelus* Naef, четыре вида которых присутствуют в комплексе глыбы из карьера «Лозовое». К сожалению, ростр «*Pseudobelus bipartitus*» из Керменской глыбы утрачен, однако литологически и по набору фоссилий эти известняки крайне сходны с известняками из карьера «Лозовое», от которых отличаются лишь чуть более красным цветом.

Передатировка Керменской глыбы верхним тоаром ставит под вопрос корректность датировки «мендерской толщи» эскиординской свиты верхним синемюром – плинсбахом по споро-пыльцевым спектрам и аммонитам (обзор см. Панов и др., 1994; Панов, 2002), и допускает возможность наличия тектонических линз «глыбового горизонта» в долине р. Бодрак.

С учетом вышеизложенного, а также того, что заключение о возрасте другой «меловой» глыбы, описанной Л.В. Дехтяревой с соавторами (1978), впоследствии было признано авторами публикации ошибочным (Фурдуй, Загороднюк, 1987), следует признать, что достоверных данных о наличии глыб послетоарского возраста в поле развития триасово-юрских пород Лозовской зоны на сегодняшний день не существует. Следовательно, интерпретация этого комплекса в качестве зоны меланжа, формировавшейся вплоть до мелового времени, получившая в последнее время распространение в литературе (Юдин, 1993, 2001 и др.), теряет один из своих главных аргументов.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 06-05-64284 и 06-05-65282.

Объяснения к таблице.

Все образцы происходят из карьера «Лозовое» (Крым, Украина)

Величина шкалы для фиг. 1-8 – 10 мм, для фиг. 9 – 5 мм. Все аммониты изображены сбоку (за исключением 1 а – с вентральной стороны).

Фиг. 1. *Erycites* cf. *barodiscus* (Gemmellaro), обр. № МК2496;

Фиг. 2. *Pleydella* (*Cotteswoldia*) cf. *paucicostata* (Buckman), обр. № МК2495;

Фиг. 3. *Pseudammatoceras clocheri* Rulleau & Elmi, обр. без номера;

Фиг. 4. *Pseudogrammoceras* cf. *fallaciosum* (Bayle), обр. № МК2494;

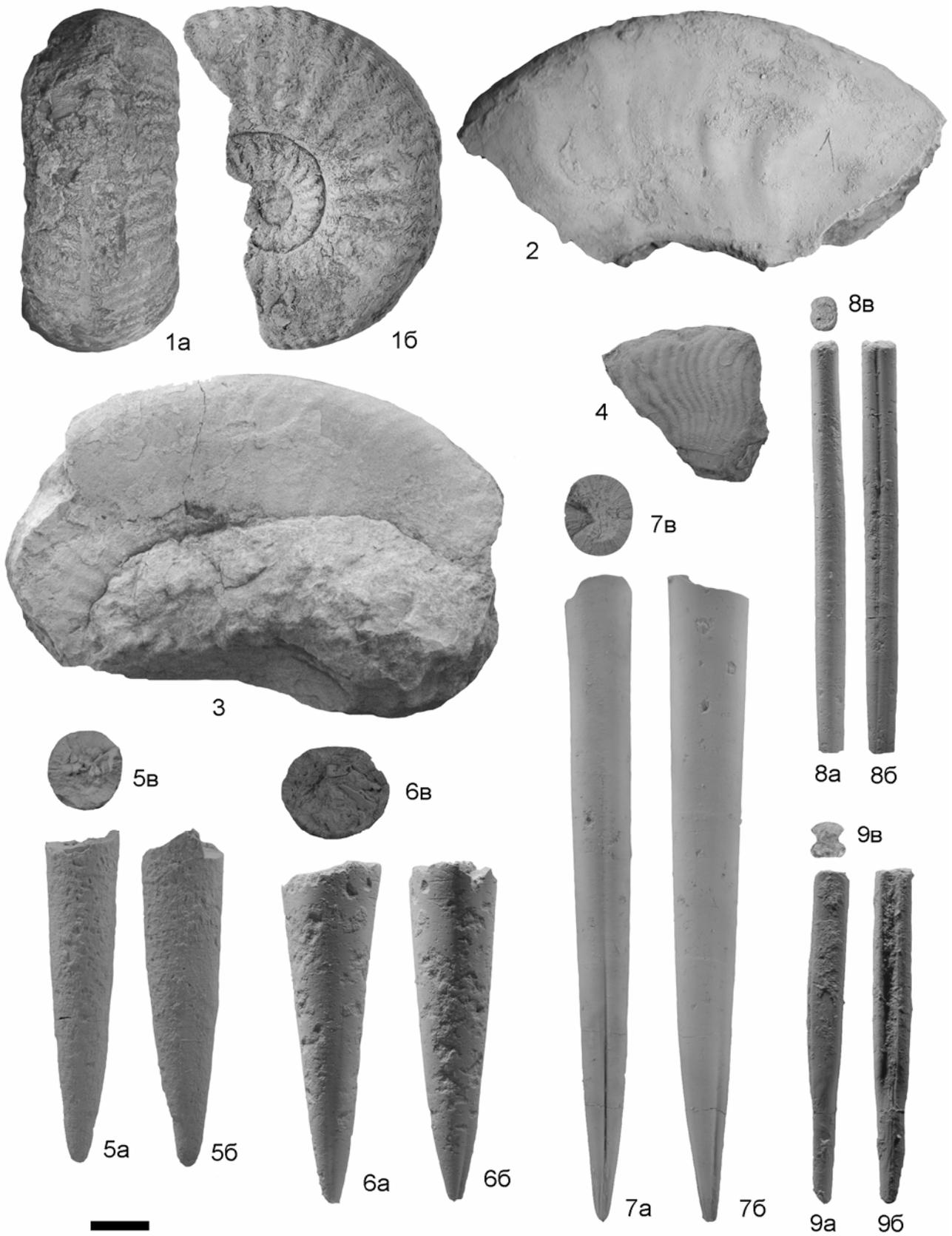
Фиг. 5. *Acrocoelites* (*Odontobelus*) *ernsti* (Schlegelmilch, 1998), обр. № ЛОЗ/12; а – с вентральной стороны, б – слева, в – со стороны альвеолы;

Фиг. 6. *Acrocoelites* (*Odontobelus*) *curtus* (d'Orbigny, 1845), обр. № ЛОЗ/21; а – с вентральной стороны, б – слева, в – со стороны альвеолы;

Фиг. 7. *Acrocoelites* (*A.*) *stimulus* (Dumortier, 1874), обр. № ЛОЗ/55; а – с вентральной стороны, б – слева, в – со стороны альвеолы;

Фиг. 8. *Rhabdobelus* sp. nov. aff. *exilis* (d'Orbigny, 1842), обр. № ЛОЗ/40; а – с дорсальной стороны, б – слева, в – со стороны альвеолы;

Фиг. 9. *Rhabdobelus serpulatus* (Quenstedt, 1856), обр. № ЛО3/29; а – с дорсальной стороны, б – справа, в – со стороны альвеолы.



ГРАНИЦЫ МОСКОВСКОГО, КАСИМОВСКОГО И ГЖЕЛЬСКОГО ЯРУСОВ В ТИПОВОЙ МЕСТНОСТИ И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В ГЛОБАЛЬНОЙ ШКАЛЕ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ФУЗУЛИНИД

*Т.Н. Исакова (ГИН РАН, Москва, Россия), Е.И. Кулагина (Институт геологии
Уфимского научного центра РАН, Уфа, Россия)*

Ревизия стратиграфической схемы каменноугольной системы, которую последние годы ведет Международная подкомиссия по стратиграфии карбона, направлена на создание обновленной Международной стратиграфической шкалы. Основной принцип построения новой шкалы – определение в конкретном разрезе и закрепление точки глобального стратотипа нижней границы (ТГСГ) глобального стратиграфического стратона по одному или нескольким биостратиграфическим или иным маркерам, позволяющим проследить этот уровень за пределами стратотипического разреза. В настоящее время российские ярусные подразделения среднего и верхнего карбона – московский, касимовский и гжельский ярусы – ратифицированы и официально закреплены в качестве глобальных ярусов Международной стратиграфической шкалы каменноугольной системы (Neckel, 2004; Gradstein et al., 2004), но ТГСГ их нижних границ все еще не зафиксированы. Имеющиеся к настоящему времени данные по детальной биостратиграфии вышеуказанных ярусов, свидетельствуют о том, что биомаркерами нижних границ этих подразделений все чаще рассматриваются конодонты. Однако, наряду с конодонтами высокий корреляционный потенциал имеют и фузулиниды. Изучение фузулинид как основы детальной биостратиграфии остается, поэтому актуальной задачей современных исследований.

Московский ярус был установлен С.Н.Никитиным (1890) в Подмосковье. Этот регион является стратотипическим и для внутриярусных подразделений (горизонтов, свит), а также фузулинидовых зон. История изучения московского яруса в его страторегии кратко изложена в монографии М.Х. Махлиной и др. (2001), обобщающей современные материалы по стратиграфии, корреляции, фациям и важнейшим группам фауны среднего карбона Московской синеклизы. В Унифицированной региональной стратиграфической схеме среднего карбона Русской платформы московский ярус подразделяется на четыре горизонта: верейский, каширский, подольский и мячковский. Нижняя граница московского яруса совпадает с нижней границей верейского горизонта, которая проводится в основании фузулинидовой зоны *Schubertella pauciseptata*, *Aljutovella aljutovica* (Решения..., 1990). В рамках решения проблемы выбора разреза и маркеров ТГСГ московского яруса особый интерес представляют фузулиниды пограничных отложений башкирского и московского ярусов среднего карбона. В стратотипической местности (Подмосковье) морские отложения башкирского яруса отсутствуют, а преимущественно морская часть верейского горизонта представлена отложениями альютовской свиты, стратотипический разрез которой находится у д. Альютово. В этом разрезе из

прослая криноидно-мшанковых известняков были указаны *Eostaffella mutabilis mutabilis*, *E. mutabilis rjazanensis*, *Pseudostaffella subquadrata*, *Profusulinella cavis*, *Aljutovella aljutovica*, *A. artificialis* (Соловьева, 1986, с.8). Из этого разреза также были определены *Aljutovella cybaea*, *A. skelnevatica* (Раузер-Черноусова и др., 1951) и *A. conspecta* (Махлина и др., 2001). Более полно в морских фациях пограничные отложений башкирского и московского ярусов представлены на Южном Урале в разрезе Аскын, расположенном вблизи д. Солонцы. Этот разрез является гипостратотипом башкирского яруса и большинства его региональных внутриярусных подразделений, хорошо охарактеризован фузулинидами. Нижняя граница московского яруса по фораминиферам проводилась в базальной части солонцовского горизонта (Синицына, Синицын, 1987; Синицына и др., 2002). По новым данным в нижней части горизонта в фораминиферово-водорослевом известняке определены *Depratina prisca*, *Profusulinella pseudoaljutovica*, *Skelnevatella* sp. Sk. cf. *subaljutovica*. Вид *Aljutovella aljutovica*, являющийся маркером нижней границы московского яруса в его страторегионе, в разрезе Аскын появляется в более высокой части солонцовского горизонта, приблизительно в 37 метрах от подошвы горизонта. В этом разрезе прослеживаются эволюционные изменения морфологических особенностей некоторых групп фузулинид. Так в эволюционной линии *Staffellaeformis* – *Depratina* происходит развитие почти сферической формы раковины, а в линиях *Profusulinella* (*Tikhonovichiella*) – *Skelnevatella* и *Profusulinella* (*Tikhonovichiella*) – *Aljutovella* происходит формирование септальной складчатости. Именно эти особенности могут быть использованы для определения нижней границы московского яруса, а виды *Aljutovella aljutovica*, *Skelnevatella skelnevatica*, *Depratina prisca* могут рассматриваться как вспомогательные маркеры для определения нижней границы московского яруса по фузулинидам.

Касимовский ярус, первоначально названный тегулиферовым горизонтом, был выделен в разрезах каменноугольных отложений Подмосковья (Даньшин, 1947; Теодорович, 1949). В связи с тем, что ряд обнажений, являвшихся стратотипами его некоторых стратиграфических подразделений, оказались по разным причинам к настоящему времени утраченными для геологии, в качестве неостратотипа касимовского яруса, а также его нижнего кревьякинского горизонта предложен разрез карьера Афанасьевое, расположенный в 90 км к югу от Москвы, в окрестностях г. Воскресенска (Махлина и др., 2001). Новые данные, полученные в последние годы, по результатам биостратиграфического анализа пограничных московско-касимовских отложений разреза Афанасьевое (Goreva et al., 2007), свидетельствуют о возможности рассмотрения этого разреза на роль глобального стратотипического разреза нижней границы касимовского яруса. По фузулинидам в этом разрезе подсекаются предлагаемые на сегодняшний день (Villa, 2001-2006) потенциальные уровни глобальной границы как по первому появлению *Protriticites* (в линии *P. ovatus* – *P. pseudomontiparus*), так и по появлению *Montiparus*. Первые протритициты не имеют ясных морфологических признаков, и уровень их появления носит спорный характер. По одним данным (Davydov, 1997; Baranova, Kabanov, 2003),

первые протритициты в разрезе Афанасьево появляются в песковской свите мячковского горизонта, однако родовая принадлежность подобных форм весьма спорна. По нашим данным, несомненные (типичные) протритициты фиксируются в нижней части суворовской свиты. Более стабильные корреляционные возможности имеет род *Montiparus*. В разрезе Афанасьево первые монтипарусы появляются в верхах ратмировской – базальной части неверовской свит.

Гжельский ярус выделен С.Н.Никитиным (1890). Его стратотипический разрез составляют обнажения у ст. Гжель и д. Русавкино в Подмосковье. Фузулинидами охарактеризованы отложения только в разрезе у ст. Гжель. Здесь определены фузулиниды *Rauserites rossicus*, *Triticites paraarcticus* и *quasifusulina longissima* (Путеводитель, 1975). Вид *Rauserites rossicus* имеет широкий корреляционный потенциал в Евразии, т.к. известен от разрезов Донбасса до севера Русской платформы и Гренландии, встречен на Урале, в Кантабрийских горах и Карнийских Альпах. *Rauserites rossicus* рассматривается в качестве биомаркера глобальной нижней границы гжельского яруса. Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты 07-05-00997 и 06-05-64788.

ЛИТЕРАТУРА

1. Даньшин Б.М. Геологическое строение и полезные ископаемые Москвы и ее окрестностей (пригородная зона). М.: изд-во МОИП, 1947. 308 с.
2. Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В., Исакова Т.Н., Друцкой В.Н.. Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Том 1. Стратиграфия. М.: ПИН РАН. 2001. 244с.
3. Никитин С.Н. Каменноугольные отложения Подмосковного края и артезианские воды под Москвой. Труды Геол. ком. Т. 5. №5. 1890. 138 с.
4. Решение межведомственного регионального совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными стратиграфическими схемами. Каменноугольная система. Ленинград, 1988 г. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 41 с.
5. Сеницына З.А., Сеницын И.И. Биостратиграфия башкирского яруса в стратотипе. БФАН СССР. Уфа, 1987. 76 с.
6. Сеницына З.А., Кулагина Е.И., Пазухин В.Н. Разрез башкирского яруса по р. Аскын // Путеводитель геологических экскурсий по карбону Урала. Часть 1. Южноуральская экскурсия /Под ред. Б.И. Чувашова. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2002. С. 7-17.
7. Соловьева М.Н. Зональная фузулинидовая шкала московского яруса по материалам переизучения стратотипов внутриярусных подразделений Вопр. микропалеонтол. Вып 28. 1986. С.3-23.
8. Gradstein F.M., Ogg O., and Smith A.G..(Eds.) A Geologic Time Scale 004:
9. Cambridge University Press. 2004. 589 p. and Permian. Part 1. (Warzawa). 1996. P. 13-122.
10. Heckel P.H. Chairman's column. Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 2004. V. 22. P. 1-3.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О НАХОДКАХ *GALEANELLA PANTICAE* ZANINETTI ET BRONNIMANN (FORAMINIFERA) ИЗ ВЕРХНЕГО НОРИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПАМИРА

О. А. Корчагин (ГИН РАН, Москва, Россия)

В работе приводятся данные о составе и распределении комплексов фораминифер в верхнем триасе Юго-Восточного Памира. Наибольшее значение уделено первым данным о находках в верхнем триасе Юго-Восточного Памира вида *Galeanella panticae* - вида-индекса зональной стандартной шкалы триаса по фораминиферам.

В черных тонкоплитчатых известняках найзаташской свиты верхнего нория (севата) Центральной структурно-фациальной зоны Юго-Восточного Памира в составе разнообразного в видовом отношении комплекса фораминифер обнаружен вид фораминифер *Galeanella panticae* Zaninetti et Bronnimann. Находки этого вида служат дополнительным обоснованием возраста вмещающих отложений на Юго-Восточном Памире и являются отличным инструментом для корреляции вмещающих его отложений в исследуемом регионе.

Вид встречается в норийско-рэтских отложениях Северных Известковых Альп (Senowbari-Daryan, 1980; Wurm, 1982; Kuss, 1983; Matzner, 1986; Bernecker et al., 1999; Stanton, Flugel, 1989; Dullo, 1980) и Южных Доломитовых Альп (Lakew, 1990), Сербии (Zaninetii et al., 1985) и Боснии (Bronnimann et al., 1973), Северо-Западных Карпат (Salaj et al., 1983), Сицилии (Senowbari-Daryan, Schafer, Abate, 1982; Zaninetti et al., 1985; Senowbari-Daryan et al., 1985; Martini, Zaninetti, Ciarapica, 1986), Греции (Senowbari-Daryan, Matarangas, Vartis-Matarangas, 1996), на Северо-Западном Кавказе (Ефимова, 1991). Его находки приводятся из норийско рэтских отложений Загроса (Иран) (Bronnimann et al., 1973), Тавра (Турция) (Zaninetti et al., 1982), Омана (Weidlich, Bernecker, Flugel, 1993; Bernecker, 1996; 2005). На востоке Тетиса этот вид обнаружен в рэтских отложениях Серама (Martini et al., 1997; Martini et al., 2004) и Новой Гвинее (Kristan-Tollmann, 1990).

Находки этого вида на Юго-Восточном Памире свидетельствуют о том, что миграции фауны в позднем нории из западного Тетиса в восточный осуществлялась через этот регион.

Проведенный анализ палеогеографического распространения этого вида показывает, что этот вид может быть прекрасным маркером (хоротипом) Тетической области в верхнем нории.

Работа выполнена по проекту РФФИ № 06-05-65201.

ИЗОТОПНОЕ СОБЫТИЕ (МСЕ-1) В СРЕДНЕМ СЕНОМАНЕ КРЫМА И МАРКИРУЮЩИЕ ЕГО АССОЦИАЦИИ ФОРАМИНИФЕР

О.А. Корчагин (ГИН РАН, Москва, Россия), А.О. Андрухович (РГГРУ, Москва, Россия), Б.Г. Покровский (ГИН РАН, Москва, Россия), П.А. Старицын (РГГРУ, Москва, Россия)

В отложениях среднего сеномана Крыма установлен существенный синхронный позитивный экскурс изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, известный в Европе под названием «изотопное событие» МСЕ-1 (Middle Cenomanian stable-carbon isotope excursion). Это событие в Крыму маркируется увеличением численности экземпляров видов планктонных фораминифер, исчезновением вида планктонных фораминифер *Rotalipora reicheli*, присутствием вида бентосных фораминифер *Globorotalites brotzeni* и увеличением доли левозавернутых раковин в составе популяции вида планктонных фораминифер *Rotalipora cushmani*.

Исследовался интервал разреза от момента появления вида планктонных фораминифер *Rotalipora reicheli*, появления вида *Rotalipora cushmani* до момента исчезновения вида *Rotalipora reicheli*.

Изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ (PDP) и $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) определялся в валовых пробах в лаборатории ГИНа. Отдельные образцы анализировались в Университете Уппсала (Швеция). Подсчет численности раковин планктонных и бентосных фораминифер, а также численности лево- и правозавернутых раковин видов *Rotalipora reicheli* и *R.cushmani* производился из навески 2 гр. фракции 0 – 250 меш. измельченной и отмытой породы.

Распределение планктонных и бентосных фораминифер сравнивалось со стандартными зональными шкалами по планктонным фораминиферам (Robazynsky, Caron, 1979; Gradstein et al., 2004).

В рассматриваемом интервале разреза предложено выделять слои по фораминиферам: 1) слои с *Rotalipora riecheli* (нижняя граница по первым находкам в разрезе вида-индекса), 2) слои с *Rotalipora cushmani-Rotalipora ex.gr.reicheli* (по совместному нахождению видов-индексов; нижняя граница совмещается с первыми находками вида *Rotalipora cushmani* в разрезе). В верхней части слоев с *Rotalipora cushmani-Rotalipora ex. gr. reicheli* по бентосным фораминиферам также предлагается выделить слои с *Globorotalites brotzeni*.

Результаты. Снизу вверх по разрезу проявились следующие положительные экскурсы значений $\delta^{13}\text{C}$: 1) сильные отклонения $\delta^{13}\text{C}$ (с 1,6 до 2,9 ‰) в основании слоев с *Rotalipora reicheli*; 2) слабый экскурс $\delta^{13}\text{C}$ (с 1,4 до 1,7 ‰) в верхней части слоев с *Rotalipora riecheli*; 3) слабый экскурс $\delta^{13}\text{C}$ в средней части слоев с *Rotalipora cushmani-Rotalipora ex.gr.reicheli*; 4) сильный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ (с 1,6 до 2,7 ‰) в верхней части слоев с *Rotalipora cushmani-Rotalipora ex.gr.reicheli* или в слоях с *Globorotalites brotzeni* и чуть выше.

В пределах этого же интервала разреза $\delta^{18}\text{O}$ снизу вверх испытывает общее слабое смещение значений в отрицательную сторону. В нижней части слоев с

Rotalipora reicheli значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются в пределах 27,5 до 28,5 ‰. В верхней части слоев с *Rotalipora cushmani*-*Rotalipora* ex gr. *reicheli* или в слоях с *Globorotalites brotzeni* остаются относительно высокими и изменяются от 26,8 до 28 ‰. Один из значительных максимумов $\delta^{18}\text{O}$ совпадает с экскурсом $\delta^{13}\text{C}$ (№ 4).

1. Наибольший интерес из выявленных экскурсов изотопного состава на наш взгляд представляет самый верхний значительный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ (№ 4), который совпадает с последними находками в разрезе вида *Rotalipora* ex gr. *reicheli*. Именно на этом стратиграфическом уровне раковины планктонных фораминифер *Rotalipora* ex gr. *reicheli* и *Rotalipora cushmani*-*montsalvensis* появляются в массовом количестве. Так, численность экземпляров этих видов в отложениях с аномалией $\delta^{13}\text{C}$ в 4-5 раза (252 против 42) выше, чем в подстилающих отложениях. В составе комплекса бентосных фораминифер присутствуют *Gavelinella cenomanica*, *Gavelinella baltica*, *Gyroidinoides nitidus*, *Dentalina* sp., *Lenticulina* sp., *Astacolus* sp., *Praebulimina* sp., *Arenobulimina preslii*, *Oolina apiculata*, *Ammodiscus cretaceous*, *Marssonella trochus*. В одном из прослоев глины, подстилающей отложения с аномалией $\delta^{13}\text{C}$, встречены многочисленные экземпляры вида *Globorotalites brotzeni*. Среди видов планктонных фораминифер также обнаружены *Hedbergella vesata*, *H. ultramicra*, *Globigerinelloides bentonensis*, *Hedbergella incauta*, *Praeglobotruncana* gr. *stephani*, *Praeglobotruncana* ex gr. *delrioensis*. Здесь же найдено несколько экземпляров малокамерных *Rotalipora cushmani minor* (4 камеры в последнем обороте).

Примечательно также, что доля левозавернутых раковин в составе популяции вида *Rotalipora reicheli* снизу вверх по разрезу остается постоянной и колеблется около 1,6 ‰, тогда как в составе популяции *Rotalipora cushmani* возрастает от 10 ‰ в средней части слоев *Rotalipora cushmani*-*R. ex gr. reicheli* до 17-20% в верхней части этих слоев.

Таким образом, резкий позитивный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ в верхней части слоев с *Rotalipora cushmani*-*Rotalipora* ex gr. *reicheli* в Крыму сопровождается появлением в разрезе вида бентосных фораминифер *Globorotalites brotzeni*, увеличением численности экземпляров видов бентосных и планктонных фораминифер, в частности, видов *Rotalipora cushmani* и *Rotalipora* ex gr. *reicheli*, повышением доли левозавернутых раковин в популяции видов *Rotalipora cushmani*, появлением единичных малокамерных планктонных фораминифер *Rotalipora minor*.

2. В современной стратиграфии сеномана по планктонным фораминиферам есть известная трудность – крайне сложно расчленить интервал разреза, отвечающий среднему – верхнему сеноману, а именно уверенно подразделить зону *Rotalipora cushmani* стандартной шкалы (Gradstein et al., 2004). Неоднократные попытки решить эту проблему оказывались неудачными – те или иные биостратиграфические признаки (появление *R. greenhornensis*, *R. deckei*, двукилевых фораминифер – *Dicarinella*) могут быть использованы лишь в конкретных регионах и крайне затруднительны в идентификации в субглобальном масштабе. Не являются исключением и

разрезы среднего – верхнего сеномана Крыма. В этой связи о возрасте отложений в этом интервале разреза можно судить лишь по косвенным признакам. Здесь обращает на себя внимание факт совместного распространения последних представителей планктонных фораминифер вида *Rotalipora* ex gr. *reicheli* и планктонных фораминифер группы *Rotalipora cushmani-montsalvensis*, вида бентосных фораминифер *Globorotalites brotzeni* и обнаруженная в этом интервале резкая позитивная аномалия $\delta^{13}\text{C}$.

Так, детальными исследованиями в Англо-Парижском бассейне (Mitchell, Carr, 1998; Wilmsen, 2007) было показано, что вид *Rotalipora* ex gr. *reicheli* появляется в слое В35 зоны *Mantelliceras dixonii* (верхняя зона нижнего сеномана), продолжает встречаться в зоне *Cunningtoniceras inerme* (нижняя зона среднего сеномана) и в нижней части зоны *Turrilites costatus* среднего сеномана (Mitchell, Carr, 1998). Такой диапазон распространения рассматриваемого вида вполне отвечает общим оценкам его стратиграфической позиции в стандартных шкалах (Robaszynski, Caron, 1979; Gradstein et al., 2004). Последние находки вида *Rotalipora* ex gr. *reicheli* вместе с видами *Rotalipora montsalvensis* приурочены к слоям С1 (А-В) аммонитовой зоны *Turrilites costatus*, непосредственно выше которых - в слое С1 (D) (слой с разнообразными мелкими брахиоподами) отчетливо проявилась весьма значительная позитивная аномалия δC^{13} (Mitchell, Carr, 1998). Впоследствии эта аномалия (точнее, система аномалий) была прослежена на большей территории Западной Европы и получила название МСЕ-1 (Middle Cenomanian stable-carbon isotope excursion) (peak 1b) (Wilmsen, 2007). Установлено, что этому пику (peak 1b МСЕ-1) непосредственно предшествует известное биотическое событие, получившее название «*Praectinocamax primus* Event» (там же; Mitchell, Carr, 1998).

Возвращаясь к нашему случаю, для того, чтобы окончательно убедиться, что рассматриваемые нами отложения, в которых проявился резкий позитивный экскурс $\delta^{13}\text{C}$, действительно принадлежат верхнему интервалу распространения *Rotalipora* ex gr. *reicheli*, нужно использовать данные по находкам вида *Globorotalites brotzeni* (обозначенный в качестве вида-индекса одноименных слоев). Согласно имеющимся данным находки этого вида строго приурочены к среднему сеноману, а точнее - к верхней части интервала распространения вида *Rotalipora reicheli* в Карпатах (Svabenicka, Hradecka, 2004).

Следовательно, есть основание считать, что выявленная нами позитивная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ (экскурс № 4) в разрезе Сельбухра на самом деле принадлежит МСЕ-1 (пику 1b), а непосредственно подстилающий прослой глины с *Globorotalites brotzeni* маркирует биотическое событие «*Praectinocamax primus* Event». Поэтому отложения, подстилающие прослой глины с *Globorotalites brotzeni*, могут принадлежать зоне *Turrilites costatus* среднего сеномана и быть эквивалентами ее базальному слою В43 (Mitchell, Carr, 1998; Wilmsen, 2007), тогда как перекрывающие прослой глины с *Globorotalites brotzeni* – интервал сораспространения *Rotalipora* ex gr. *reicheli* – *Rotalipora cushmani* - *montsalvensis* и резким позитивным экскурсом $\delta^{13}\text{C}$ (около 1 м), также может принадлежать зоне *Turrilites costatus* среднего сеномана и быть

эквивалентными ее более верхним горизонтам - слоям C1(A-B). Таким образом, прослой глины с *Globorotalites brotzeni* в разрезе Сельбухра может маркировать границу двух глобальных эвстатических циклов «8» и «9» (Mitchell, Carr, 1998).

Сделанные нами выводы по возрасту отложений вблизи позитивного экскурса $\delta^{13}\text{C}$ в верхней части анализируемого нами интервала не противоречат существующим представлениям. Так, прослой глины с *Globorotalites brotzeni* залегает на контакте пачек IV и V существующей местной литостратиграфической схемы расчленения сеноманских отложений района Сельбухры (Найдин, Алексеев, 1980). Следовательно, верхняя часть разреза пачки IV принадлежащая, как было показано, зоне *Turrilites costatus* (Найдин, Алексеев, 1980), по нашим данным может быть эквивалентна слою B43 этой зоны в Англо-Парижском бассейне, тогда как по крайней мере нижний 1 м разреза пачки V принадлежит более верхним горизонтам зоны *Turrilites costatus* среднего сеномана.

Выводы. Таким образом, есть основания считать, что в разрезе среднего сеномана Крыма, также как и в других регионах Европы, проявилось «изотопное событие» MCE-1, возможно биотическое событие «*Praeactinocamax primus* Event» и локализована граница глобальных эвстатических циклов «8» и «9».

Обращает также на себя внимание факт увеличения доли левозавернутых раковин среди видов *Rotalipora cushmani* в рассматриваемом интервале. Считается, что доля левозавернутых раковин в составе популяции *Rotalipora cushmani* постоянна и составляет около 50 % (Bolli, 1971). Это явление объяснялось геронтологическими особенностями вида – это последний вид из рода *Rotalipora* (там же). Однако в современных популяциях планктонных фораминифер высокая доля левозавернутых раковин обычно свойственна холодноводным обстановкам (течениям) (Loeblich, Tappan, 1964). В этой связи увеличение левозавернутых раковин в популяции рассматриваемого вида может отражать эпизод относительного похолодания климата и служить дополнительным признаком экостратиграфического расчленения разреза. Об эпизоде относительного похолодания может свидетельствовать и биотическое событие «*Praeactinocamax primus* Event» в разрезах зоны *Turrilites costatus* в Западной Европе.

Полученные данные также показывают, что следовало бы уделить внимание и уровню появления малокамерных *Rotalipora* (*Rotalipora minor*), который может стать инструментом детальной стратиграфии. Было бы интересно получить и данные о распространении вида *Globorotalites brotzeni* не только в Крыму и Карпатах, но и других регионах Европы и Причерноморья и в случае обнаружения этого уровня в других регионах он мог бы стать дополнительным критерием диагностики событий рассматриваемого интервала разреза.

Работа выполнена по проекту РФФИ № 05-05-64949.

ЛИТЕРАТУРА

1. Найдин Д.П., Алексеев А.С. Разрез отложений сеноманского яруса междуречья Качи и Бодрака (Крым) // Изв. Высших Учебных заведений. Геология и разведка. 1980. № 4. С. 11-25.
2. Bolli H. M. The direction of coiling in planktonic foraminifera // The Micropaleontology of Oceans. 1971. Cambridge Univ. Press. P. 639-648.
3. Gradstein F., Ogg J., Smith A. A Geological Time Scale. 2004. Cambridge Univ. Press. P. 1-589.
4. Loeblich A.R.Jr., Tappan H. Treatise on Invertebrate Paleontology. Part C. Protista 2. Sarcodina. Chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida // The Geological Society of America, The University of Kansas Press. 1964. v.1. P. C1-C510a.
5. Mitchel S.F., Carr I.T. Foraminiferal response to mid-Cenomanian (Upper Cretaceous) palaeoceanographic events in the Anglo-Paris Basin (Northwest Europe) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1998. V.137. P.103-125.
6. Robazynsky F., Caron M. Atlas de foraminiferas planktoniques du Cretace Moyen (mer Boreal et Tethys) // Cahiers de micropaleontologie Nat. Res. Sci.Paris. 1979. p. 1-185.
7. Svabenicka L., Hradecka L. Albian-Cenomanian boundary in the depositional area of Silesia Unit according to study of foraminifers and calcareous nannofossils (Outer Western Carpathians, Czech Republic) // Zpravy o geologických vyzkumech v roce. 2004. p. 48-54.
8. Wilmsen M. Integrated stratigraphy of the upper Lower – lower Middle Cenomanian of northern Germany and southern England // Acta geologica Polonica. 2007. V. 57. N. 3. p. 263-279.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАРГАНЦЕВОГО ОРУДНЕНИЯ В ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЕ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Н.Б. Кузнецов, А.А. Белова, А.В. Рязанцев, В.А. Аристов (ГИН РАН, Москва, Россия)

На севере Западно-Магнитогорской зоны с девонскими вулканогенно-осадочными образованиями связаны около 20 мелких стратиформных марганцевых месторождений (рис. 1).

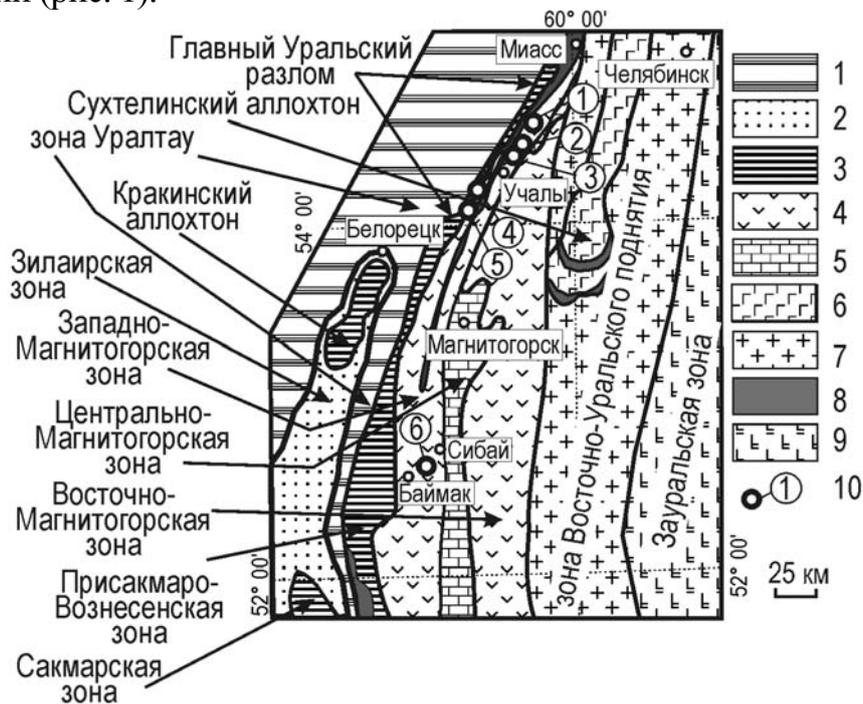


Рис. 1 Структурная зональность Южного Урала и положение марганцевых месторождений 1-2 – комплексы Западно-Уральской мегазоны: 1 – позднедокембрийские и палеозойские комплексы зоны Уралтау и Башкирского поднятия нерасчлененные; 2 – палеозойские комплексы Зилаирской зоны; 3-9 – комплексы Восточно-Уральской мегазоны: 3-5 – палеозойские комплексы: 3 – Кракинского аллохтона, Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон; 4 – Западно- и Восточно-Магнитогорской зон; 5 – Центрально-Магнитогорской зоны; 6-7 – комплексы Восточно-Уральского поднятия: 6 – палеозойские комплексы Сухтелинского аллохтона; 7 – метаморфизованные докембрийские и палеозойские комплексы собственно Восточно-Уральского поднятия; 8 – массивы пород офиолитовой ассоциации и серпентинитовые меланжи; 9 – метаморфизованные докембрийские и палеозойские комплексы Зауральской зоны; 10 – марганцевые месторождения и их номера: 1 – Кожаевское и Сарбайское; 3 – Никольское; 4 – Северо-Уразовское; 5 – Уразовское; 6 – Файзуллинские.

Месторождения прослеживаются на отрезке протяженностью до 350 км. Наиболее крупные из них – Кожаевское, Сарбайское, Никольское, Уразовское и Файзуллинское. Руды месторождений характеризуются схожестью минерального состава, генетических особенностей и приуроченностью к однотипным девонским кремнистым породам [Маслов и др., 1993; Маслов, Артюшкова, 2000, 2002; Салихов и др., 2001; Семкова и др., 2001]. По данным [Салихов и др., 2001] все месторождения располагаются на уровне ярлыкаповской толщи, охватывающей

диапазон верхней части конодонтовой зоны *costatus*, зоны *australis* и *kokelianus*. Полученные нами данные свидетельствуют о приуроченности руд к более широкому стратиграфическому диапазону (рис. 2).

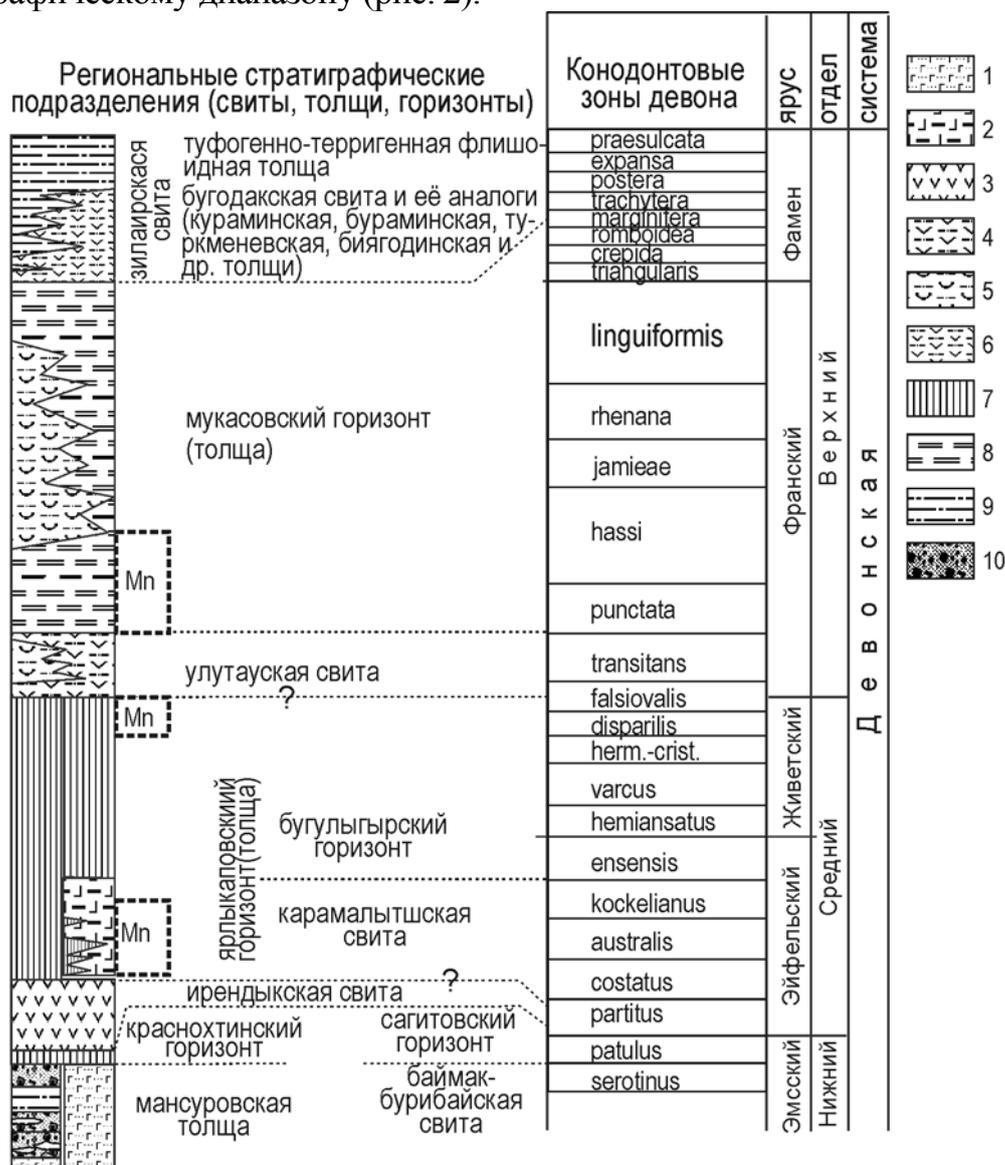


Рис. 2 Сводный разрез девонских образований Западно-Магнитогорской зоны и положение марганцевого оруденения 1 – базальты; 2 – базальты с прослоями с яшм и кремней; 3 – базальты, андезиты, дациты, риолиты, и их туфы; 4 – андезидациты, дациты, риолиты, и их туфы; 5 – туфы и туфогенно-осадочные породы смешанного состава; 6 – вулканиты, туфы и туфогенно-осадочные породы повышенной щелочности; 7 – кремнистые, туфогенно-кремнистые породы; 8 – серые кремни, реже пестрые кремнисто-туфогенные породы; 9 – песчаники и алевролиты; 10 – микститы. Справа от колонки показано положение Mn-руденения.

1) Уразовское месторождение располагается вблизи субмеридионального, продольного общему простиранию сдвига, или сброса. В западном блоке с запада на восток выше кремней мукасовского горизонта с франскими конодонтами залегают желто-бурые вулканические брекчии базальтового, андезибазальтового состава бугодакской свиты (600 м). На западном фланге месторождения они наращиваются красноцветными туфогенными конгломератами с линзовидными обособлениями известняков, содержащих брахиоподы, кораллы и криноидеи (50 м),

вулканомиктовыми зелеными песчаниками (15 м), кремнями желтоватыми и серыми в западной стенке карьера (залегание вертикальное) (5 м). В кремнях нами собраны конодонты, представленные зрелыми элементами *Palmatolepis* sp. фаменского облика. Восточнее пересекается разрез другого блока, начинающийся с красных туфогенных алевролитов, вмещающих линзы джасперитов и марганцевых руд (20 м) В алевролитах в точке (54° 12' 10,9"сш, 59° 9' 54,8"вд) нами обнаружены *Belodella* sp., *Polygnathus* sp., *Icriodus* sp., *Pandorinellina* sp., *Tortodus* sp., характерные для эйфельского яруса. Разрез наращивается полосчатыми розово-красными туфогенными алевролитами (150 м), которые восточнее прорываются фельзитами и базокварцевыми риолитами карамалыташского вулканического комплекса. Южнее, в 1 км к СЗ от сел. Истмагулово, на простирации рудовмещающей пачки Уразовского месторождения находится нижняя часть разреза карамалыташской свиты, в которой базальты прорваны субвулканическими телами риолитов. Базальты содержат многочисленные линзы пестрых яшм. Из яшм (54° 8' 47,6"сш, 59° 8' 51,5"вд), нами собран раннеэйфельский комплекс конодонтов, включающий – *Polygnathus cf. costatus partitus* Klap., Ziegl. et Mashk., P.sp., *Pandorinellina ex gr. steinhornensis* (Ziegl.), P. ex gr. *exigua* (Philip), *Pseudooneotodus beckmani* (Bisch. et Sann.). Эти находки понижают уровень подошвы карамалыташской свиты.

2) Руды Кожаевского месторождения вместе с линзами джасперитов, имея мощность до 1,5 м, располагаются в толще переслаивающихся туффитов и туфов кварцевых риолитов, круто и вертикально, возможно с тектоническим контактом, залегающих на вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах ирендыкской свиты. Рудоносная пачка (15-20 м) является видимым основанием толщи базальтов, риолитов и их туфов с линзами красных яшм и джасперитов (карамалыташская свита). По данным [Маслов и др., 1993, Артюшкова, Маслов, 1998] рудовмещающие породы содержат конодонты *Tortodus cf. kockelianus kockelianus* Witt., *Polygnathus cf. trigonicus* Bisch. et Ziegl.

3) В Южно-Файзуллинском месторождении слоистые толщи полого (30-45°) падают на восток. Родонитовый пласт мощностью до 1,5 м в северной стенке карьера выклинивается до мелких 5-15 см пропластков в пачке (2-2,5 м) красных туфогенных алевролитов. Он находится в основании мощного (>600 м) разреза ритмично чередующихся серо-зеленых туффитов алевритовой размерности с горизонтами кремнистых туффитов и псаммитовых туфов кварцевых риолитов. По взбросу рудная пачка на западе имеет контакт с пачкой кварцевых и базокварцевых риолитов. В северной стенке карьера (52° 35' 40,1"сш, 58° 27' 42,4"вд) на поверхностях слоев красных туфогенных алевро-аргиллитов, вмещающих линзы родонитов, нами собраны *Mezotaxis cf. falsiovalis* Sand., Ziegl. et Bult., *Klapperina* sp., *Polygnathus varcus* Stauf., указывающие на позднеживетский возраст вмещающих пород. Цвет конодонтов свидетельствует о высокотемпературном (190-300°C) воздействии. В 0,5-1 м выше по разрезу от кровли красных алевролитов на сколах и в «теле» слоев стекловидных кремнистых туффитов собраны многочисленные конодонты, среди которых были определены *Polygnathus varcus* Stauf., *Belodella* sp., *Icriodus* sp., *Panderodus* sp., принадлежащие интервалу среднего-верхнего живета. В карьере Северо-Файзуллинского месторождения (52° 37' 1,0"сш, 58° 28' 29,3"вд) на поверхностях слоев рудовмещающих красных алевро-аргиллитов собраны

многочисленные конодонты *Polygnathus* sp., *Belodella* sp., *Panderodus* sp., *Pandorinellina* sp., принадлежащие диапазону D_{1e}-D₂. Ранее в северной стенке Южно-Файзуллинского месторождения отмечались находки эйфельских конодонтов. [Маслов, Артющкова, 2002].

4) На Северо-Уразовском проявлении кремни, вмещающие окисленные родониты вскрыты старыми поисковыми канавами. Проявление находится в 2,25 км к СВ от северного въезда в сел. Уразово (54°17'21,4"сш 59° 9' 41,9"вд). На окончании хребта с вершиной Каркасту, в 2.2 км к ЮЗ от нее, в поисковых канавах нами собраны конодонты *Ancyrodella* ex gr. *rotundiloba* Bryant., A.sp., *Polygnathus* sp., характерные для нижнего франа. Находки франских конодонтов в этой структуре отмечались ранее [Маслов, Артющкова, 2000].

Таким образом, марганцевые руды находятся на различных уровнях разреза среднего-верхнего девона. Нижние – эйфельские уровни принадлежат разрезу карамалыташской свиты (Уразовское, Кожаевское и, по-видимому, Сарбайское и Никольское месторождения). Второй уровень приурочен к верхнему живету на Южно-Файзуллинском месторождении. Если считать, что оруденение принадлежит ярлыкаповской толще, то значительно повышается граница ее с улутауской свитой. Возможно, красные пачки с рудой принадлежат разрезу улутауской свиты. Третий – нижнефранский уровень располагается в мукасовской толще.

Выполнено при поддержке РФФИ, грант 060564717, 070501158, Программы ОНЗ РАН № 10.

ЛИТЕРАТУРА:

1. Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т. и др. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа. 1993. 217с.
2. Маслов В.А., Артющкова О.В. Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии – Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2000. 140 с.
3. Маслов В.А., Артющкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии – Уфа: ИГ УфНЦ РАН. 2002. 199 с.
4. Салихов Д.Н., Маслов В.А., Бабуров А.В., Артющкова О.В. Стратиграфическое положение марганцевого оруденения Башкирской части Магнитогорского мегасинклинория // III Всеуральское металлогеническое совещание . 2001. <http://www2.usmga.ru/russian/metallogenia/doctext58.htm>
5. Семкова Т.А., Брусницын А.И., Жуков И.Г. Уразовское марганцевое месторождение (Южный Урал). Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий. Уфа. 2001. Т.2. с. 170-172.

ПАЛЕОТЕТИС, НЕОТЕТИС, КИММЕРИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПЕРМСКИХ ФУЗУЛИНИД

Э.Я. Левен (ГИН РАН, Москва, Россия)

По современным представлениям в начале перми ширина Палеотетиса, отделявшего Гондвану от Лавразии, в памирском пересечении составляла 5-6

тыс. км. В конце ранней перми от края Гондваны отделился микроконтинент Киммерия, который, двигаясь на север, пересек все пространство Палеотетиса, и в конце триаса причленился к Лавразии. В его тылу возник океан Неотетис, к концу триаса шириной не уступавший Палеотетису (Stampfli, Borel, 2000).

Гипотеза о большом удалении южного края Лавразии от северного Гондваны в Памиро-Афганском секторе подтверждается различиями ассельской и сакмарской донной фауны, населявшие прилегающие к этим континентам шельфы: на севере она тепловодная, на юге холодноводная. Это означает, что пери-лавразийские (Северный Памир и Северный Афганистан) и пери-гондванские (Южный Памир, Каракорум Гималаи, Южный Афганистан) шельфы располагались в разных климатических поясах, т. е. на значительном удалении друг от друга. Что представляло собой пространство между этими шельфами, неясно. Если это был океан современного типа (Палеотетис), то удивляет бесследное исчезновение огромной по площади океанической коры: на стыке Южного и Северного Памира и Афганистана надежно датированные пермские и триасовые офиолиты не выявлены.

Микроконтинент Киммерия обычно представляется в виде узкой, вытянутой вдоль края Гондваны полосы, образуемой блоками Аппулия, Сенендей-Сирджан, Центральный Иран, Лут, Южный Афганистан, Южный Памир и Каракорум. Согласно существующим моделям, возникший в тылу Киммерии Неотетис уже в поздней перми имел значительную ширину, а в конце триаса она уже равнялась ширине Палеотетиса. Тем не менее, также как и для Палеотетиса, отчетливых следов Неотетиса пока нет. Из офиолитов, приуроченных к предполагаемой сuture между Гондваной и Киммерией, лишь офиолиты Омана более или менее надежно датируются как пермские. Во всех остальных случаях они имеют послетриасовый возраст. Не подтверждают существование широкого пермского Неотетиса и данные по фораминиферам соответствующего возраста. Как характер разреза, так и комплексы верхнепермских фораминифер Центрального и Восточного Тавра (блок Аппулия, Киммерия) и Юго-Восточной Турции (окраины Гондваны), практически идентичны. По этим же критериям блок Сенендей-Сирджан (Киммерия) ближе к Загросу (окраины Гондваны), чем к Центральному Ирану, также относящемуся к Киммерии. Нет принципиальных различий между фораминиферовыми комплексами Южного Памира - Каракорума (Киммерия) и Соляного Кряжа (Гондвана).

Относительно холоднолюбивые фузулиниды сакмарского возраста (калакташский комплекс) обнаружены в Центральном Памире, Каракоруме, Южном Афганистане и Центральном Иране, т. е. в районах, включаемых в Киммерию. Начиная с конца ранней перми, холоднолюбивые фузулиниды сменяются здесь теплолюбивыми, распространенными по всему Тетису. Смена холоднолюбивой фауны теплолюбивой привлекается в качестве доказательства миграции Киммерии на север в относительно низкие и теплые палеошироты. С этим трудно согласиться, учитывая, что потепление и связанные с ним биотические изменения не носили локального характера, а охватывали также и Гондвану. Например, фораминиферы из верхней перми Соляного Кряжа –

территории, располагавшейся на гондванском шельфе, представлены теми же видами, что и в более северных районах, включаемых в Киммерию. Поэтому, если уж связывать потепление на юге Тетиса с движением материковых масс, то в масштабах всей Пангеи, которая, вероятно, мигрировала на север. Смещение экватора на юг по отношению ко всей Пангее вытекает из данных палеомагнетизма, что отражено во многих палеогеографических моделях.

В Памиро-Афганском секторе существованию монолитного микроконтинента Киммерия противоречит многочисленность включаемых в него структурно-фациальных зон с настолько несхожей историей геологического развития, что трудно представить их объединенными в один материковый блок. Скорее всего, в позднем палеозое они находились на значительном удалении друг от друга и были сближены лишь в результате последующих тектонических пертурбаций. Не исключено, что при этом некоторые из них были полностью уничтожены, от других же сохранились лишь отдельные фрагменты. Аналогичная картина наблюдается и в районах, примыкавших к Лавразии. Существует мнение, что в перми некоторые блоки были разделены здесь океаническими бассейнами – Калайхумб-Ойтагским и Ванч-Цинша (Буртман, 2006).

Сказанное выше позволяет констатировать следующее:

1. В памирском и афганском пересечениях в начале перми окраины Лавразии и Гондваны располагались на расстоянии в несколько тысяч км. друг от друга.

2. Чем было заполнено это пространство – остается неясным. Гипотеза об обширных океанах Палеотетис и Неотетис не имеет надежных доказательств, как геологических, так и палеонтологических.

3. Многочисленные структурно-фациальные зоны, выделяемые в современной структуре между бывшими окраинами Лавразии и Гондваны можно рассматривать как отдельные террейны. Их первоначальное число, размеры и степень удаленности друг от друга в пермское время не могут быть установлены. Несомненно, только их последующее сближение и раздавливание, иногда, вероятно, вплоть до полного уничтожения. Неясно также, что их разделяло. Не исключено, что в ряде случаев это бытии впадины океанического типа. Но присутствие пермских офиолитов на рассматриваемой территории не доказано. Пермские отложения всюду представлены мелководными фациями. Относительно глубоководными являются лишь верхнепермские толщи Юго-Восточного и Рушанско-Пшартского Памира и соответствующие им отложения Среднего Афганистана. Но считать их океаническими не приходится, так как их образованию предшествовали поднятия.

Сформулированные выше выводы дискуссионны и сделаны в порядке постановки вопросов. Их решение видится в обстоятельном, детальном и не подверженном влиянию модных концепций террейновом анализе, а также в целенаправленных сборах разнообразной информации, пока явно недостаточной для однозначных палеореконструкций.

ФОСФОРИТОНОСНЫЕ УРОВНИ ГОРНОГО КРЫМА

С.Ю. Малёнкина (ГИН РАН, Москва, Россия)

М.В. Муратов посвятил много лет изучению строения Крымских гор и в немалой степени уделял внимание меловым и палеогеновым отложениям. Именно к ним и приурочены фосфориты. Наиболее известен ипрский фосфоритовый уровень, где уже сравнительно давно были выявлены фосфатопроявления и в меньшей степени – альб-сеноманский, лишь недавно довольно подробно описанный А.Ф. Георгиевским (Георгиевский, 1999) как Новиковское проявление фосфоритов, расположенное на склонах горы Сельбухра в районе с. Прохладное. Остальные уровни практически неизвестны и не описаны (некоторые из них отмечаются А.Ф. Георгиевским), в некоторых работах по стратиграфии (Барaboшкин, 1997; Смирнова, Барaboшкин, 2004) упоминается присутствие в разрезах фосфатных конкреций.

В настоящем сообщении сведены воедино и рассматриваются следующие известные на данный момент стратиграфические фосфоритоносные уровни:

1. **Валанжинский.** К нему относятся маломощные прослои желваковых фосфоритов (гальки и желваки), а также рассеянные желваки в интервале всего верхневаланжинского подъяруса междуречья Кача – Бодрак, в частности, на склонах гор Белой и Резаной. Фосфориты встречаются в пачках ритмичного чередования серых карбонатных песчаников и биотурбированных глин, а также переслаивания плотных известковых и рыхлых глинистых песчаников. В правом борту долины р. Бельбек (Сбросовый лог) непосредственно ниже кровли валанжина ("hardground") находится горизонт конденсации, содержащий черные на сколе гальки фосфоритов размером до 2-3 см.

2. **Готеривский.** Рассеянные гальки фосфоритов наблюдаются по всему разрезу готерива в междуречье Кача – Бодрак. Кроме того, в некоторых пачках присутствуют и сконцентрированные в прослои темно-серые фосфатные конкреции. В отвержке овра. Кояс-Джилга, выходящего на плато "Обсерватория" между пос. Научным и горой Сель-Бухра, Е.Ю. Барaboшкиным в основании готерива отмечен "hardground" 0,15-0,2 м, сложенный частично растворенным, фрагментированным фосфатизированным песчаником (куски 10-12 см), содержащим фосфатные зерна и фосфориты нескольких генераций. На южном склоне горы Белая, выше подошвы готерива, наблюдаются желваки и гальки черных фосфоритов в интервале 1,55 м, нередко представляющие собой внутренние ядра панцирей морских ежей, в пачке чередования серых рыхлых глинистых и плотных серо-бурых карбонатных детритовых песчаников. Несколько однорядных прослоев желваков фосфоритов также встречаются и выше по разрезу.

3. **Верхнеальб-нижнесеноманский.** В междуречье Кача – Бодрак между верхнеальбскими крепкими известняками и песчаниками и сеноманскими мергелями располагаются менее крепкие, часто рыхлые зеленовато-серые глауконит-кварцевые пуддинговые песчаники с гальками. Фосфатизация отмечается по всей их толще в виде рассеянных микрозерен (до 0,5 мм),

количество которых возрастает вверх по разрезу по мере приближения к слою конденсированных фосфатных конкреций на границе альба и сеномана, мощностью 0,2 - 0,5 м. Фосфориты представлены крепкими, шероховатыми, зеленовато-серыми с поверхности, на сколах светло-коричневыми, часто причудливой формы желваками, размером от 0,5 до 15-20 см. Это – песчаники с фосфатным цементом. По составу содержащейся в них терригенной примеси желваки делятся на два типа. В первом типе, в нижней части слоя, присутствует примесь кремнисто-кварцевого состава, во втором, в верхней части слоя, она – преимущественно плагиоклазовая. Соответственно эти желваки двух генераций: верхнеальбские и нижнесеноманские. Они часто покрыты с поверхности 2-3 мм глауконитовыми оболочками, также как и гальки во вмещающих породах, представляющих собой пуддинговые песчаники и гравелиты сцементированные карбонатным и карбонатно-глинистым цементом. Состав обломочной части в них аналогичен таковому в желваках, изредка встречаются мелкие черные фосфатные галечки и гравий. Наиболее доступное и наглядное обнажение располагается на левом повороте шоссе, ведущего в п. Научный, выше Базы МГУ.

4. Верхнетурон-коньяк-нижнесантонский. В Овраге Встреч наблюдаются редкие мелкие желвачки (0,5-1,5 см) черных с поверхности фосфоритов, светлых внутри, среди белых массивных фарфоровидных известняков со стилолитами, ниже ожелезненной рыжеватой неровной поверхности размыва ("hardground") с ризолитами (крупными ходами ихнофауны), заполненными сантонским песчанистым мелом с глауконитом и черными фосфатными галечками и зернами. На сколе некоторые галечки обнаруживают неравномерную окраску и строение. Внутри они - светлые известковистые, с небольшим количеством тонкорассеянного курскита и фосфатизированных раковин фораминифер, а снаружи покрыты толстой темной полностью фосфатной коркой. Переход обычно постепенный, демонстрирующий все стадии замещения известкового ила фосфатом.

5. Верхнемаастрихтский. В междуречье Кача – Бодрак (разрезы у левого берега р. Бодрака (карьер у с. Скалистое), горы Беш-Кош и склонов горы Сувлу-Кая) ниже кровли маастрихта в основании пачки песчанистых мергелей фиксируется перерыв, где на размытой ожелезненной карманообразной поверхности мергелей ("hardground") встречен прослой зеленовато-серых глауконитовых песчанистых мергелей и глауконит-кварцевых песков и карбонатных песчаников 0,1-1м с большим количеством мелких фосфоритовых конкреций, состоящих из частично или полностью фосфатизированные раковин известковых организмов, а также неопределимых фосфатных зерен, многочисленной чешуи и фрагментов костей и зубов рыб.

6. Танетский. Наблюдается также в междуречье Кача – Бодрак. В основании яруса на размытой ожелезненной карманообразной поверхности ("hardground") известняков кровли зеландского яруса (с. Староселье) и датского яруса (левый берег р. Бодрака у с. Скалистое) залегают зеленоватые пески и песчанистые глины, с глауконитом и небольшими гальками темных фосфоритов (первые см), мощностью 0,1-0,3 м. Фосфориты часто представляют

собой окатанные фрагменты губок и костной ткани позвоночных. Поскольку и те и другие обладают пористой структурой, в их полостях нередко наблюдаются зерна глауконита и глауконитизированные фораминиферы.

7. Ипрский. Прослеживается с юго-запада на северо-восток от с. Староселье (г. Бахчисарай) до правого берега р. Бодрака (склон горы Бакла) в протягивающихся полосой выходах этого яруса. В основании яруса, на неровной, с ризолитами, поверхности мергелей танетского яруса, залегают глауконитовые глины с многочисленными черными желваками фосфоритов (1-3 см), мощностью 0,2-1,5 м. Желваки представляют собой частично или полностью фосфатизированные известковистые илы, иногда со слабой примесью алевритового материала, отмечаются фрагменты костей и чешуи рыб. Во времена СССР на этом уровне были выявлены фосфатопроявления и даже бедное по запасам месторождение фосфоритов, которое в настоящее время снято с баланса Украины из-за экономической нецелесообразности его отработки, поскольку их заводы работают на привозном (африканском) сырье.

Сейчас интерес к крымским фосфоритам во многом угас. В основном это объясняется их довольно скромным экономическим значением. Однако их исследование имеет важное теоретическое значение, поскольку они генетически разнообразны, встречаются на нескольких стратиграфических уровнях и могут быть использованы как для расшифровки конкретных седиментогенных обстановок и их особенностей, так и для выявления связи фосфатонакопления, а также осадконакопления на Восточно-Европейской платформе и в Тетисе, уточнения генетических представлений о фосфоритах вообще, их связи с эвстатическими колебаниями уровня моря и океаническими аноксидными событиями.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПАЛЕОГЕНА ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.М. Подобина (Томский государственный университет, Томск, Россия)

Осадконакопление талицкой и люлинворской свит на юго-востоке Западной Сибири проходило в мелководном морском бассейне при постоянно меняющемся положении береговой линии. Колебательные движения в прибрежных условиях бассейна более отчетливо выражены в чередовании по разрезу глинистых и песчаных пород. Поэтому в рассматриваемом разрезе скв. Т-29 отсутствуют сплошные глинистые отложения указанных свит по сравнению с центральным районом, а наблюдается чередование глин и песчаных пород с подчиненным положением последних.

Исходя из литологического состава пород (скв. Т-29, инт-л 234,4-197,0 м), можно отметить, что нижняя часть разреза (инт-л 233,0-230,0 м) состоит преимущественно из глинистых пород, соответствующих более углубленному бассейну по сравнению с вышележащими отложениями (инт-л 229,4-197,0 м). На это указывает систематический состав и сохранность фораминифер

позднепалеоценового (зеландского) комплекса с *Cibicidoides proprius*. Раковины здесь преимущественно удовлетворительной сохранности по сравнению с вышележащими. Среди них наблюдаются характерные бентосные и планктонные формы, по которым можно определить их видовую принадлежность. Кроме исследуемой территории юго-востока комплекс фораминифер с *Cibicidoides proprius* этого стратиграфического уровня хорошо прослеживается в мелководных и прибрежно-морских фациях на западе и востоке западносибирского бассейна. Слои, включающие этот комплекс, замещаются к центральной части бассейна более глубоководными фациями с агглютинированными, кварцево-кремнистыми фораминиферами комплекса с *Ammoscalaria friabilis* одноименной зоны.

С конца позднего палеоцена, в танетском веке, наблюдается некоторая регрессия морского бассейна. Обмеление на исследуемой территории усиливается в последующие века эоцена. Если в танетских, ипрских и лютетских отложениях, кроме псевдоморфоз, обнаруживаются единичные сохранившиеся раковины, по которым более уверенно можно установить видовые таксоны, то бартонские и особенно приабон-рюпельские ассоциации таких почти не содержит. Здесь пока обнаружены одни окварцованные псевдоморфозы, которые в дальнейшем будут изучаться.

В танетских слоях прослежены наряду с псевдоморфозами единичные сахаристо-белые раковины, по которым можно судить о существовании здесь (разрез скв. Т-29) фораминифер комплекса с *Glomospira gordialiformis*, *Cyclammia coksuvorovae*, широко распространенного в мелководных фациях на востоке Западной Сибири. Ипрские слои нижнего эоцена (скв. Т-29, инт-л глубин 227,5-224,0 м) нижнелюлинворской подсветы по наличию уплощенных планктонных планороталитусов и характерных видов бентосных форм формировались также в более углубленной, но сравнительно мелководной части эпиконтинентального бассейна (средние глубины современного шельфа).

На данных глубинах обнаружены единичные представители более глубоководного бентоса – родов *Reophax*, *Haplophragmoides*, *Ammomarginulina*, *Textularia*, имевшие агглютинированную кварцево-кремнистую стенку, а также планктонные формы. Вышележащие отложения среднелюлинворской подсветы, включающие редко сохранившиеся известковые раковины бентосных форм и многочисленные окварцованные псевдоморфозы, формировались в более подвижной среде мелководного прибрежно-морского западносибирского бассейна. Его глубины здесь соответствовали примерно верхней части современного шельфа. Однако по присутствию единичных сохранившихся раковин и псевдоморфоз установлен характерный для лютета комплекс фораминифер с *Eponides candidulus*, *Cibicides tenellus* и для бартонского – комплекс с *Cibicidoides ungerianus*, *Pararotalia spinigera*. В обоих комплексах определены для соответствующих веков характерные виды, впервые установленные в стратотипических местностях лютетского и бартонского ярусов Северной Европы – территория юга Великобритании, Парижский бассейн. Причем, в отличие от среднеазиатских разрезов, с микрофауной которых до последнего времени проводились сопоставления, на Севере Европы

учеными проведена поярусная привязка отдельных видов фораминифер. Эти виды, впервые встреченные в разрезе скв. Т-29, соответствуют географическим широтам и стратиграфическим уровням стратотипических разрезов Северной Европы. Поэтому можно более уверенно датировать возраст отложений отдельных стратонев эоцена, вмещающих исследуемые комплексы окраины юго-востока Западной Сибири. Далее проведено сопоставление изученных комплексов юго-востока с соответствующими комплексами центрального района, что дало возможность уточнить возраст местных стратиграфических подразделений морского палеогена Западной Сибири.

Исследование комплексов фораминифер, а также условий осадконакопления привели к выводу, что палеогеновая трансгрессия была максимальной в зеландское (талицкая свита) и ранне-среднеэоценовое время (нижне-среднелюлинворская подсвита). С бартонского века (среднелюлинворская подсвита – верхние слои) началось постепенное сокращение западносибирского бассейна. В позднем эоцене (верхнелюлинворская подсвита или нюрольская свита) обстановка значительно изменилась. Ввиду сокращения размеров западносибирского бассейна и повсеместного его обмеления агглютинированные фораминиферы на данном стратиграфическом уровне в пределах более глубоководных фаций центрального района встречаются редко, их раковины в большей степени грубозернистые, зачастую недостаточно хорошей сохранности и обедненного видового состава.

В самых верхних слоях верхнелюлинворской подсвиты в центральном районе фораминиферы встречаются еще реже, плохой сохранности, пиритизированы и чаще представлены обломками устьевых камер реофацид.

На исследуемой территории (разрез скв. Т-29) юго-востока западносибирского бассейна на этом стратиграфическом уровне встречены в основном окварцованные псевдоморфозы роталиид, нонионид, эльфидид и других форм, очень приблизительно определенные до рода. Подобное обеднение позднеэоценового комплекса наблюдается и в разрезах Северной Европы. Это указывает на общее поднятие территорий Европы и Западной Сибири, что сказалось на изменении и в основном обеднении систематического и количественного состава комплексов микрофауны.

Можно предположить, что пути миграции североевропейских фораминифер проходили через северные территории Европы, проливы на севере Урала и далее в более подходящие для жизни окраинные и в основном южные районы Западной Сибири. Не исключен и обратный путь их расселения. Но более детально изучены фораминиферы отдельных веков палеогена в стратотипических разрезах Северной Европы, что позволило, как указывалось, уточнить возраст как прибрежно-морских ассоциаций преимущественно известковых бентосных, реже планктонных фораминифер, так и аналогичных комплексов агглютинированных кварцево-кремнистых форм из относительно глубоководных фаций центрального района Западной Сибири.

ЦИКЛИЧНОСТЬ СТРОЕНИЯ НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ НА ЮЖНОЙ ОКРАИНЕ СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

Б.В. Полянский (РГГРУ, Москва, Россия)

Проблема выявления процессов образования продуктивных осадочных бассейнов приобретает огромное значение в последние годы в связи с поисками новых угленосных и нефтегазоносных площадей на территории России, в частности – приуроченных к бассейнам дельтового типа. Осадочные модели современных дельтовых комплексов разработаны достаточно детально на примере дельт Миссисипи, Нигера, Инда, Ганга и др., чего не скажешь о древних, к которым можно отнести и рассматриваемые ранне-среднеюрские бассейны, сформированные вдоль южной окраины Скифской плиты.

Тоар-байосская тонко-терригенная формация, мощностью около 4-х км, слагает основные разрезы мезозойских отложений восточнее субмеридионального Ставропольского поднятия в Юго-Восточном Дагестане. Здесь наиболее полные разрезы юрских отложений, вскрытые по бортам рек Чанты-Аргун, Аварское Койсу, Кара-Койсу, Чирахчай и др., представлены ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями и пластами углей и мелководно-морских известняков. Эти разрезы можно отчётливо разделить на три корреляционно-способных осадочных мегацикла: тоарский, тоар-ааленский и байосский, которые подразделены, в свою очередь, на циклы более низких порядков. Фациальный состав отложений сменяется в каждом мегацикле, снизу – вверх по разрезу, от аллювиально-дельтовых, местами угленосных, озёрно-болотных, к мелководно-морским терригенным, до более глубоководных терригенно-карбонатных. Границы мегациклов фиксируются внутриформационными перерывами, размывами вплоть до крупного перерыва в конце батского века с несогласным налеганием известняков верхнего келловоя. Последние повсеместно, в пределах южной окраины Мезотетиса, фиксируют обширную морскую трансгрессию, определяя, тем самым, верхнюю границу рассматриваемой осадочной толщи. Нижняя граница тоарского мегацикла достаточно неопределенная. Местами, к северо-западу, отложения тоара переходят стратиграфически ниже в отложения плинсбаха (псебайская свита), но, как правило, низы разреза в Юго-Восточном Дагестане не вскрыты. Нижний контакт с известняками PZ-T был зафиксирован в северо-западных районах Прекавказья, в бассейне р. Малая Лаба.

Комплекс выявленных фациальных признаков рассмотренных отложений, определенных остатков растительной органики и морской фауны, как и анализ мощностей мегацикла, в разных пересечениях, определили динамику, в целом, дельтовой седиментации в восстановительных гумидных условиях среды, существовавших в тоарское и байосское время. Процессы лавинного терригенного осадконакопления были особенно свойственны первому, тоарскому мегациклу в пределах свиты ири (лабинская свита в бассейне р. Малая Лаба). Эти процессы привели к компенсации бассейна при скоростях седиментации более 1000 Б (единиц Бубнова).

В конце ааленского времени (конец второго мегацикла) продолжавшееся опускание дна бассейна создало благоприятные условия для широкого распространения постепенно нараставшей морской трансгрессии, что доказано составом песчано-глинистых пород хивской свиты, появлением известняков и мелководной морской фауны.

В байосское время (третий мегацикл) формирование бассейна завершается сначала морскими мелководными, а затем относительно глубоководными карбонатно-глинистыми отложениями кумухской, игатлинской и цудахарской свит, при умеренных скоростях седиментации, свойственных зоне сублиторали глубоководного шельфа, т.е. от 10 до 100 единиц Б.

После значительного временного перерыва в позднем бате – раннем келловее, в позднем келловее сформировался иной тип морского бассейна с мощным накоплением карбонатов. Он ознаменовал длительный морской режим, который установился на северной окраине океана Мезотетис.

Таким образом, в результате проведенного анализа были выявлены особенности фациального состава юрских отложений, который менялся в зависимости от динамики процессов седиментации, изменение мощностей рассмотренных мегациклов. В итоге было установлено общее снижение скорости лавинной седиментации при формировании осадочных комплексов дельтового типа от начальных процессов компенсации бассейна в ранней юре вплоть до трансгрессии в келловее на южной окраине Скифской плиты в юго-восточном Дагестане. Выделенные три мегацикла можно условно, по динамике их формирования, разделить на регрессивный – тоарский, относительно стабильный – тоар-байосский, и трансгрессивный – байосский.

ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ УРОВНИ СЕВЕРНОГО УСТЮРТА

В.Г. Пронин («Аэрогеология», Москва, Россия)

Устюрт представляет обширное каменистое плато, бронированное известняками сарматского возраста, расположенное между Каспийским и Аральским морями и возвышающееся над примыкающей с севера и запада равниной на 100-300 м. На протяжении всего миоцена здесь формировались осадки обширного Паратетиса. После его распада долгое время считалось, что морской бассейн покинул площадь Устюрта в раннепонтическое время и в дальнейшем обрывы плато (чинки) препятствовали проникновению каспийских трансгрессий на его территорию. Южнее Устюрта такого барьера не было и длительное время в плиоцене существовал единый Арало-Каспийский бассейн. Для Северного же Устюрта вся плиоцен-четвертичная история сводилась к констатации пролювиально-аллювиальных и озерно-аллювиальных образований, формировавшихся вплоть до хвалынской трансгрессии. До настоящего времени сохраняется парадоксальная ситуация, когда максимальные отметки акчагыльской трансгрессии на севере Прикаспийской впадины устанавливаются на уровне 180-200 метров, а на юге(Северный

Устюрт) они совершенно не отмечены. Только хвалынскому морю, доходившему до абсолютных отметок +48 метров, приписывается абрадирование чинков плато и образование абразионно-аккумулятивных и аккумулятивных террас и береговых валов.

Еще в 50 годах XX века на юге Устюрта во впадине Ассаке-Аудан были обнаружены апшеронские отложения на отметках до плюс 90м. Даже если ориентироваться на эту цифру, то большая часть Северного Устюрта окажется покрытой апшеронским морем, которое омывало и восточные чинки, захватывая весь Аральский бассейн. Но акчагыльская трансгрессия была еще более обширной. Северная береговая линия Акчагыльского моря устанавливается на абсолютн. отметках 180-200 метров. Поэтому вывод об отсутствии следов морских трансгрессий на площади Северного Устюрта нельзя признать обоснованным. Более тщательные исследования привели к открытию ряда террасовидных уровней выше хвалынских на отметках до 200 метров.

Уровень 60 метров – бакинский был известен еще в 60 годах прошлого века, когда южнее поселка Бейнеу четвертичные образования были подтверждены фаунистическими определениями П.В. Федорова. Фрагменты этой террасы в виде пласта конгломератов и галечников мощностью до 1-2 метров, состоящего из валунов и гальки миоценовых пород Устюрта и гальки уральских пород, перекрытых песчано-алевритовыми разностями известны по периферии солончака Шомыштыколь, южнее останца Токсанбай, по северному борту субширотного понижения Донгузтау. Считать их озерными с локальным распространением не представляется возможным, т.к. не фиксируется какая-либо преграда, отделяющая рассматриваемый водный бассейн от Каспийского моря. Чинки образовались значительно раньше начала бакинской трансгрессии. По северному борту Донгузтау бакинские конгломераты перекрывают миоценовый оползень на расстоянии 20 км от современной линии чинка, а у мыса Мынсуалмас подошва плиоценовых отложений залегает на отметках минус 90м.

Уровень 80 метров – Ащысайский. Один из наиболее устойчивых и четко выраженных. Определен в овраге, впадающим в Аяксор. В низовьях ширина оврага достигает 1 км, а длина в пределах плато свыше 5 километров. По берегам оврага на уровне 80 метров прослеживается пласт конгломератов до 2 метров мощности, перекрытый песчано-алевритовыми терригенными образованиями общей мощностью до 7 метров. Они выходят к чинку по обеим сторонам оврага и какое-то расстояние на север и на юг фиксируют искомый уровень, а затем оказываются уничтоженными последующим размывом. Абсолютные отметки чинка здесь составляют плюс 120 метров, поверхность Аяксора имеет отрицательные значения и крутизна чинков близка к вертикальной. Южнее Аяксор узким перешейком отделяется от сора Шомыштыколь. Поверхность перешейка выработана в миоценовых породах и прислоняется к чинку на уровне 80 метров. Западнее она значительно расширяется и с небольшим уклоном продолжается до отметок плюс 60 метров, где срезается уровнем бакинской террасы. Фрагменты ащысайской террасы

прослеживаются западнее г. Жилтау и занимают обширные площади на плато южнее жел. станции Бейнеу, образуя протяженный субширотный залив. По западному берегу сора Асмантай-матай фиксируются береговые валы этого уровня, что свидетельствует о проникновении вод далеко на территории Северного Устюрта по осевой зоне Североустюртского прогиба.

Уровень 100 метров - Сарыкамышский. Песчанистые известняки и конгломераты установлены по северной периферии Сарыкамыша во впадине Ассаке-Аудан на отметках около 90 метров с фауной моллюсков верхнеапшеронского возраста. На Северном Устюрте фрагменты этого уровня присутствуют по западному борту сора Мынсуалмас, по южному обрамлению впадины Донгустау. При этом уровне море заливало большую часть Северного Устюрта, распространяясь через Бейнеуский залив и через узкую горловину оврага Ащыса.

Уровни 120 и 140 метров устанавливаются по поверхностям, примыкающим к сорам Косбулак, Донгелексор и Асмантай-Матай в самой центральной части Северного Устюрта. В основании этих поверхностей прослеживаются галечники мощностью до полутора метров с примесью разнозернистого песка, перекрытых краснобурими глинами и глинистыми песками мощностью до 10 метров. Отложения этих террас описывались, как озерно-аллювиальные, но озеро предполагает наличие берегов, а они открыты на запад, вплоть до береговых обрывов правобережья Волги. Кроме того, уровень 140 метров является также одним из наиболее устойчивых и прослеживается грубообломочными образованиями мощностью до 3 метров, переходящими в конгломерат, по чинкам севернее впадины Донгустау и в Кызылкузском амфитеатре.

Наиболее высоким устойчивым уровнем на Северном Устюрте является Ащеайрыкский. Он начинается с отметки 180 метров. На этом уровне по правому борту оврага Айщеайрык к чинку прислоняются известняковые конгломераты мощностью до 2,5 м, спускающиеся в сторону Предустюртской равнины до отметок около 160 метров.

Таким образом, уже начиная со стометрового уровня, большая часть плато Северного Устюрта оказывается перекрытой морскими водами и выделяемые при геологических съемках озерно-аллювиальные террасы – это не что иное, как следы трансгрессий Каспийского моря.

ГЕОДИНАМИКА ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КОВЫКТИНСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Л.А. Рапацкая, Ю.А. Бланкова (ИрГТУ, Иркутск, Россия)

Становление новой парадигмы эволюции литосферы – тектоники литосферных плит заставило пересмотреть теоретические воззрения на условия образования и миграции углеводородов (УВ).

Согласно мобилистской концепции, генерация УВ могла происходить в различных геодинамических обстановках: в областях устойчивого и длительного прогибания с накоплением мощных толщ осадочных отложений; в узких, линейно вытянутых рифтовых бассейнах со своеобразным геодинамическим режимом; в зонах столкновения литосферных плит, где процессы субдукции на конечных этапах переходили в субдукционно-обдукционные.

Значительная часть нефтегазоносных бассейнов, сформировавшихся на преобразованных пассивных окраинах древних платформ Лавразийского сегмента – Предкарпатский, Тимано-Печерский, Волго-Уральский, Предаппалачский, Предверхолянский, Предпатомский (подчеркнуто авторами) и др. – относятся к коллизионному типу.

По нашим представлениям, зонам генерации УВ в отдельных структурах Сибирской платформы соответствует *аккреционно-коллизионная модель*, при которой пассивная окраина активизируется вследствие островодужного наращивания и последующего столкновения с новообразованным орогеном. На окраине континента формируются краевые прогибы (например, Предпатомский прогиб), которые затем перекрываются надвинутыми с соседней складчатой области или, иначе говоря – аккреционного орогена, чешуйчатыми блоками новообразованной континентальной коры. Разновозрастные аккреционные орогены, прилегающие к Сибирскому кратону, определяют возраст соответствующих нефтегазоносных бассейнов.

Для геодинамической реконструкции выделения нефтегазоносных зон (областей, поясов) на Сибирской платформе следует определить их структурное положение с позиций тектоники литосферных плит. Согласно современным представлениям, Сибирский кратон в неопротерозойское время входил в состав суперконтинента Родиния. Время распада этого континента различными авторами трактуется по-разному, охватывая период от 1000 до 650 млн. лет, но все признают, что в результате его раскола образовались отдельные сегменты и произошло раскрытие Палеоазиатского океана, т.е. внутриконтинентальный рифтинг по мере своего развития привел к образованию крупного океанического бассейна. Очертания этого бассейна реконструированы по выходам офиолитовых ассоциаций возрастом около 1 млрд. лет, распространенных на огромной территории от Восточных Саян до Енисейского кряжа. По краям формирующегося океана возникали пассивные окраины континентов, где происходило накопление мощных толщ осадков, сносимых с континента.

Но уже на границе венда – нижнего кембрия геодинамическое развитие региона характеризуется причленением к Сибирскому кратону раннекембрийских террейнов, рифейских офиолитовых комплексов и островодужных систем, сопровождавшимся мощным тектогенезом. Режимы аккреционных обстановок окраин Сибирского и Северо-Азиатского кратонов были реконструированы и по результатам исследований, проведенных по международному проекту «Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана».

Наибольшего внимания среди структур древних кратонов заслуживают преобразованные пассивные окраины аккреционно-коллизийного типа, где были сформированы основные нефтегазовые месторождения Сибирской платформы по аккреционно-коллизийной модели.

Аккреционно-коллизийная модель предусматривает сгужение огромных масс осадков с рассеянным органическим веществом (аккреционные призмы) и их частичное затягивание непосредственно в зону поглощения, где они попадают в жесткие термобарические условия. Находясь под действием высоких температур (100 – 400⁰С) в течение 1 – 2 млн. лет, органика оказывается в очень благоприятных условиях для нефтегазообразования, когда за короткий промежуток времени она трансформируется в газ и капельно-жидкую нефть.

Подтверждением правомочности существования этой модели может служить Ковыктинское газоконденсатное месторождение (КГКМ), которое входит в двадцатку крупнейших в мире разведанных месторождений природного газа. КГКМ территориально расположено в Жигаловском районе Иркутской области, а в тектоническом отношении приурочено к юго-западному замыканию Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА), которая является продолжением перегиба между Саяно-Енисейской депрессией и Ангаро-Ленской ступенью. С юго-востока НБА ограничена Предпатомским региональным краевым прогибом (ПРКП).

НБА и ПРКП входят в структуру Предпатомского осадочного бассейна (ПОБ). В палеоплане ПОБ занимал значительно большую территорию, а главный очаг нефтегазоносности располагался на территории современного Байкало-Патомского нагорья, где в отложениях рифея и венда широко распространены обладающие высоким потенциалом генерации углеводородов черносланцевые формации. Результатом развития аккреционно-коллизийного режима является тектоническое строение НБА, которая представляет собой выступ кристаллического фундамента ступенчато-чешуйчатого блокового строения, вытянутый в северо-восточном направлении на 800 км при ширине 250 км, разбитый серией взбросо-надвигов с падением их сместителей в сторону краевого прогиба.

Бурением подтверждено наличие надвиговых структур на глубоких горизонтах внутренних частей Сибирской платформы. На Ковыктинской площади двумя скважинами вскрыты две тектонические пластины кристаллосланцев и кварцитоподобных пород возрастом 2,5 – 2,6 млрд. лет, разделенных рифей-вендскими отложениями. Наиболее ярким аргументом проявления блоковой тектоники является двоекратное вскрытие бурением пород фундамента в скв. № 31 Аянской площади. После шестиметрового блока гранитов вскрыт обычный осадочный разрез терригенных отложений, ниже которого находятся породы фундамента.

В результате переинтерпретации геолого-геофизических сейсморазведочных материалов с позиций чешуйчато-надвиговой тектоники зоны сочленения Непско-Ботуобинской антеклизы и Предпатомского прогиба выявляется сдвигание продуктивных горизонтов по надвиговым поверхностям

в целом ряде нефтегазоносных площадей: Мурбайской, Нижнепеледуйской, Пилюдинской и др. Также сдвигание разреза отмечается по разрезам скважин на Междуречинской, Дулисьминской и Аянской площадях.

О шарьяжно-надвиговой тектонике свидетельствует и коренная перестройка структурных планов по поверхности фундамента, кровле вендского терригенного комплекса, по подошве осинского горизонта и другим вышележащим поверхностям, вплоть до кровли литвинцевской свиты.

Осложнение структурных планов в пределах НБА на участках проявления соляной разрывной тектоники, траппового магматизма, выщелачивания солей наблюдаются в пределах Марковского, Ярактинского, Аянского и других месторождений. Перестройка структурных планов в свою очередь приводила к изменению путей миграции и условий аккумуляции УВ.

Подводя итоги вышеизложенному, можно сделать *следующие выводы*:

1. Непско-Ботуобинская антеклиза, в пределах которой расположен целый ряд нефтегазоносных месторождений, в том числе и крупнейшее Ковыктинское, осложнена структурами, имеющими сложное ступенчато-чешуйчатое блоковое строение и входит в систему шарьяжно-надвиговых поясов, сформировавшихся на активизированных пассивных окраинах Сибирского кратона, которые в значительной мере контролируют крупнейшие нефтегазоносные бассейны.

2. Шарьяжно-надвиговое строение НБА подтверждается сдвиганием разрезов на многих нефтегазоносных площадях.

3. Формирование КГКМ происходило по аккреционно-коллизивной модели нефтегазогенерации, которая образуется в зоне непосредственного сочленения краевой структуры платформы и ее складчатого обрамления.

4. Современное положение нефтегазовых месторождений в НБА является, по-видимому, не только результатом их происхождения, но и возможного переформирования за счет латеральной и вертикальной миграции нефти и газа, что в определенной мере подтверждается перестройкой структурных планов и сдвиганием отдельных частей разрезов.

5. Все продуктивные скважины в НБА остановлены на границе «чехол – фундамент». В связи с расслоенностью пород кристаллического фундамента необходимо углубление бурения с целью возможного вскрытия поднадвиговых нефтегазоносных залежей

О ТИПАХ МИКРОСТРУКТУРЫ ПРИЗМАТИЧЕСКОГО СЛОЯ МЕЛОВЫХ ИНОЦЕРАМОВ КРЫМА

А.А. Сазонова, С.А. Валетов (РГГРУ, Москва, Россия)

У раковин иноцерамов хорошо развит призматический слой. На его верхней и нижней поверхностях существует микроскульптура, отражающая структуру призматического слоя. Призматический слой не всегда сохраняется.

Но микроскульптуру часто удается наблюдать на отпечатке. Изучать ее можно, используя реплики из клея ПВА.

Ранее в Бахчисарайском районе микроскульптура (двух типов) была установлена только у сеноманских иноцерамов. Авторы изучили микроскульптуру на поверхностях призматического слоя и на отпечатках из разных горизонтов верхнего мела Бахчисарайского района. Установлены следующие типы микроскульптуры:

1. Крупные многоугольные ячейки с четкими углами.
2. Крупные многоугольные ячейки с округленными углами.
3. Мелкие многоугольные ячейки с четкими углами.
4. Мелкие многоугольные ячейки с округленными углами.
5. Многоугольные ячейки разного размера, расположенные концентрическими полосами.
6. Многоугольные ячейки разного размера, расположенные беспорядочно.

В разных частях одной и той же раковины характер и размер ячеек существенно не изменяются.

В трех случаях на сохранившемся призматическом слое ячейки внешней поверхности значительно мельче, чем внутренней.

Микроскульптура раковин одного стратиграфического подразделения примерно одинакова. У сеноманских иноцерамов преобладают ячейки с четкими углами, у более молодых – с округленными.

Описание микроскульптуры следует ввести в видовые характеристики иноцерамов. Ее можно использовать в стратиграфических целях, особенно в тех случаях, когда материал фрагментарный и не может быть определен до вида по стандартной методике.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ: ТЕРМИНОЛОГИЯ

И.М. Симанович, М.И. Тучкова (ГИН РАН, Москва, Россия)

Под термином «литогенез» мы понимаем всю совокупность процессов, определяющих формирование осадков, их превращение в осадочные породы и дальнейшее преобразование, вплоть до метаморфизма зеленосланцевой фации. Мы предлагаем, в рамках общего понятия «литогенез», различать две надстадии: формирования и последующего преобразования осадочных горных пород – «седиментогенез» и «постседиментационный литогенез» (рис.1). Постседиментационный литогенез – это преобразования осадков в горные породы (вплоть до метаморфизма фации зеленых сланцев), происходившие как в недеформированных, так и в деформированных осадочных бассейнах (ОБ).

А.Г.Коссовская, В.Д.Шутов (1976), Н.В.Логвиненко (1968), а также многие другие отечественные и зарубежные ученые придерживались концепции, согласно которой переход от литогенеза погружения (катагенеза) к метаморфизму происходит постепенно, по мере накопления перекрывающих

осадочных толщ. На основании результатов собственных исследований и анализа литературных данных (Симанович, Япаскерт, 2005, Симанович и др., 2004) разработана принципиально иная концепция, которая заключается в следующем: главными факторами, определяющими тип и характер процессов постседиментационного литогенеза осадочных комплексов, являются их принадлежность к тому или иному типу ОБ и разнообразные проявления геодинамической эволюции этих бассейнов, отражающиеся в различном флюидном режиме недеформированных и деформированных ОБ (Маракушев, 1988). По данным этого исследователя, в недеформированных ОБ литостатическое и флюидное давление примерно равны ($P_s = P_f$), что препятствует осуществлению метаморфических реакций дегидратации и декарбонатизации. Развитие дислокаций создает особый (метаморфогенный) режим преобразования осадочных пород, так как при этом ($P_s \gg P_f$).

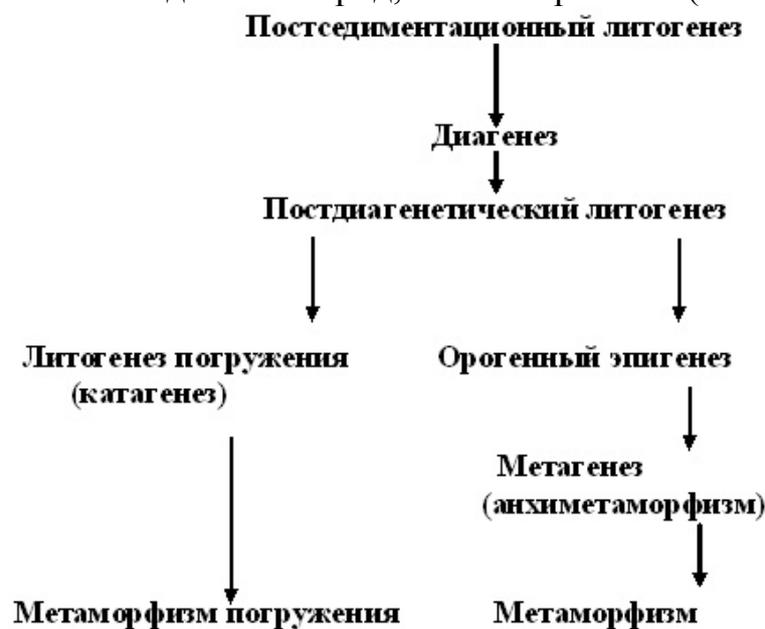


Рис. 1.

Главный признак литогенеза погружения (катагенеза) – вертикальная прогрессивная зональность преобразования структур пород, аутигенного минералогенеза и трансформации органического вещества, которые достаточно явно коррелируют с палеоглубинностью, палеотемпературным градиентом, а также с ростом литостатического и флюидного давления при ($P_s = P_f$). Важными факторами являются скорость погружения дна ОБ, компенсируемость или некомпенсируемость впадины осадками. Высокая скорость осадконакопления характерна для пассивных окраин континентов и рифтогенных структур, относительно низкая – для синеклиз платформ и низкая (прерывистое малоамплитудное погружение) – для антеклиз. В молодых тектонических впадинах платформенного типа и в предгорных прогибах Альпийского пояса в преимущественно глинистых комплексах нередко осуществляются процессы элизионного катагенеза (Холодов, 2006). При этих процессах происходит внутреннее перераспределение газоводных флюидов:

переход их в песчаники или трещины, в результате чего состав минералообразующих растворов формируется в ходе погружения и постседиментационного преобразования глинистых толщ.

Термин «орогенный катагенез» (Лукьянова, 1995) неудачен, так как приставка ката- означает «вниз». Поскольку главным фактором, определяющим синскладчатые постседиментационные процессы в деформированных ОБ является боковое давление (стресс), «катагенез» в этом понятии должен быть заменен на термин свободного пользования «эпигенез». *Орогенный эпигенез – это стадия (зона) преобразования осадочных пород, осуществляющихся в условиях складчатых деформаций и стресса и отличающаяся от литогенеза погружения (катагенеза) флюидным режимом ($P_s > P_f$) и, как следствие, иным характером перераспределения растворенного вещества.* Нами показано (Симанович и др., 2004) на примере тоар-ааленских отложений Южного Дагестана, что литификация песчаных пород в условиях сжатия при складкообразовании, проявилась в развитии структур растворения между обломочными зернами. Однако перераспределения растворенного вещества внутри пласта не происходило: прожилки, рассекающие песчаники состоят из кварца и хлорита; их контуры расплывчаты; по-видимому, они являются зонами фильтрации, образовавшимися в ослабленных зонах еще не полностью литифицированных пород.

Анхиметаморфизм (метагенез) – завершающая стадия постседиментационного литогенеза, осуществляющаяся в складчатых, деформированных ОБ и характеризующаяся низкими значениями индекса Кюблера (0,42 – 0,25), а также структурами пород, генетически обусловленными проявлениями кливажа. Метагенез, приуроченный к флангам зонального метаморфизма, является самой низкоградиентной ступенью метаморфизма: метаморфизованные осадочные горные породы не содержат типичных метаморфических минералов. Зональный метаморфизм подобного типа связан с термальными куполами, возникающими при коллизионных процессах, которые проявляются в сжатии и скучивании земной коры.

На основании математического моделирования В.В.Ревердатто с соавторами (1992) допускают реальное существование *метаморфизма погружения* в наиболее глубоко погребенных рифтогенных ОБ. Они считают, что в основании этих депрессий метаморфизм может достигать пренит-пумпеллиитовой и, редко, зеленосланцевой фаций. Однако анализ материалов, опубликованных по Тюменской (СГ-6) сверхглубокой скважине (Япаскерт и др., 1997) позволяет предположить, что высокие палеотемпературы в основании разреза терригенных толщ не могут быть объяснены лишь возрастанием температуры по мере погружения осадочных толщ в соответствии с нормальным геотермическим градиентом: наблюдается нелинейный характер возрастания палеотемпературного режима по мере роста глубины погружения пород.

Таким образом, необходимо различать два типа литогенеза – в недеформированных и в деформированных бассейнах, каждый из которых сформирован в определенных геодинамических условиях (табл. 1).

Таблица 1. Геодинамические типы постседиментационного литогенеза

Типы ОБ	Стадии постседиментационного литогенеза		Примеры (ссылки)
	недеформированные ОБ	деформированные ОБ	
Древние и молодые платформы	Диагенез ↓ Катагенез		Копелиович, 1965 Осадочные бассейны, 2004 Симанович, 1978 Симанович, 2000 Симанович, Япаскурт, 2002
Рифты и авлакогены	Диагенез ↓ Катагенез ↓ Метаморфизм погружения	← Катагенез → Метакатагенез (анхиметаморфизм)	Логвиненко, 1968 Симанович, 2000 Япаскурт и др., 1997 Ревердатто и др., 1992 Ревердатто и др., 1995 Япаскурт, 2005
Пассивные окраины континентов	Диагенез ↓ Катагенез	← Диагенез → Орогенный эпигенез ↓ Метакатагенез (анхиметаморфизм) ↓ Метаморфизм	Лукьянова, 1995 Симанович, Япаскурт, 2002 Симанович и др., 2004 Коссовская, Шутов, 1955 Коссовская, Шутов, 1976 Симанович, Япаскурт, 2002 Симанович и др., 2004 Япаскурт, 1999 Кориковский, 1995
Активные окраины континентов	Диагенез ↓ Катагенез (цеолитовая фашия метаморфизма)	← Катагенез → Аккреционный эпигенез ↓ Метаморфизм глаукофанового типа	Чамов, Курносов, 2001 Coombs, 1960

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ И ПОДГОТОВКА ГЕОЛОГОВ ВЫСШЕЙ КВАЛИФИКАЦИИ

С.Д. Соколов (ГИН РАН, Москва, Россия)

В своей творческой деятельности М.В.Муратов много внимания уделял проблемам тектоники складчатых поясов. При этом разработки в области иерархии и классификации складчатых структур остаются актуальными и в настоящее время, несмотря на смену парадигмы в геотектонике.

Доклад посвящен тектонике складчатых поясов, строение и эволюция которых рассматриваются с позиций современных теоретических концепций, без знания которых невозможна профессиональная подготовка специалистов-геологов.

Предлагаемый специализированный курс "Тектоника складчатых областей" для студентов последнего года обучения и магистров состоит из трех блоков. Первый блок включает лекции, в которых рассматриваются теоретические и терминологические аспекты современных представлений о

строении и эволюции складчатых поясов. Особое внимание уделяется базовым положениям и понятийным особенностям четырех концепций: тектоника плит, плюмовая тектоника, коллаж террейнов и тектоническая расслоенность литосферы. Специальная лекция посвящена аккреционной тектонике, в которой обсуждаются базовые понятия тектонической аккреции, разные ее модификации, соподчиненность терминов аккреция и коллизия, целесообразность выделения аккреционных и коллизионных складчатых сооружений и др. Вопросы коллизии, играющие важную роль в становлении складчатых поясов, рассматриваются на примерах коллизии континент-континент, континент-островная дуга с элементами физического моделирования этих процессов.

Второй блок включает лекции, в которых рассматриваются структурные и вещественные аспекты геологии складчатых поясов: офиолиты, хаотические и метаморфические комплексы, а также комплексы метаморфических ядер, гранитоиды, особенности применения литологических, структурных, геохронологических методов, формационного и трекового анализа для решения задач с которыми геолог сталкивается при изучении складчатых поясов.

Третий блок – региональный включает лекции, в которых на конкретных примерах складчатых структур Кавказа, Урала и Северо-Востока России рассматривается их строение, тектоническая история и пути решения различных вопросов геодинамики и палеотектонических реконструкций.

Данный курс следует читать студентам старших курсов и магистрам.

РИФТОГЕННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АКТАУ-ДЖУНГАРСКОГО СИАЛИЧЕСКОГО МАССИВА

А.А. Третьяков (РГГРУ, Москва, Россия), К.Е. Дегтярев (ГИН РАН, Москва, Россия), К.Н. Шатагин (ИГЕМ РАН, Москва, Россия)

Актау-Джунгарский сиалический массив расположен в западной части каледонид Центрального Казахстана. От смежных структурно-формационных зон его отличает наличие докембрийского фундамента, сложенного различными метаморфическими породами, и венд-нижнепалеозойского терригенно-карбонатного чехла [1].

В состав комплексов фундамента и чехла входят магматические образования, преимущественно кислого состава.

Наиболее благоприятной для изучения докембрийских и нижнепалеозойских образований является северо-западная часть массива, расположенная в пределах Атасу-Моинтинского водораздела.

Здесь наиболее низкое структурное положение в разрезе фундамента занимает кварцито-сланцевая киикская серия (мощность более 2000 м). В верхней части серии преобладают песчаники, гравелиты и конгломераты, содержащие горизонты, обогащенные циркон-рутил-ильменитовым шликсом. Толщи, имеющие такое строение и состав, могут быть сопоставлены с

образованиями платформенного чехла. Кварцито-сланцевый комплекс с базальными конгломератами в основании перекрывается рассланцованными риолитами, трахириолитами, туфами и туфопесчаниками кислого состава алтынсынганской свиты (мощность более 2000 м).

Кварцито-сланцевые толщи и кислые эффузивы алтынсынганской свиты прорываются гранитоидными массивами (Узунжальский, Шумекский, Алабаска и др.) узунжальского комплекса.

В результате U – Pb датирования акцессорных цирконов из риолитов и гранитоидов были получены близкие оценки возраста данных магматических образований ~ 920 млн. лет [3]. Полученные данные свидетельствуют о синхронности их формирования и позволяют объединить кислые эффузивы алтынсынганской свиты и граниты узунжальского комплекса в единую вулcano-плутоническую ассоциацию [3,4]. Наряду с близким возрастом формирования риолиты и граниты обладают сходным спектром петро-геохимических характеристик, что указывает на комагматичность данных образований.

Петрографическое изучение гранитов узунжальского комплекса позволяет установить, что кристаллизация расплавов происходила в условиях низкого давления воды (0,5 – 2 кбар), высоких температур (1100 – 850°C) и активности фтора. Перечисленные условия характерны для анорогенных гранитов (А-тип) [5]. Связь рифейских вулканитов и гранитов с рифтогенным процессом подтверждается и их геохимическими особенностями. По распределению элементов примесей они обнаруживают большое сходство с кайнотипными кислыми магматитами континентальных рифтов (низкие содержания Ti, Ba, отчетливый Eu-ый минимум и т.д). Отличия заключаются в большей деплетированности рифейских магматических комплексов Nb и элементами группы HFS, что является более характерным для гранитов, сформированных в надсубдукционной обстановке.

Формирование кислых магматических комплексов с такой геохимической спецификой представляется возможным при незначительном участии мантийного вещества. При этом его роль сводится, главным образом, к температурному воздействию, вызывающему плавление корового материала.

Согласно Sm-Nd изотопным данным источником расплавов для риолитов и гранитов являлись породы древней континентальной коры ($\epsilon_{Nd} = -2,32 - 3,18$). Модельный возраст корового протолита – раннепротерозойский ($T_{DM} = 1,73-1,95$ млрд. лет) [4].

Комплексы рифейского фундамента с несогласием перекрываются отложениями венд-раннепалеозойского терригенно-карбонатного чехла. Для комплексов венд-ордовикского чехла характерна фациальная изменчивость, выражением которой являются различные пропорции карбонатных, терригенных и кремнистых пород в разрезах центральной и краевой частей массива.

Ранее считалось, венд-среднеордовикский этап эволюции массива является амагматичным, а к самым древним нижнепалеозойским магматическим

образованиям относились верхнеордовикские гранодиориты акжальского комплекса [1].

Наши исследования позволили впервые выделить раннеордовикские магматические породы, которые представлены кварцевыми монцонитами и сиенитами Шумекского комплекса, слагающими юго-восточную и восточную части одноименного полихронного массива.

U – Pb геохронологические исследования цирконов из кварцевых монцонитов юго-восточной части Шумекского массива позволили получить оценку возраста их формирования - 482 ± 2 млн. лет, что соответствует O₁. [2].

Эти данные позволяют относить Шумекский комплекс, возраст которого условно считался позднепротерозойским, к раннему ордовику.

По особенностям распределения элементов-примесей кварцевые монцониты Шумекского массива, как и граниты узунжальского комплекса, тяготеют к анорогенным образованиям. На тектоно-магматических дискриминационных диаграммах фигуративные точки составов попадают в область внутриплитного магматизма.

Отсутствие Eu – го минимума, положительная Nb-ая аномалия и большая обогащенность элементами группы HFS, по сравнению с рифейскими рифтогенными комплексами, указывают на значительную роль в процессе магмагенеза мантийного вещества.

Результаты Sm-Nd изотопных исследований также указывают на то, что наряду с породами континентальной коры значительную роль в процессе образования расплавов, родоначальных для раннеордовикских кварцевых монцонитов Шумекского массива играло мантийное вещество ($\epsilon Nd = -0,47$).

Таким образом, на основании имеющихся данных, можно сделать следующие выводы:

- в пределах Актау-Джунгарского сиалического массива выделяются два рифтогенных магматических комплекса – рифейский и раннеордовикский.

- рифейская активизация магматической деятельности, связанная с процессами континентального рифтогенеза, протекала при незначительной роли мантийного вещества и выразилась в становлении крупной вулканоплутонической ассоциации. Модельный возраст протолита, вовлекавшегося в плавление – раннепротерозойский.

- следующий этап тектоно-магматической активности, связанной с континентальным рифтогенезом, протекал одновременно с накоплением венд-нижнепалеозойского терригенно-карбонатного чехла и выразился в становлении субщелочных интрузий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дегтярев К.Е. Положение Актау-Джунгарского микроконтинента в структуре палеозойского Центрального Казахстана //Геотектоника, 2003, №4, с. 14-34.
2. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Раннепалеозойские гранитоиды Актау-Джунгарского микроконтинента (Центральный Казахстан)//Доклады Академии Наук. 2006, том 41, №1, с.80-84.

3. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Третьяков А.А. Докембрийские вулканические и гранитоидные комплексы Актау-Джунгарского массива (Центральный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану). Материалы совещания. Том 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С.82-85.
4. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б. Докембрийские магматические комплексы Актау-Джунгарского массива (Центральный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану). Материалы совещания. Том 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С.126-128.
5. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A – type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P.407-419.

МЕЛКИЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ИЗ САКМАРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО АФГАНИСТАНА

Т.В. Филимонова (ГИН РАН, Москва, Россия)

Впервые мелкие фораминиферы сакмарского возраста в Афганистане были найдены в нерасчлененных ассельско-сакмарских отложениях Северного Гиндукуша (Boulin, Bouux, F. de Lapparent et al, 1975), среди которых были отмечены только два вида *Hemigordius* ex gr. *reicheli* Lys и *Lasiodiscus minor* Reichel.

Нами было изучено три разреза сакмарских отложений в Северном Афганистане (разрезы Банги, Намакаб и Сурхаб), возраст которых датируется с помощью богатой фауны фузулинид (Leven, 1971).

В разрезе Банги, сложенном терригенными отложениями (мощностью 370 м) с небольшими прослоями карбонатов, залегающими на складчатых метаморфизованных сланцах, были опробованы 11 уровней известняков. Помимо сакмарских фузулинид на 4 уровнях обнаружены мелкие фораминиферы. Комплекс состоит из 11 видов и 7 родов. На двух уровнях комплекс фораминифер многочисленный, практически монородовой. Около 90% по количеству в нем занимают хемигордииды. Кроме них встречены редкие лагениды и тетратакисы.

Проходящими выше видами среди них являются *Neohemigordius tenuitescus* (Kir.) и *Geinitzina postcarbonica* Spandel. Только в этом комплексе в тетической области встречаются *Neohemigordius sverdrupensis* P. et M., *N. beauchampi* P. et M., *N. cf. liratus* C. et W., *N. sp.1*, *N. sp. 2*, *Arenovidalina* sp. 1 (Vachard, Krainer, 2001, Pl. 5, fig. 1), *Nodosinelloides* aff. *clavatoides* (Rauser et Scherb.), *Geinitzina* sp., *Syzrania* sp.

В других разрезах сакмарского яруса Северного Афганистана (разрезы 11326 и 12090) обнаружена отличная от описанной выше ассоциация мелких

фораминифер. Она состоит от 50 до 100 % из лагенид, от 0 до 50% из палеотекстуляриид и глобивальвулин. Среди палеотекстуляриид отмечены климакаммины и декереллы. Среди лагенид встречаются единичные раковины *Nodosinelloides longissima* (Sul.), *N. netchajewi* (Tcherd.), *Geinitzina longa* Sul., *G. postcarbonica* Spandel, *G. sp.*, *Pseudolangella aff. fragilis* S. de C. et D. (Vachard, Krainer, 2001, Pl. 7, fig. 19).

Сакмарские карбонатно-терригенные отложения в разрезе Намакаб мощностью более 600 м прорываются диабазами в самой нижней части разреза. Нижняя часть сакмарских отложений в основном сложена терригенными породами (сланцами и аргиллитами) с небольшими прослоями детритовых известняков. Верхняя часть представлена карбонатными породами – известняками с небольшими прослоями алевролитов, аргиллитов и песчаников с конгломератами в самой верхней части разреза. В разрезе Намакаб отобраны образцы с пяти уровней. В трех встречены очень редкие мелкие фораминиферы. Комплекс состоит из 9 видов, принадлежащих 7 родам. В этом комплексе преобладают тетратаксисты (33%), менее распространены лагениды (22%) и палеотекстулярииды (климакаммины и декереллы) (22%), глобивальвулины (11%) и эндотиры (11%) малочисленны. *Protonodosaria rauserae* Gerke, характерный для сакмарско-артинских отложений Пермского Приуралья, Печерского края, Пай-Хоя и Таймыра, в Тетисе отмечен пока только в этом разрезе. Вид *Nodosinelloides grandis* (Lip.) характерен и для других сакмарских отложений Тетической области. Кроме этих видов комплекс включает в себя единичные раковины *Deckerella sp.*, *Climacammina sp.*, *Tetrataxis conica* Ehrenb., *T. lata* Spandel, *Globivalvulina aff. samarica* Reitl., *Endothyra sp.*

В разрезе Сурхаб в карбонатно-терригенной толще сакмарского возраста мощностью более 1200 м, залегающей на метаморфизованном основании, фузулиниды обнаружены на 3 уровнях и только на одном уровне встречены мелкие фораминиферы. Комплекс малочисленный и бедный, состоит из 4 видов и 3 родов, среди них *Geinitzina sp.* и *Nodosinelloides grandis* (L.).

Сакмарский комплекс мелких фораминифер Северного Афганистана более разнообразный и многочисленный по сравнению с аналогичным комплексом Дарваза. В нем присутствуют разнообразные хемигордииды, отсутствующие на Дарвазе. Общим с Дарвазом является вид *Globivalvulina samarica* Reitl.

Комплекс мелких фораминифер Северного Афганистана менее разнообразный, по сравнению с комплексом из нижнесакмарских отложений Карнийских Альп из формации Цвейкофель (Vachard, Krainer, 2001). В Северном Афганистане, как и в Карнийских Альпах, обнаружены роды – *Globivalvulina*, *Endothyra*, *Climacammina*, *Arenovidalina*, *Neohemigordius*, *Protonodosaria*, *Nodosinelloides*, *Geinitzina*, *Pseudolangella*, *Syzrania*, а роды *Hemigordius*, *Pachyphloia*, *Frondicularia*, *Asselodiscus* и *Pseudovidalina*, характерные для Карнийских Альп, отсутствуют. В обоих районах, как и на Дарвазе (Филимонова, 2007), в сакмарском комплексе не встречаются брэдиины, очень характерные для нижележащих ассельских отложений. Виды *Nodosinelloides longissima* (Sul.), *N. grandis* (Lip.), *Pseudolangella aff. fragilis* S.

de C. et P. и *N. sverdrupensis* P. et M., найденные в Северном Афганистане, в Карнийских Альпах встречаются только в сакмарских отложениях. Виды *Geinitzina postcarbonica* Spandel и *Neohemigordius tenuitecus* (Kir.) появляются уже в ассельских отложениях формации Гренцланд в Карнийских Альпах. Вид *Arenovidalina* sp. 1 характерен только для формации Гренцланд.

Полученные данные по мелким фораминиферам позволили расширить представление о комплексах мелких фораминифер Тетической области.

В отличие от тетических разрезов, в сакмарских отложениях Арктической Канады комплекс мелких фораминифер более разнообразный, в нем отмечены помимо перечисленных выше роды *Bradyinelloides*, *Bradyina*, *Mesolasiodiscus* и другие (Pinard, Mamet, 1998). В Северном Афганистане обнаружено 9 общих с Арктической Канадой видов. Виды *Tetrataxis conica* Ehrenb. и *T. lata* Spandel характерны для всех нижнепермских отложений обоих районов. Виды *Neohemigordius sverdrupensis* P. et M., *N. beauchampi* P. et M. и *N. sp. 1* (Pinard, Mamet, 1998, Pl. 8, fig. 25) в Арктической Канаде встречаются только в сакмарских отложениях. Виды *Neohemigordius tenuitecus* (Kir.), *Nodosinelloides netchajewi* (Tcherd.), *N. grandis* (L.) и *Geinitzina postcarbonica* Spandel появляются в сакмарском ярусе и проходят выше, как в Тетической области, так и в районах Арктической Канады.

Различия в родовом составе сакмарских мелкофораминиферовых комплексов Тетической области и Арктической Канады носит как палеобиогеографический, так и факультативный характер. Для Тетической области (Северный Афганистан, Дарваз, Карнийские Альпы) характерны роды *Neohemigordius*, *Hemigordius*, *Protonodosaria*, *Nodosinelloides*, *Geinitzina*, *Globivalvulina*, *Tetrataxis*, *Polytaxis*, *Endothyra*, *Climacammina*, *Arenovidalina*, *Pseudolangella*, *Syzrania*, а также - *Pachyphloia*, *Frondicularia*, *Asselodiscus*, *Pseudovidalina*, *Hemidiscus*, *Asselodiscus*. В областях Арктической Канады из вышеперечисленных отсутствуют роды *Hemigordius*, *Pseudolangella*, *Pachyphloia* и *Frondicularia*, и присутствуют роды *Bradyina*, *Bradyinelloides*, *Tezaquina*, *Xingshandiscus*, *Mesolasiodiscus*, *Polarisella*, пока не обнаруженные в Тетической области.

Наличие в сакмарских комплексах видов *Neohemigordius sverdrupensis* P. et M., *N. beauchampi* P. et M., *N. tenuitecus* (Kir.), *Nodosinelloides grandis* (L.), а также других видов, впоследствии, при привлечении нового материала, вероятно, позволит выделить комплексную зону по мелким фораминиферам для сакмарского яруса Тетической области.

Работа поддержана грантом РФФИ № 06-05-65201.

ЛИТЕРАТУРА

1. Филимонова Т.В. Мелкие фораминиферы нижней Перми Дарваза // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография. 2007. Казанский гос. ун-т. С. 353-356.
2. Boulin MM. J., Bouyx E., F. de Lapparent A. et al. La transgression du Paléozoïque supérieur dans le versant nord de L'Hindou Kouch occidental, en Afghanistan // Comptes rendus Acad. Sc. Paris. 1975. T. 281. P. 497-502.

3. Leven E.Ja. Les gisements Permien et les fusulinidès de l'Afganistan du Nord // Notes et Mēmoires sur le Moyen-Orient. 1971. T. XII. 35 p.
4. Pinard S., Mamet B. Taxonomie des petits foraminifères du Carbonifère supérieur-Permien inférieur du bassin de Sverdrup, Arctique canadien // Palaeontographica Canadiana. 1998. № 15. 253 p.
5. Vachard D., Krainer K. Smaller foraminifers, characteristic algae and pseudo-algae of the latest Carboniferous-Early Permian Rattendorf Group, Carnic Alps (Austria / Italy) // Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. 2001. V. 107. № 2. P. 169-195.

ПОРЯДКИ ЦИКЛИЧНОСТИ УГЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ НА ПРИМЕРЕ МИНУСИНСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА

Л.В. Хабарова (РГГРУ, Москва, Россия)

Угленосные толщи определяются в первую очередь наличием в разрезе промышленных пластов угля простого или сложного строения. Пласты разделяются безугольными «междупластиями», которые состоят из чередования различных обломочных пород и могут содержать маломощные угольные прослои. Мощные угольные пласты имеют также неоднородное строение и могут включать в себя безугольные терригенные прослои. Повторяемостью этих двух основных элементов – безугольных пачек и угольных пластов – выражена цикличность угленосных толщ. Цикличность такого плана можно принять как базовую. Сложным строением угольных пластов и междупластий определяется более мелкая цикличность (высоких порядков). От базовой цикличности могут быть также отсчитаны и более крупные циклы (низких порядков).

Выделение циклитов как парагенезисов пород производится по направленности изменения какого-то признака. В качестве такого признака для терригенных толщ практически всегда принимается средний размер слагающих породу частиц, т.е. гранулометрический состав. В зависимости от направленности изменения гранулометрического состава выделяются ряды трансгрессивной и регрессивной направленности. Угольные пласты могут занимать положение как в конце регрессивного, так и в конце трансгрессивного рядов осадков.

Формирование угленосных толщ происходит на суше и в прибрежной зоне в обстановках озёрных, аллювиальных и прибрежных равнин и дельт. Поэтому логично увязывать базовую цикличность, выраженную повторяемостью в разрезе относительно мощных угольных пластов и междупластий, с цикличностью развития рельефа. Каждый цикл развития рельефа начинается с общего поднятия поверхности и понижения базиса эрозии, сопровождающимися активным врезанием речных долин, что отвечает так называемой «юной» стадии развития рельефа. Усиление эрозионной деятельности водных потоков выражается в преобладании грубых фаций в

разрезе. В процессе углубления и расширения речных долин наступает «зрелая» стадия развития рельефа. Со временем тектонические движения ослабевают и перестают компенсировать денудацию рельефа. «Зрелая» стадия переходит в «дряхлую», которая завершает цикл развития рельефа. В разрезе одряхление рельефа выражается в том, что преобладающую роль играют всё более и более тонкие отложения. Цикл завершается постепенной пенеппенизацией рельефа, то есть его выравниванием с образованием озёрно-аллювиальных равнин, старичных озёр и болот, где создаются благоприятные условия для торфонакопления. В таком случае пласты угля завершают трансгрессивный ряд осадков. В прибрежных обстановках этот ряд может заканчиваться отложениями с морской фауной.

В.П.Алексеев и Л.А.Ботвинкина придерживаются позиции так называемой «дельтовой» школы [2], заключающейся в том, что при постепенном изменении гранулометрического состава «наиболее правильно считать началом циклов седиментации смену трансгрессивного ряда осадков регрессивным рядом» [1]. Действительно, при формировании дельты образуется разрез регрессивной направленности. В месте впадения реки в морской бассейн в его прибрежной части на отложениях с морской фауной формируется подводная часть дельты – авандельта, которая заполняется терригенными осадками, выносимыми рекой с суши. По мере компенсации прибрежной части бассейна осадками прибрежная полоса наступает и авандельта мигрирует в сторону бассейна, а в разрезе прибрежные осадки сменяются более грубыми дельтовыми. При полной компенсации происходит осушение дельты и её заболачивание вдоль протоков, что ведёт к образованию торфа. Таким образом, в разрезе дельтовых отложений угольные пласты венчают ряд регрессивной направленности.

Цикличность различных порядков обусловлена различными причинами. Цикличность высоких порядков, выраженная наличием пропластков угля в безугольных пачках или терригенных пород в угольных пластах, вызвана миграциями в пространстве русел, дельт и других аккумулятивных форм, которые происходят на любой стадии развития рельефа.

Более крупная цикличность, выраженная в разрезе чередованием промышленно угленосных толщ (пачек, свит) со слабо угленосными и безугольными, связана с изменениями характера ландшафта. Эти изменения не носят глобальный характер и могут быть вызваны климатическими или тектоническими причинами. Ещё более крупная цикличность обусловлена появлением угленосных формаций как таковых в разрезе фанерозоя в начале и конце крупных тектоно-седиментационных циклов, когда существовали обстановки, благоприятные для длительного торфонакопления [4].

Цикличность различных порядков была выделена автором при описании угленосной толщи Бейского месторождения Минусинского угольного бассейна. Продуктивная толща месторождения сложена континентальными терригенными отложениями среднего-верхнего карбона-нижней перми. Эта угленосная серия завершает крупнейший мегацикл, соответствующий средне-позднепалеозойской тектоно-седиментационной эпохе («герцинской»). От основания вверх по разрезу снижается доля грубообломочных пород и

возрастает доля тонкообломочных и углистых пород. Толща имеет циклическое строение. Оно выражено в повторяемости в разрезе свит, нижняя часть которых сложена более грубыми породами, а верхняя – более тонкими.

Основание продуктивной толщи сложено конгломератами, нижняя часть которых выделена в *соленозёрскую свиту* (C_{1so}). Отложения свиты представлены конгломератами, песчаниками, гравелитами (70%), содержащими углистые аргиллиты, алевролиты, 10 угольных пластов и пропластков. Мощность отложений 70-80 м. *Сарская свита* (C_{1-2sr}) начинается с мощной пачки крупногалечниковых конгломератов и в целом сложена алевролитами (50%), чередующимися с песчаниками (23%), гравелитами, конгломератами (17%), углистыми аргиллитами (1,5%). В свите выделяется две подсвиты – более грубообломочная нижняя и менее грубая верхняя, сложенная преимущественно алевролитами (67%) с прослоями песчаников, гравелитов, редко конгломератов. Мощность свиты 200-220 м. *Черногорская свита* ($C_2\check{c}r$) начинается с пачки песчаников в основании, иногда с линзами конгломератов. Она подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита представлена чередованием песчаников (50-60%) и алевролитов (30-40%) с прослоями углистых алевролитов и аргиллитов, иногда линзами конгломератов, 10-11 угольными пластами. Верхняя подсвита – наиболее угленасыщенная часть продуктивного разреза. Она представлена преимущественно серыми алевролитами (65-75%), содержащими маломощные прослои песчаников, углистых аргиллитов, 7 мощных (3,2-15,6 м) выдержанных угольных пластов и 15 пропластков (17,5%). *Побережная свита* (C_3pb) сложена чёрными листоватыми аргиллитами (40-50%), тонкослоистыми алевролитами (20-30%) с прослоями светло-серых песчаников (15-25%). Мощность отложений 90-100 м. *Белоярская свита* (C_3bl) подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита представлена чередованием пачек серых алевролитов (48-71%), песчаников (22-35%), аргиллитов (10-16%), маломощных угольных пластов. Мощность отложений 300-340 м. Верхняя подсвита сложена тёмно-серыми алевролитами (65-70%), чередующимися с песчаниками (25%), аргиллитами, в том числе углистыми (1%), угольными пластами мощностью от 0,1 до 4,2 м. Мощность подсвиты 190-210 м. *Нарылковская свита* (P_1nr) представлена переслаиванием тёмно-серых алевролитов (43%), песчаников (37%), аргиллитов (7%), углей (11%), конгломератов (2%). В основании разреза свиты – пачка песчаников с прослоями конгломератов. От размыва сохранились 7 угольных пластов средней мощностью 1,5-3 м, самый мощный пласт – 6-9 м. Мощность свиты 135 м [3].

Во время работы на Восточно-Бейском разрезе Бейского каменноугольного месторождения, р. Хакасия, автором была задокументирована 80-метровая угленосная толща, представленная верхней частью черногорской свиты среднего карбона. Она является небольшим фрагментом описанной угленосной толщи Минусинского бассейна, и в ней выделяется цикличность более высоких порядков.

Базовая цикличность толщи определяется наличием в разрезе промышленных угольных пластов. В таком циклите можно выделить 2

элемента – нижний, представленный безугольным междупластием мощностью около 6-20 м, и верхний, представленный угольным пластом мощностью 1-13 м. Границы между циклитами резкие и проводятся по смене угольного пласта терригенной пачкой. Границы между элементами циклитов также относительно чёткие.

В описанном разрезе верхов черногорской свиты выделяется 5 базовых циклитов. Нижний циклит обнажён частично, выходит только верхний элемент, представленный слитными пластами 16'а-16-16а. Мощность «угольного» элемента 13,3 м, доля угля в нём составляет 71%.

Второй циклит залегает на первом с резкой границей, его составляют междупластье 16-18 и пласт 18. Мощность циклита 10,1 м. Нижний «безугольный» элемент сложен песчаниками, алевролитами, углистыми аргиллитами и углями общей мощностью 8,3 м. В основании междупластья залегает мощный (4,8 м) слой песчаников со стволами деревьев. Верхний «угольный» элемент связан с ним относительно резким переходом. Он представлен сплошной пачкой угля мощностью 1,8 м.

Третий циклит представлен междупластьем 18-19' и слитными пластами 19'-19'а. Он связан с нижележащим циклитом более плавным переходом. Нижний элемент представлен чередованием алевролитов и аргиллитов общей мощностью 6,45 м. Угольный элемент циклита имеет мощность 5,24 м и сложен углём на 80%. Общая мощность циклита 11,69 м.

Четвёртый циклит имеет мощность 15,35 м. Нижний элемент представлен чередованием песчаников и алевролитов, слагающих междупластье 19'а-19. В его основании залегает слой песчаника. Мощность междупластья 9,8 м. Верхний элемент мощностью 5,5 м представлен угольными пластами 19-19а, доля угля в которых составляет 76%.

Циклит №5 представлен междупластьем 19а-20' и угольным пластом 20'. Нижняя часть сложена чередованием гравелитов, песчаников, алевролитов, углистых алевролитов и углистых аргиллитов. Общая мощность циклита свыше 12 м.

В разрезах междупластий и угольных пластов выделяется более мелкая цикличность, обусловленная чередованием более и менее грубых отложений. Для подобной цикличности высоких порядков характерна «синусоидальность», то есть непрерывная смена трансгрессивно и регрессивно направленных рядов осадков, а также с выпадением крайних членов рядов. В междупластьях эта цикличность выражена относительно тонким (от 3 мм до 3 см) переслаиванием мелкозернистых песчаников и алевролитов. В угольных пластах сложного строения она выражается переслаиванием угля и углистого алевролита, реже углистого аргиллита.

Следует отметить, что аргиллиты в разрезе описанной толщи составляют всего 2,6% разреза. Доля углей в разрезе толщи достигает 30%. В строении толщи господствуют обломочные породы, характерные для орогенного режима осадконакопления: гравелиты (4%), песчаники (22%), алевролиты (42%). Это соответствует представлениям о том, что угленосная толща Минусинского

бассейна формировалась в обстановке межгорной впадины, на аллювиально-озёрной равнине.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев В.П. Литологические этюды. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006г.
2. Ботвинкина Л.Н. Алексеев В.П. Цикличность осадочных толщ и методика её изучения. Свердловск, изд-во Урал. Ун-та, 1991г.
3. Угольная база России. Т. 3. Угольные бассейны и месторождения Восточной Сибири. Гл. ред. В.Ф. Череповский М.: ООО «Геоинформцентр», 2002 г.
4. Цейслер В.М. Угленосные формации и эпохи торфонакопления. Изв. ВУЗов, Геология и разведка. 2004г., №4.

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОРОГЕНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ АРКТИКИ И СМЕЖНЫХ КОНТИНЕНТОВ

В.Е. Хаин, Н.И. Филатова (ГИН РАН, Москва, Россия)

Увлеченно работая над составлением тектонических карт различных рангов и масштабов, М.В.Муратов пристальное внимание уделял расшифровке строения орогенических поясов, прежде всего Урало-Монгольского и Средиземноморского. Однако соответствующие данные по Арктике в то время еще отсутствовали.

Современная структура Арктического региона Земли включает мозаику блоков докембрийской континентальной коры, спаянных позднепротерозойско-мезозойскими орогеническими поясами и разделённых впадинами с новообразованной, позднеюрской-кайнозойской океанической корой. Периферическое положение занимают докембрийские кратоны – Североамериканский, Восточно-Европейский и Сибирский. В центральной Арктике размещены блоки ещё одного континентального массива, восточно-арктический фрагмент которого Н.С. Шатский назвал Гиперборейской платформой, а Л.П. Зоненшайн и Л.М. Натапов позднее – Арктидой. В целом регион Восточной Арктики и смежной части Евразийской плиты охватывает фрагменты докембрийского Гиперборейского кратона, а также байкальских, каледонских и позднекеммерийского (среднемелового) орогенических поясов. Последний из них, с юга ограниченный средне меловой Южно-Аньюской-Кобук коллизией сутурой, представлен Новосибирско-Чукотско-Бруксовской складчато-покровной системой, состоящей из внутренней Чукотской зоны и фронтальной надвиговой зоны, к которой примыкают меловые синнадвиговые бассейны. Полярная область Восточной Арктики охватывает позднеюрские-меловые океанические котловины (Канадскую и Подводников-Макарова) и разделяющие их микроконтинентальные блоки (Ломоносовский, Менделеевский и Чукотский). Примыкающая к котловинам континентальная кора нарушена позднемезозойским-кайнозойским магматическим куполом Де Лонга (результат воздействия плюма) и рифтогенными синсдвиговыми осадочными бассейнами.

Синтез данных многих исследователей (Г.Е. Бондаренко, С.С. Драчева, Н.Б. Кузнецова, М.К. Косько, Л.М. Парфенова, С.Д. Соколова, А. Grantz, S.L. Klempereger, E.L. Miller, L.A. Lawver и др.) и авторских наблюдений выявил шесть главных эпох тектогенеза, имевших кардинальное значение для становления и преобразования континентальной коры в пределах Восточной Арктики и смежных регионов: мезопротерозойскую гренвильскую, поздневендскую-раннекембрийскую байкальскую, силурийскую-позднедевонскую каледонскую, герцинскую-раннекиммерийскую, средне меловую (позднекиммерийскую или брукскую) и альпийскую.

Гренвильский этап в середине мезопротерозоя ознаменовался распадом суперконтинента Пангея (или Мегагея). Между кратонами Лаврентия и Балтика возник бассейн с океанской корой, замыкание которого между 1200 и 900 млн. лет привело к оформлению Гренвильского орогенического гранулит-гнейсового пояса, вошедшего в состав нового суперконтинента Родиния. В результате распада Родинии в позднем рифее северо-восточное (в современных координатах) продолжение Гренвильского пояса Северной Америки и Скандинавии обособилось в самостоятельный континентальный блок Гипербореи-Арктиды, занявшего позднее центральное положение в Арктическом регионе. Данные сейсмопрофилирования позволяют предполагать, что в состав Гипербореи – Арктиды первоначально входили подводный хребет Ломоносова и поднятие Менделеева.

На **байкальском этапе** во второй половине позднего рифея в результате распада Родинии между обособившейся Гипербореей-Арктидой и континентами Балтика, Сибирь и Лаврентия возник бассейн с океанской корой, который просуществовал до конца протерозоя. В позднем венде – начале кембрия он замкнулся, что сопровождалось складчато-надвиговыми деформациями, региональным метаморфизмом и внедрением гранитоидов. Этот байкальский орогенический пояс вскрывается на п-овах Рыбачьем и Канине, в Тиманском кряже, на Полярном Урале, Пай-Хое, о. Вайгач, о. Южном Новой Земли и на севере п-ова Таймыр, в скважинах в пределах Тимано-Печорской плиты, а, кроме того, подстилает южную часть Баренцева и Карского морей и северо-западную часть моря Лаптевых. Эти байкалиды возникли в связи с коллизией Арктиды с Балтикой, а в случае Таймыра с Сибирью. Их продолжение к востоку установлено на основании изотопных датировок метаморфитов о. Врангеля, куполов Восточной Чукотки и п-ва Сьюард, а также хр. Брукса на Аляске. Датировки обломочных цирконов в породах Канадского Арктического архипелага (600-500 млн. лет) позволяют предполагать, что этот орогенический пояс мог протягиваться и севернее этого архипелага, в обрамлении кратона Лаврентия.

Каледонский этап включал две фазы орогенеза – скандскую и элсмирскую. В результате предшествовавших байкальских коллизий в кембрии Гиперборея-Арктида могла снова, как ранее в составе Родинии, сомкнуться с Балтикой, Сибирью и Лаврентией. Но уже на рубеже протерозоя-кембрия между Лаврентией и Балтикой произошло раскрытие океана Япетус, давшего впоследствии начало Северо-Атлантическим каледонидам. Этот бассейн

продолжался к северо-западу (в современных координатах) вдоль Северной Гренландии в Канадский Арктический архипелаг (ордовикские офиолиты Земли Пири) и в Арктическую Аляску, где его образования выделены во франклинский комплекс, а сложенная ими складчато-надвиговая система названа Иннуитской. Этот бассейн продолжался и далее к востоку, о чем свидетельствуют глубоководные терригенные и вулканогенные отложения ордовика-среднего девона, в частности, в архипелаге Де Лонга. Западнее этот бассейн продолжался в центральном Таймыре, где этому интервалу соответствуют глубоководные сланцевые образования, а затем, через Карское море, он мог соединяться с открывшимся в ордовике и достигавшим Новой Земли Уральским бассейном Палеоазиатского океана. Не исключено соединение этой восточной ветви ранне-среднепалеозойского океана Япетус с океанским пространством, существовавшим к востоку от Сибирского континента и принадлежавшим, возможно, уже Палеопацифику. Каледонский океанский бассейн замкнулся (с образованием соответствующих орогенических поясов) в две фазы – предсреднедевонскую скандскую и позднедевонско-предкарбоновую – элсмирскую. Первая была главной для Северо-Атлантических, но не Арктических каледонид, вторая – для последних, где она сопровождалась гранитоидным магматизмом.

Герцинский-раннекимммерийский этап. За элсмирским орогенезом в конце девона-начале карбона последовала эпоха рифтогенеза, широко проявившаяся в Восточной Арктике и Восточной Сибири. Этот рифтинг перерос в центральной Аляске и на Чукотке в спрединг, приведя в первом из этих регионов к образованию океанского бассейна Ангаючам, а во втором, на его западном продолжении – Южно-Аньюйского. Одновременно в нынешней Восточной Якутии появился Оймяконский океан, отделивший Колымо-Омолонский микроконтинент от Сибирского континента, и вероятно, соединявшийся с Южно-Аньюйским. Последовавший в позднем карбоне этап аккреции континентов в северном полушарии обусловил их объединение в Лавразию, а в конце перми в Пангею. Оформившийся при этом на п-ове Таймыр Карский пояс коллизионных гранитоидов возник, возможно, по крупной системе сдвигов, по которой произошло столкновение Карского фрагмента Гипербореи с Сибирским кратоном, перешедшее затем в обдукцию этого фрагмента на край кратона. На рубеже перми-триаса начинается раннемезозойский рифтогенез, сопровождавшийся мощным трапповым магматизмом на нескольких входящих в Пангею кратонах: Сибирском, Гиперборее, Южно-Китайском и др. В позднем палеозое-раннем мезозое продолжается спрединг в Южно-Аньюйском – Ангаючамском океанском бассейне, но его срединноокеанический хребет вряд ли простирался западнее меридиана 154° в.д. Выдвижение на северо-запад Южно-Аньюйского сегмента среднемеловой коллизионной сутуры связано, скорее всего, с его позднейшим перемещением по левостороннему сдвигу.

В раннем карбоне существовавшие к тому времени структурные элементы региона, судя по литологии осадков, переместились в арктические широты, ибо

более древние карбонаты, красноцветы и эвапориты накапливались в теплом аридном климате приэкваториальной области.

Позднекиммерийский среднемеловой этап. В конце триаса-начале юры (раннекиммерийская эпоха тектогенеза) возникла Пайхойско-Новоземельская складчато-надвиговая западно-вергентная система. Южный Таймыр при этом был надвинут на Сибирский кратон. Восточнее процессы рифтогенеза привели к раскрытию Канадской котловины Американо-Сибирского бассейна, которое началось в поздней юре или в готериве. При раскрытии этой котловины Чукотско-Аляскинская микроплита столкнулась с окраиной Сибирского континента, что вызвало закрытие Южно-Аньюйского-Ангаючамского океанского бассейна. Режим компрессии был усилен встречным перемещением Сибирского кратона и Приколымско-Омолонского миникратона. Следствием коллизии (с кульминацией в апте) явилась деформация чехла южной пассивной окраины Чукотско-Аляскинской микроплиты с образованием северо-вергентной Новосибирско-Чукотско-Бруксовской складчато-покровной системы. Эта система образует северное крыло орогена, южное крыло которого представлено Верхояно-Колымской коллизионной системой. Во внутренней зоне Новосибирско-Чукотско-Бруксовской орогенной системы региональный метаморфизм достиг амфиболитовой и гранулитовой ступеней, с образованием коллизионных гранитоидов, а также гранито-гнейсовых куполов Восточной Чукотки и п-ова Сьюард. Перед фронтом этой орогенной системы возникла цепочка краевых прогибов, включая бассейн Колвилл. А вдоль Южно-Аньюйской сутуры деформации сжатия сменились левосдвиговыми смещениями. В ходе среднемелового орогенеза в пределах Верхояно-Колымского коллизионного орогена произошло тектоническое совмещение (в основном по надвигам) океанических, окраинноморских и островодужных комплексов широкого возрастного диапазона – от палеозоя до поздней юры включительно; неоавтохтоном явилась меловая моласса, несогласно перекрывшая покровно-надвиговые структуры этой системы. В процессе коллизии был также деформирован восточный край Сибирского кратона и его шельфовый чехол с образованием западно-вергентной Верхоянской складчато-надвиговой системы. Коллизия сопровождалась здесь возникновением поясов коллизионных гранитоидов и Приверхоянского краевого прогиба.

На альпийском этапе (поздний мел-кайнозой) на большей части региона, относящейся к собственно Северному Ледовитому океану, получили преобладание процессы растяжения. Они привели к образованию котловин Макарова и Подводников в Центральной Арктике и крупных Восточно-Сибирского и Северо-Чукотского надрифтовых бассейнов, накопивших в течение этого этапа мощную толщу мелководно-морских и континентальных осадков. Западнее, в северной части бывшей Чукотско-Аляскинской микроплиты, уже сомкнувшейся с Евразийской, в среднем мелу возникло крупное куполовидное поднятие Де Лонга, происхождение которого связывается с нижнемантийным апвеллингом, синхронным Тихоокеанскому суперплюму. Процессы растяжения затронули и Новосибирско-Чукотско-Бруксовскую систему, в пределах которой возникла, в частности, Южно-

Чукотская и Хоуп впадины. С раскрытием в позднем палеоцене Евразийского бассейна структурный план Арктического региона приобрел современную конфигурацию. Отколовшийся от Баренцево-Карско-Лаптевского шельфа хребет Ломоносова занял свое современное положение между Новосибирским архипелагом и Гренландией, сместившись к востоку вдоль Хатангско-Ломоносовского трансформного разлома. В течение кайнозоя продолжалось погружение возникших к началу этой эры осадочных бассейнов, а в миоцене в пределах купола Де Лонга произошла новая вспышка плюмового вулканизма, свидетельствующая о «живучести» его очагов.

Работа выполнена в рамках Программы РАН № 14, РФФИ (грант 08-05-00748, 08-05-00539, 08-05-00565) и НШ 748. 2006. 5.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>В.М.Цейслер.</i> М.В. Муратов – 100 лет. Вместо предисловия.....	3
<i>В.П. Алексеев.</i> Нелинейность и коэволюция иерархических седиментационных и тектонических процессов при формировании нижнеплитного этажа Западно-Сибирского осадочного мегабассейна.....	5
<i>В.А. Аристов, С.В. Руженцев.</i> Новые данные по стратиграфии среднего палеозоя Западного Забайкалья (республика Бурятия).....	8
<i>В.В. Аркадьев.</i> Инфразональная схема берриасского яруса Горного Крыма.....	12
<i>В.Н. Беньямовский.</i> Новые данные по региональной геологии, стратиграфии, палеобиогеографии и палеогеографии позднего мела южных частей Предуралья и Зауралья.....	15
<i>Р.А. Бобков.</i> Структурные факторы как поисковые предпосылки золотого оруденения в Селенняхской структурно - формационной зоне.....	18
<i>Н.Ю. Брагин, В.А. Аристов.</i> Конодонты раннего карбона и другие микрофоссилии в гальках кремнистых пород из верхнеюрских конгломератов горы Южная Демерджи (Крым).....	21
<i>Л.Г. Брагина.</i> Радиоларии и биостратиграфия верхнемеловых отложений Западно-Сахалинских гор (Найбинский опорный разрез).....	23
<i>Е.В. Ватрушкина.</i> Результат петрографического исследования аркозовых песчаников Раучуанской впадины (Чукотка, Северо-Восток России).....	26
<i>Е.А. Гаврюшова.</i> Внутреннее строение Московской синеклизы – структуры осадочного чехла Восточно-Европейской платформы...	27
<i>Т.И. Добровольская, Г.Б. Сальман.</i> Олисточетвертичные в отложениях нижнего мела Восточного Крыма.....	30
<i>А.В. Дронов.</i> Новые данные по геологии ордовика Иркутского амфитеатра.....	34
<i>А.Н. Журавлёв.</i> Космотектоническая модель строения района Селеннях – Уяндинского междуречья (респ. Саха (Якутия)).....	36
<i>Е.Ю. Закревская, В.Н. Беньямовский.</i> Данные по крупным и планктонным фораминиферам, дополняющие и уточняющие зональную схему эоцена Крымско-Кавказской области (по материалам разреза на р. Губс Адыгейского поднятия).....	40

<i>А.П. Ипполитов, А.И. Тищенко, М.А. Rogov, А.С. Алексеев, М. Беко.</i> О находке глыбы верхнетюркских известняков в окрестностях г. Симферополя и ее значении для интерпретации геологического строения Горного Крыма.....	43
<i>Т.Н. Исакова, Е.И. Кулагина.</i> Границы московского, касимовского и гжельского ярусов в типовой местности и их положение в глобальной шкале каменноугольной системы по результатам изучения фузулинид.....	47
<i>О. А. Корчагин.</i> Первые данные о находках <i>Galeanella panticae Zaninetti et Bronnimann (Foraminifera)</i> из верхнего нория Юго-Восточного Памира.....	50
<i>О.А. Корчагин, А.О. Андрухович, Б.Г. Покровский, П.А. Старицын.</i> Изотопное событие (МСЕ-1) в среднем сеномане Крыма и маркирующие его ассоциации фораминифер.....	51
<i>Н.Б. Кузнецов, А.А. Белова, А.В. Рязанцев, В.А. Аристов.</i> Стратиграфическое положение марганцевого оруднения в Западно-Магнитогорской зоне на Южном Урале.....	56
<i>Э. Я. Левен.</i> Палеотетис, Неотетис, Киммерия и палеогеография пермских фузулинид.....	59
<i>С.Ю. Малёнкина.</i> Фосфоритоносные уровни Горного Крыма.....	62
<i>В.М. Подобина.</i> Условия осадконакопления и некоторые сведения по палеогеографии палеогена юго-востока Западной Сибири.....	64
<i>Б.В. Полянский.</i> Цикличность строения ниже-среднеюрских осадочных комплексов на южной окраине Скифской плиты.....	67
<i>В.Г. Пронин.</i> Плиоцен-четвертичные уровни Северного Устюрта.....	68
<i>Л.А. Рапацкая, Ю.А. Бланкова.</i> Геодинамика южной окраины Сибирского кратона и перспективы нефтегазоносности Ковыктинского газоконденсатного месторождения.....	70
<i>А.А. Сазонова, С.А. Валетов.</i> О типах микроструктуры призматического слоя меловых иноцерамов Крыма.....	73
<i>И.М. Симанович, М.И. Тучкова.</i> Постседиментационный литогенез: терминология.....	74
<i>С.Д. Соколов.</i> Современные тектонические концепции и подготовка геологов высшей квалификации.....	77

<i>А.А. Третьяков, К.Е. Дегтярев, К.Н. Шатагин.</i> Рифтогенные магматические комплексы Актау-Джунгарского сиалического массива.....	78
<i>Т.В. Филимонова.</i> Мелкие фораминиферы из сакмарских отложений Северного Афганистана.....	81
<i>Л.В.Хабарова.</i> Порядки цикличности угленосных толщ на примере Минусинского угольного бассейна.....	84
<i>В.Е. Хаин, Н.И. Филатова.</i> Тектоника и геодинамические режимы формирования орогенических поясов Арктики и смежных континентов.....	88